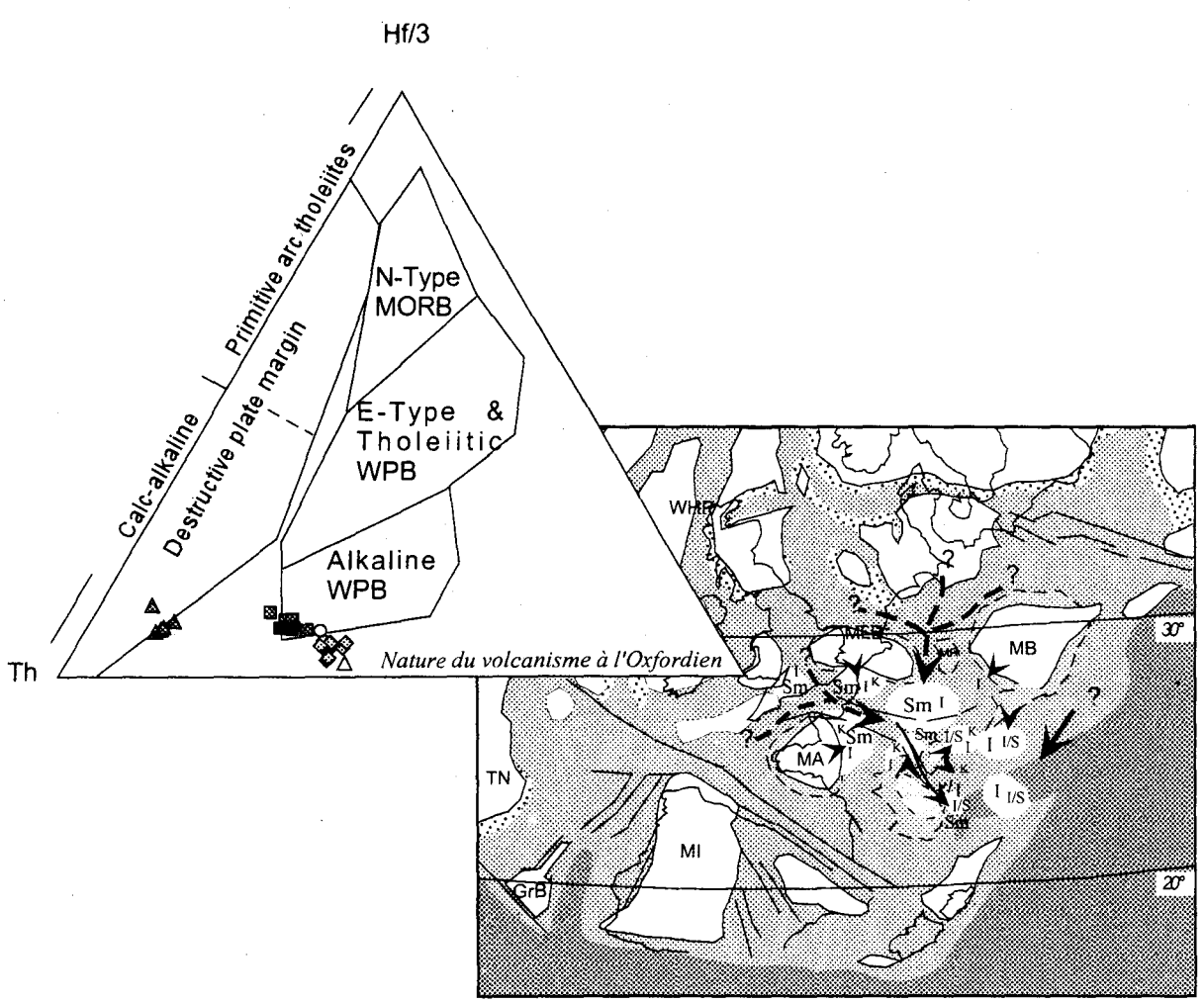


Message terrigène et influences volcaniques au Callovien-Oxfordien dans les bassins de Paris et du sud-est de la France

Pierre PELLENARD



Distribution de la sédimentation terrigène à l'Oxfordien inférieur

Université des Sciences et Technologies de Lille

U.F.R. des Sciences de la Terre – UMR Processus et Bilans des Domaines Sédimentaires

n° d'ordre : 3120

THESE

pour obtenir le grade de

Docteur de l'Université de Lille I

En : Dynamique et Environnement Sédimentaires

présentée et soutenue publiquement par

Pierre PELLENARD

Le : 17 Mai 2002



Titre :

**Message terrigène et influences volcaniques au
Callovien-Oxfordien dans les bassins de Paris et
du Sud-Est de la France**

Directeur de thèse : J-F. Deconinck

JURY

N. Clauer, D.R. C.N.R.S.	<i>Université de Strasbourg I</i>	Rapporteur
C. Gaillard, Professeur	<i>Université de Lyon I</i>	Rapporteur
B. Beaudoin, Professeur	<i>Ecole des Mines de Paris</i>	Examineur
H. Chamley, Professeur	<i>Université de Lille 1</i>	Examineur
J-F. Deconinck, Professeur	<i>Université de Rouen</i>	Examineur
A. Strasser, Professeur	<i>Université de Fribourg</i>	Examineur
J. Thierry, Professeur	<i>Université de Dijon</i>	Examineur
A. Trouiller, Docteur ingénieur	A.N.D.R.A.	Examineur

"Pour dévoiler les états antérieurs du globe, toutes les sciences s'occupant des problèmes de la terre doivent être mises à contribution et ce n'est que par la réunion de tous les indices fournis par elles que l'on peut obtenir la vérité [...] Ce qui est certain, c'est qu'à une époque donnée la terre ne peut avoir eu qu'une seule face sur laquelle elle ne nous fournit pas de renseignements directs. Nous sommes devant la terre comme un juge devant un accusé refusant toute réponse, et nous avons la tâche de découvrir la vérité à l'aide de présomptions. Toutes les preuves que nous pouvons fournir présentent le caractère trompeur des présomptions. Quel accueil réserverions-nous au juge qui arriverait à sa conclusion en utilisant seulement une partie des indices à sa disposition ? Ce n'est qu'en réunissant les données de toutes les sciences qui se rapportent à l'étude du globe que nous pourrions espérer obtenir la "vérité", c'est-à-dire l'image qui systématise de la meilleure façon la totalité des faits connus et qui peut, par conséquent, prétendre être la plus probable. Et, même dans ce cas, nous devons nous attendre à ce qu'elle soit modifiée, à tout moment, par toute nouvelle découverte, quelle que soit la science qui l'ait permise." (Alfred Wegener, La genèse des continents et des océans, Préface, 1928 ; réédition, Paris, C. Bougeois, 1990, p. XIII-XIV.)

AVANT-PROPOS

Ce manuscrit correspond à une thèse de doctorat de l'Université de Lille 1 corrigée, réalisée au sein de l'UMR « Processus et Bilans des Domaines Sédimentaires », soutenue publiquement le 17 Mai 2002 devant la commission d'examen composée de Messieurs : le Pr. Bernard Beaudoin (Président de Jury, Ecole Nationale Supérieure des Mines de Paris), le Pr. Hervé Chamley (examinateur, Université de Lille1), le Dr. Norbert Clauer (rapporteur, Directeur de Recherche au CNRS, Université de Strasbourg 1), le Pr. Jean-François Deconinck (Directeur de thèse, Université de Rouen), le Pr. Christian Gaillard (rapporteur, Université de Lyon 1), le Pr. Andreas Strasser (examinateur, Université de Fribourg), le Pr. Jacques Thierry (examinateur, Université de Dijon), le Dr. A. Trouiller (examinateur, direction scientifique du service géologie et géoprospective de l'A.N.D.R.A.).

Ce travail est la continuité d'une recherche initiée en 1998 à l'Université des Sciences et Technologies de Lille au sein du DEA « Géologie, Géochimie et Géophysique Sédimentaires ». Cette recherche fut pour moi l'occasion de découvrir « le monde des argiles » tout en poursuivant sur l'étude des sédiments jurassiques, dépôts géologiques devenus familiers lors de mon passage à l'Université de Bourgogne, où plusieurs chercheurs, dont Jean-Paul Loreau, Didier Marchand, Jean-Claude Menot et Jacques Thierry, ont su m'initier avec talent. L'étude du paléovolcanisme à travers les bentonites m'a également rapproché de mes premières passions géologiques transmises à l'Université des Sciences et Techniques de St Etienne, où André Giret, René-Pierre Ménot, Jean-Yves Cottin, entre autres, ont su m'intéresser aux Sciences de la Terre.

Cet avant-propos est pour moi l'occasion de remercier toutes les personnes qui ont contribué de près ou de loin à cette étude et qui ont mis les moyens nécessaires à sa réalisation :

Jean-François Deconinck, directeur de cette thèse, pour son encadrement et sa grande disponibilité, que ce soit lors des expéditions de terrains, des discussions scientifiques ou au moment des corrections. Je lui suis particulièrement reconnaissant des nombreux conseils apportés, de sa vision critique et de sa motivation constante tout au long de ces quatre années.

Hervé Chamley (Professeur à l'Université de Lille) pour l'intérêt qu'il a manifesté dès mon arrivée au laboratoire de sédimentologie et géodynamique en 1998 lors de mon DEA. Il a toujours su garder sa porte ouverte pour des discussions scientifiques et su communiquer sa passion des minéraux argileux et des environnements sédimentaires.

Jacques Thierry (Professeur à l'Université de Dijon), pour m'avoir suivi tout au long de mon cursus de second et troisième cycle et pour m'avoir toujours encouragé dans mes travaux de recherches en répondant systématiquement aux questions qui me préoccupaient. Je tiens à lui exprimer ma profonde reconnaissance pour ces échanges et sa disponibilité constante depuis mes études de Licence.

Christian Gaillard, Professeur à l'Université de Lyon et Norbert Clauer, directeur de recherche CNRS au centre de géochimie de la surface de Strasbourg, pour les discussions que nous avons pu avoir. Je les remercie vivement d'avoir accepté d'examiner ce travail de recherche et d'en être les rapporteurs.

Bernard Beaudoin (Professeur à l'Ecole Nationale Supérieure des Mines de Paris), pour avoir accepté le rôle de président de jury et d'avoir examiné ce travail de recherche. Je lui suis reconnaissant des réflexions et discussions que nous avons pu échanger sur les aspects temporels en géologie et de l'intérêt qu'il porte aux niveaux de cendres.

André Strasser (Professeur à l'Université de Fribourg) pour avoir accepté d'être examinateur de ce travail. Je suis particulièrement honoré de sa présence.

Alain Trouiller (direction scientifique de l'ANDRA) est en quelque sorte à l'origine du sujet de DEA qui a lancé cette thèse de doctorat. Son intérêt a été tout particulier pour cette étude et a permis la réalisation de deux contrats entre l'Université de Lille et l'ANDRA. Je le remercie vivement d'avoir accepté de juger ce travail. Je suis particulièrement reconnaissant de l'aide et de l'intérêt manifesté par Georges Vigneron, Pascal Elion et Marcel Brocandel du service Géologie et Géoprospective de l'ANDRA.

Didier Marchand et Dominique Fortwengler pour la détermination des faunes d'ammonites du bassin Subalpin et leur précieuse aide sur le terrain des Terres Noires. Merci à Yvette et Dominique pour leur sympathie et leur hébergement à la Bégude de Mazenc.

Sont également remerciés ici pour leur aide et leur discussion scientifique : W.D. Huff (Université de Cincinnati) pour l'approche statistique et ses encouragements sur l'étude des bentonites, Jean-Louis Paquette (Université de Clermont Ferrand) pour les essais de datation de zircons, Jean-Luc Schneider (Université de Bordeaux) et Christian Lefèvre (Université de Lille) pour leur aide concernant les aspects volcanologiques, Olivier Averbuch (Université de Lille), pour la susceptibilité magnétique, Nicolas Tribovillard (Université de Lille) pour les discussions que nous avons pu avoir, Eric Robin (LSCE) et Irène Lefèvre (LSCE) pour leur accueil à Gif-Sur-Yvette et les essais de dosage d'He, François Baudin (Université de Pierre et Marie Curie) pour les analyses de matière organique, Alain Meunier pour ses encouragements, les membres du GFEJ, Jean-Pierre Vidier qui nous a guidé dans le Boulonnais, Olivier Dugué (Université de Caen) pour nous avoir guidé en Normandie, Philippe Courville et Pierre-Yves Collin pour leurs accompagnements sur le terrain et les discussions engagées, Hugues Accarie et Stéphanie Brégoïn, Daniel Vachard pour l'aide dans la détermination des microfaunes, Michel Dubois pour l'étude des inclusions fluides, Viviane Bout-Roumazeilles pour l'utilisation de MacDiff, Jean Didon et Roland Boutier pour leurs accompagnements dans les Ardennes, Gilbert Castanier de la division géotechnique de GDF pour l'accès aux sondages, Michael Gueroult de l'INRA d'Arras pour les mesures de C.E.C., Jacques Morel (CRPG, Nancy) pour les analyses géochimiques, Dorothée Manteau et Thibaut Pilonchery pour leur aide sur le terrain.

Merci à Philippe Recourt (p'tit chef), Deny Malengros, Pascal Ciurlik, pour leur aide au laboratoire et au MEB, Miguel Vandaele et Pierre Dorn pour la réalisation des lames minces, Jean Carpentier pour les photographies, Nelly Pernot pour la maintenance informatique, Bill et Rolande Rouzé. Merci à Françoise Dujardin, Christine Mulier, Eliane Hanton, Nadège Tiberghien pour les tâches administratives et un grand merci à Magali pour toutes les recherches bibliographiques. Une pensée également pour tous les chercheurs du SN5 qui m'ont fait part de leur amitié et soutenu au quotidien.

Je tiens également à remercier la Société Géologique du Nord (SGN) pour l'autorisation de publication de ce mémoire.

Enfin il est temps de remercier tous les personnes proches, géologues ou non, du SN5 et d'ailleurs, qui ont partagé et animé ces quatre années: bien évidemment les Sophie's qui ont été les plus sollicitées et des confidentes de tous les jours, accompagnées des indispensables: Stéphane alias Roberto, Thony, Dimitri et Nathalie, Yvan, Johann, Aurélie dont je tairai ici le surnom et David, Ludmissain et Lhoula, Jean-Baptiste et Josiane, Toumou et Najoua, Hélène, Elisabeth et Eddy, Yoyo, Alexis, Julien B., Julien P., Fred, Anne, Michel et Véro, Alain, Armelle, Abder et Karine, Nidal, Sébastien, Antoine, Lahcen, Sami, Pierre et Frédérique, les différentes promotions de DEA et maîtrises de passage au laboratoire, la famille (Aude, Thib, Arno, Soph, Maya, Géraldine), les amis stéphanois (Isabelle et Pierre, Marie-Charlotte, Véro, Elisabeth, Laurent, Zair, Karine, Cyril et Ben...). Egalement une pensée pour tous les amis rencontrés à Dijon (p'tit Flo et Philippe, Corinne, Valdoche, Francis, Julien B., Florent et Elodie, Jeremy, Tonio...) et particulièrement fifi et Ben qui ont été sans doute pour beaucoup dans mes motivations en géologie.

Mes plus chaleureux remerciements vont à mes parents et mon frère qui m'ont toujours encouragé et soutenu depuis le début. Ce travail est l'occasion de leur exprimer toute ma reconnaissance et de leur apporter concrètement le résultat de ces huit années d'étude. Je leur dédie donc cet ouvrage. Ce travail n'aurait pu voir le jour sans le soutien quotidien et l'aide dans les moments les plus difficiles de Florence. Je lui rends donc hommage pour tous les sacrifices engendrés et pour la patience qu'elle a su me témoigner durant ces trois années et demie. Je lui dédie également ce travail et remercie sa famille pour son soutien.

A mes parents,
A Florence.

RESUME - ABSTRACT

La série argileuse du Callovien-Oxfordien constitue la formation géologique retenue en France pour l'implantation d'un laboratoire d'étude souterrain en vue d'un éventuel stockage de déchets radioactifs à vie longue. L'analyse sédimentologique et minéralogique à haute résolution des dépôts argileux du Callovien-Oxfordien a été réalisée à la fois dans les bassins de Paris et du Sud-Est de la France (bassin Subalpin méridional). L'objectif est de comprendre les modalités de remplissage des bassins sédimentaires et de déterminer les différents facteurs influençant la sédimentation terrigène. La découverte d'horizons de bentonite (altération de cendres volcaniques en argiles) dans ces dépôts démontre par ailleurs l'influence du volcanisme dans la sédimentation.

Les assemblages argileux du Callovien-Oxfordien du Bassin de Paris présentent une grande variabilité spatiale et temporelle. Des changements minéralogiques majeurs comme l'apparition de smectites aux dépens de kaolinite et d'illite se produisent à deux reprises dans le Bassin de Paris, au Callovien inférieur et à l'Oxfordien inférieur. Ils traduisent des modifications paléogéographiques importantes en relation avec les variations eustatiques qui favorisent des connexions entre bassins adjacents. En revanche, le bassin Subalpin, soumis à une subsidence importante, une tectonique synsédimentaire active et des manifestations halocinétiques enregistre peu de variations de la fraction terrigène. Une diagenèse d'enfouissement thermique pourrait être en partie responsable de la relative homogénéisation des assemblages argileux.

L'examen détaillé des coupes et forages a permis d'identifier cinq horizons de bentonites. L'un d'eux bien développé dans les forages de l'ANDRA a pu être retrouvé à l'affleurement dans l'Est du Bassin de Paris. La corrélation est assurée par les données litho et biostratigraphiques et grâce aux caractéristiques géochimiques. Dans le Sud-Est de la France, l'un des cinq horizons de bentonite identifié dans les Terres Noires correspondrait à celui du Bassin de Paris compte tenu de sa signature géochimique. Ce dépôt lié à un événement volcanique paroxysmal serait l'expression sédimentaire d'un volcanisme alcalin intraplaque différencié, vraisemblablement localisé en Mer du Nord.

Mots-clés : sédimentation terrigène, minéraux argileux, bentonites, Callovien-Oxfordien, Bassin de Paris, bassin du Sud-Est, paléogéographie, paléoenvironnements, paléovolcanisme

Callovian and Oxfordian clay deposits from the eastern part of the Paris basin have been chosen by the French agency for nuclear waste disposal (ANDRA) as a future host formation for an underground laboratory. In order to precise palaeoenvironmental reconstructions, high resolution sedimentological and mineralogical analysis have been performed in the Paris Basin and in the Subalpine basin.

In the Paris basin, the clay mineral assemblages show a great variability in time and space. Mineralogical changes occurring in the Lower Callovian and the Lower Oxfordian are attributed to major palaeogeographic changes associated with eustatic fluctuations. In the Subalpine basin, the clay mineral assemblages are more homogeneous reflecting the influence of burial diagenesis.

A connexion between Paris and Subalpine basin probably occurs during the Upper Callovian through the Seine-Loire trough allowing smectitic sedimentation.

The occurrence of a bentonite layer to the east of the Paris basin in boreholes ANDRA and at outcrop reveals the influence of an explosive volcanic activity during the Oxfordian. The bentonite layer can be correlated from the borehole to the outcrop according to mineralogical and geochemical data. In the Terres Noires formation (SE of France) five bentonites layers are identified from the Lower to the Middle Oxfordian. One of them is probably an equivalent of the bentonite identified in the Paris basin thus providing a tool for long distance correlations. This deposits probably correspond to a paroxysmal volcanic event; based on geochemical fingerprint the original ash may be derived from a within plate alkaline volcanism. The active centre was probably located in the North Sea.

Key-words : terrigenous sedimentation, clay minerals, bentonites, Callovian-Oxfordian, Paris basin, South-Eastern basin of France, Palaeogeography, palaeoenvironments, palaeovolcanism

INTRODUCTION

INTRODUCTION

Problématique de l'étude

Les séries argileuses épaisses du Callovien - Oxfordien français ont depuis longtemps intéressé stratigraphes, paléontologues et sédimentologues. Leur richesse exceptionnelle en faune a permis l'établissement d'un découpage biostratigraphique remarquable. L'épaisseur et la monotonie des dépôts argileux posent de nombreuses questions d'ordre sédimentologique, paléogéographique ou paléobiogéographique. Parallèlement à cet aspect fondamental, les compagnies des ressources exploitables (compagnies pétrolières, Gaz de France...) et plus récemment l'ANDRA (Agence Nationale pour la gestion des Déchets RADIOactifs) ont engagé de nombreuses recherches en vue d'une meilleure connaissance des propriétés géométriques, géomécaniques et physico-chimiques des sédiments argileux de cette série. Ceci n'a fait qu'accroître les connaissances d'un ensemble géologique réputé difficile voire rébarbatif en raison de l'homogénéité de ses faciès et du manque d'affleurement disponible dans le Bassin de Paris.

La présente étude s'inscrit dans la continuité d'un travail initié en DEA (Pellenard 1998) relatif à la sédimentologie et la minéralogie des fractions argileuses, étudiées à haute résolution (1 échantillon/m à 1 échantillon/50 cm pour 130 m) sur un des forages du site Est de l'ANDRA (HTM 102, Haute-Marne). Le forage concerné a été implanté à proximité du site choisi pour la construction d'un laboratoire souterrain de recherche, en vue d'estimer la faisabilité d'un stockage profond de déchets radioactifs à vie longue. Ce travail a permis d'affiner la base de données concernant la minéralogie des argiles et d'établir l'évolution de paramètres sédimentologiques complémentaires (calcimétrie, susceptibilité magnétique, microfaciès) en se focalisant sur un changement majeur de la minéralogie des argiles reconnu au sein de la couche argileuse. Le but de l'étude était alors de répondre sur l'origine controversée diagénétique ou sédimentaire du changement minéralogique identifié au sein de l'Oxfordien inférieur.

Les investigations menées par l'ANDRA depuis 1994 d'un point de vue géologique, hydrogéologique et géomécanique, dans le site de l'Est (départements de la Meuse et de la Haute Marne) ont conduit au choix de la couche argileuse "callovo-oxfordienne" (Callovien moyen et supérieur, Oxfordien inférieur, base de l'Oxfordien moyen), répondant aux différents critères nécessaires à la réalisation d'un projet de stockage: couche d'argilite suffisamment épaisse (130 m), de faible perméabilité, de profondeur supérieure à 250 m pour s'affranchir de l'érosion superficielle à long terme, mais inférieure à 700 m pour des raisons économiques et géomécaniques, zone aismique et peu affectée par des failles, couche homogène de grande extension et non exploitable pour ses ressources naturelles (ANDRA, 1998, 1999).

La formation argileuse du Callovien-Oxfordien présente une très faible perméabilité (10^{-11} m/s à 10^{-13} m/s) s'opposant aux circulations de fluides à travers la formation et ainsi au transport éventuel de radionucléides. Les propriétés de rétention de la couche géologique retenue dépendent de la nature et de l'agencement des minéraux qui la constituent et de la chimie des eaux interstitielles. Compte tenu de la forte proportion en minéraux argileux dans les sédiments du Callovien-Oxfordien (en moyenne 40-45 % de minéraux argileux, 25-30 % de carbonates et 25-30 % de silt) et connaissant leur propriété importante de rétention, en particulier pour les argiles riches en feuilletés smectitiques, il est indispensable de connaître la variabilité à haute résolution de ces minéraux (verticale et latérale). Il est également important de s'interroger et de comprendre le mode de mise en place de ces dépôts argileux et de faire, pour les argiles, la part des influences détritiques originelles de l'influence diagénétique afin d'envisager les conditions de stabilité à long terme au sein de la couche. D'autre part les "hétérogénéités" que constituent les variations dans la minéralogie des argiles sont autant de repères précis utilisables lors de la réalisation du laboratoire et des forages de puits.

Dans cette optique, il est nécessaire d'envisager la compréhension des mécanismes à l'origine de l'évolution spatiale et temporelle de la fraction terrigène et plus particulièrement des assemblages argileux, non seulement à l'échelle des forages mais d'un point de vue régional, en intégrant les différentes données disponibles sur l'ensemble du Bassin de Paris. Un des objectifs sera donc de dégager le rôle de la paléogéographie, des paléoenvironnements et de la géodynamique du bassin incluant les mécanismes globaux (eustatisme, climat, régime tectonique, chimisme des eaux, influence volcanique) et locaux (tectonique locale, processus diagénétiques, circulations de fluides).

Cette démarche sera également appliquée à un deuxième secteur paléogéographique constitué par le bassin subalpin méridional (ou bassin du Sud-Est de la France), pour deux raisons essentielles:

(1) la possibilité (grâce aux nouvelles données biostratigraphiques) de pouvoir comparer le flux terrigène de deux bassins fonctionnant dans un contexte géodynamique différent et d'identifier le rôle de la

paléogéographie et des paléomilieus ainsi que de la diagenèse d'enfouissement, de la tectonique régionale et des circulations de fluides, apparemment plus complexes dans le bassin du Sud-Est ;

(2) l'identification dans le forage HTM 102 de l'ANDRA d'un niveau d'altération de cendres volcaniques (ou bentonite) daté au voisinage de la limite Oxfordien inférieur/moyen (Pellenard *et al.*, 1999) a généré un nouveau champ de recherche qui constitue le deuxième volet de ce travail de thèse. Connaissant les propriétés de grande extension des bentonites et les bonnes conditions d'affleurements de la formation des Terres Noires (Bajocien supérieur à Oxfordien moyen) dans le bassin subalpin, un travail d'identification, de caractérisation puis de corrélation de niveaux de bentonites a été entrepris.

Ce travail de thèse s'inscrit donc avant tout dans le cadre d'une recherche fondamentale visant à caractériser par différentes approches la "signature" sédimentologique et minéralogique des dépôts du Callovien-Oxfordien, même si à l'origine, le projet fut lancé sur une problématique plus appliquée. Enfin, les intérêts et l'originalité de travailler sur la série argileuse du Callovien-Oxfordien des bassins de Paris et du Sud-Est de la France se marquent par trois faits majeurs:

Ces dépôts sont bien contraints dans un cadre biostratigraphique à haute résolution (Thierry *et al.*, 1997, Cariou *et al.*, 1997) avec une précision pouvant atteindre l'ordre de l'horizon, et dans la plupart des cas la sous-zone d'ammonite. Ceci permet d'assigner un âge à valeur biostratigraphique aux différentes unités sédimentaires reconnues et de valider les corrélations envisagées.

Des modifications paléogéographiques majeures se sont produites au Jurassique moyen et supérieur. La principale correspond à l'enneigement rapide des plates-formes carbonatées du Dogger à l'échelle Ouest Européenne par des sédiments argilo-silteux, marquant une crise importante dans la sédimentation carbonatée du Jurassique.

La présence de niveaux de bentonites dans la série stratigraphique est un fait particulièrement intéressant et novateur puisqu'elle implique l'existence d'une importante activité volcanique aérienne explosive encore non reconnue jusqu'à présent dans ces bassins. De tels niveaux peu étudiés peuvent constituer de puissants outils stratigraphiques et d'aide aux reconstitutions géodynamiques, dont l'étude détaillée est nécessaire.

Les principaux objectifs de l'étude s'articulent autour des points suivants:

Dans le bassin de Paris, l'étude spatio-temporelle de la fraction argileuse à haute résolution, contrainte dans un cadre biostratigraphique précis, rendra compte des sources des différents minéraux argileux présents et de leur répartition à l'échelle du Bassin de Paris. La part de la diagenèse d'enfouissement déduite de l'analyse minéralogique et pétrographique sera appréciée et comparée aux études parallèles de la matière organique, d'inclusions fluides, de datation K/Ar des phases argileuses. Cette démarche permettra ainsi de formuler des hypothèses quant à l'intensité de la diagenèse et sur l'origine des sources détritiques en complément des travaux déjà réalisés sur ce bassin (Decommer 1981, Dugué 1989, Debrabant *et al.*, 1992, Lefrançois *et al.*, 1996).

L'analyse des faciès couplée aux différents paramètres sédimentologiques rendra possible la réalisation d'un découpage séquentiel fin de la série étudiée et permettra l'analyse des changements minéralogiques en relation avec les variations paléoenvironnementales déduites. Ceci permettra de tester le comportement des minéraux argileux en fonction des différents forçages climatiques, eustatiques et tectoniques reconnus.

Dans le Bassin du Sud-Est, le levé précis de coupes dans les Terres Noires, aujourd'hui datées à la sous-zone d'ammonite, permettra d'établir des corrélations. Cette démarche sera appliquée à l'ensemble géographique Baronnies-Diois-vallée du Buëch.

L'analyse de différents paramètres sédimentologiques (faciès, minéralogie, matière organique...) devra permettre de suivre à différentes échelles les variations au sein d'un ensemble homogène et de tester l'influence eustatique (Dardeau *et al.*, 1994; Graciansky *et al.*, 1999) et l'influence du forçage climatique, déjà identifiée dans les Terres Noires (Tribovillard 1989).

L'étude de l'évolution spatiale et temporelle de la minéralogie des argiles de l'Oxfordien inférieur à l'Oxfordien supérieur supportée par le projet "transect oxfordien" menée par le Groupe Français d'Etude du Jurassique (GFEJ) permettra de s'interroger sur les sources d'approvisionnement des deux bassins et de tester l'influence de la diagenèse sur le message argileux en complément des études déjà réalisées dans ce bassin (Artru 1972; Barlier 1974; Deconinck 1984, 1992; Levert & Ferry 1988).

En ce qui concerne les niveaux de bentonite, il s'agira dans un premier temps d'identifier ces niveaux au sein des séries argileuses étudiées en appliquant pour les coupes et les forages étudiés un échantillonnage serré et

une observation fine des variations lithologiques. Les bentonites se présentent sous la forme de fins horizons argileux millimétriques à pluricentimétriques, pratiquement indistincts des sédiments détritiques encaissants dans les carottes de forages; une attention particulière sera donc envisagée pour la reconnaissance de tels niveaux en sondages. A l'affleurement, l'éventuelle altération, l'humidification des argiles, ou la présence de végétation rend leur identification plus aisée. Ces niveaux devront être datés biostratigraphiquement avec le maximum de résolution.

Il sera ensuite nécessaire de caractériser les bentonites par différentes méthodes : pétrographie, minéralogie et géochimie, dans l'optique de réunir le maximum d'arguments concernant l'origine de ces dépôts. Les analyses pétrographiques et géochimiques en particulier permettront d'accéder à la nature du volcanisme et d'envisager des hypothèses sur la localisation des centres actifs au Jurassique moyen et supérieur en Europe de l'Ouest.

Compte tenu des propriétés d'extension importante des niveaux de bentonites et du caractère isochrone de ces dépôts, le troisième objectif sera leur corrélation à l'échelle des bassins étudiés (corrélation intrabassin) ou entre plusieurs bassins sédimentaires adjacents (corrélations interbassins). Ces corrélations sont envisageables pour des dépôts résultant d'événements volcaniques majeurs fréquemment associés à du volcanisme explosif de type plinien (Walker 1980, Fisher & Schmincke 1984). Les lignes-temps que constituent ces bentonites permettront à l'intérieur d'un même bassin de suivre de manière très précise les variations de la lithologie et de la géométrie des dépôts. Ce point particulièrement important permettra d'appréhender les problèmes de variation du taux de sédimentation et de tester l'influence de la tectonique synsédimentaire sur des dépôts où l'homogénéité des faciès rend cette démarche difficile voire impossible. D'un point de vue appliqué, la reconnaissance de tels niveaux en sondage permet un calage fiable et précis entre les différents forages et pourrait constituer pour l'ANDRA un ou plusieurs points de repère lors du creusement des puits. D'un point de vue fondamental, l'identification de ces niveaux entre plusieurs bassins permettra d'affiner les corrélations biostratigraphiques et de confronter les différentes échelles de datations utilisant des découpages en biochronozones différentes, ce qui est le cas pour les échelles du Mésozoïque de l'Europe de l'Ouest.

Enfin, le dernier objectif sera si possible de fournir des âges isotopiques pour chaque événement. Ceci est envisageable par la présence de minéraux primaires dans ces dépôts, susceptibles de dater le volcanisme et - à l'échelle géologique - le moment de mise en place du dépôt pyroclastique. Ces données permettraient d'établir des points d'ancrage radiochronologiques utiles dans l'amélioration des échelles chronostratigraphiques pour le Jurassique où les données radiométriques sont encore rares (Gradstein *et al.*, 1995) et les écarts d'âges importants.

Démarche envisagée pour l'étude

A - Les méthodes d'analyse

Un certain nombre de techniques a été envisagé et appliquées au cours de ce travail. Elle ne seront pas décrites en détail dans cette partie puisqu'il s'agit pour la plupart de techniques classiquement utilisées en sédimentologie.

L'étude de **faciès** et **microfaciès** et de la composition minéralogique a été réalisée par l'observation de surfaces polies, lames minces et frottis de sédiment après échantillonnage à l'affleurement et sur carottes de forages. Les niveaux les plus argileux sont étudiés en lames minces après imprégnation. Ces observations ont été faites dans le but de différencier un certain nombre d'environnements de dépôts d'après les microstructures, figures sédimentaires, nature des composants et de la microfaunes. Celles-ci seront couplées à l'analyse des minéraux argileux et de poudre de roche totale par diffraction RX.

La **susceptibilité magnétique** permet de tester le signal magnétique des sédiments et d'estimer la proportion des phases diamagnétiques, paramagnétiques et ferromagnétiques. Son utilisation peut se faire en tant que marqueur qualitatif et quantitatif des apports terrigènes et permet de visualiser notamment les pics d'argilosité (corps paramagnétiques) et les variations minéralogiques importantes (King & Charnell, 1991). Couplée à la calcimétrie et diffraction RX, elle permet de déceler des variations peu visibles au sein de séries lithologiquement monotones et peut aider aux corrélations. L'appareil utilisé est un pont de susceptibilité Kappabridge KLY-2.

La **granulométrie à diffraction laser** permet d'accéder à la distribution de la taille des particules sédimentaires, en particulier de la fraction terrigène fine. L'appareil utilisé est un microgranulomètre Malvern mastersizer X. La proportion volumique des différentes tailles granulométriques standards ainsi que les

paramètres de granulométrie tels que mode, moyenne, médiane, grain moyen, percentiles, classement et asymétrie sont accessibles. Pour les échantillons indurés, un broyage modéré suivi d'une attaque acide sont réalisés au préalable afin de désagréger la roche et d'éliminer les ciments, la matrice et les éléments biogènes carbonatés. Seules les phases insolubles sont mesurées dans ce cas.

Les mesures de **calcimétrie** (calcimètre Bernard) permettent d'accéder à la teneur en carbonate (calcite et dolomite) par la mesure du volume de CO₂ libéré lors de la réaction d'acide chlorhydrique sur les carbonates.

La quantification de paramètres rattachés à la **matière organique** a été réalisée par pyrolyse Rock-Eval à l'Université Pierre et Marie Curie par François Baudin. Les calculs du Carbone Organique Total (COT), de l'Indice Hydrogène (IH) et du Tmax permettent d'estimer respectivement le pourcentage de matière organique, le type de matière organique et son degré de maturation thermique (Espitalié *et al.*, 1985). L'évolution de ces paramètres couplée à la minéralogie et à l'étude des faciès permettra d'apporter des renseignements sur les sources, les conditions paléoenvironnementales et de diagenèse des bassins étudiés.

La **minéralogie des argiles par diffraction RX** a été étudiée selon le protocole expérimental décrit par Holtzapffel (1985) Brown & Brindley (1980). L'appareil utilisé pour la diffraction RX est un Philips (générateur PW 1729 à anticathode de cuivre, 40 kV, 25 mA). Les spectres sont réalisés dans le domaine angulaire 2,49 à 32,49 ° 2 θ pour l'étude des minéraux argileux et de 3 à 60 ° 2 θ pour les poudres de roches désorientées. Trois diffractogrammes sont réalisés par échantillon : conditions naturelles (air sec), saturation à l'éthylène glycol, chauffage à 490° C pendant 2H. Le domaine angulaire pour l'essai chauffage est réduit de 2,49 à 14,49 ° 2 θ . L'identification des minéraux argileux se fait à partir de la position de la réflexion basale (001) des trois essais (Brown & Brindley, 1980 ; Reynolds 1980 ; Moore & Reynolds 1989). Une analyse semi-quantitative est obtenue en utilisant l'aire des réflexions basales (001) des minéraux sur l'essai saturé à l'éthylène glycol par l'utilisation du logiciel MacDiff 4.1.2 (Petschick, 2000).

Les **Analyses Thermiques Différentielles et Thermogravimétriques** (ATD et TG) ont pour intérêt de caractériser plus finement la nature des minéraux argileux au sein d'une même famille, reconnue au préalable par diffraction RX. Cette technique ne peut s'appliquer que sur des phases monominérales. Elle a donc été utilisée dans le cas des bentonites, dont les cortèges argileux sont soit majoritairement dominés par des smectites, soit par des minéraux du groupe des kaolinites.

Les mesures de **Capacité d'Echange Cationique** (C.E.C.), permettent d'accéder à la quantité maximale de cations susceptibles d'être fixés par une argile en fonction des déficits de charge induits lors des substitutions des sites tétraédriques et octaédriques. Ces analyses ont été menées à l'I.N.R.A. d'Arras. Leur protocole utilise une C.E.C. par extraction au chlorure de cobalthexamine.

Les **analyses géochimiques** ont été traitées par le Service d'Analyse des Roches et des Minéraux du CRPG (Nancy). Elles incluent l'analyse des éléments majeurs (10 éléments par spectrométrie d'émission ICP-AES JY70) et des éléments traces et terres rares (43 éléments par spectrométrie de masse ICP-MS Perkin Elmer 5000). Le protocole utilise une fusion des échantillons au métaborate de lithium suivie d'une mise en solution acide. Ces analyses ont été utilisées pour la caractérisation géochimique des niveaux de bentonites, de roches encaissantes et de niveaux particuliers.

L'utilisation du **microscope électronique à balayage** (Cambridge Stereoscan 240) couplé à une sonde EDS (système Kevex-III) pour micro-analyses par dispersion d'énergie permet d'observer le détail d'échantillons bruts, de lames minces ou de cristaux montés sous binoculaire sous différents modes (balayage, rétrodiffusés, cathodoluminescence) et de réaliser des analyses chimiques (ponctuelles ou cartes de répartition). Cette technique s'est avérée indispensable pour la caractérisation minéralogique des bentonites et l'étude fine des argiles.

La récupération de la fraction lourde (apatite, zircon...) pour l'étude minéralogique et les datations envisagées sur les bentonites ont été réalisées par **densimétrie**. Le traitement appliqué est le suivant: 1) broyage modéré et décarbonatation (HCl) 2) dispersion des particules argileuses par hexamétaphosphate de sodium et élimination des particules par séquences successives de décantation-prélèvement selon la loi de Stokes 3) séries de tamisage pour récupérer les différentes fractions (20-32 μ m, 32-160 μ m et >160 μ m) 4) séchage à l'étuve (105 °C) 5) utilisation de liqueur de densité: bromoforme (d = 2.87) et diiodométhane (d = 3.3) 6) tri sous loupe binoculaire.

L'étude d'**inclusions fluides** (platine microthermométrique) réalisée sur quelques minéralisations observées dans le bassin du Sud-Est présente le double intérêt de fournir un ordre de température de formation et d'estimer dans certain cas la composition des fluides.

La **Cathodoluminescence** a été utilisée comme méthode pétrographique complémentaire afin d'aider à la reconnaissance de certaines phases minérales en particulier pour les échantillons de bentonites. Le matériel utilisé consiste en une cathode froide 8200 MKIV montée sur un Olympus BX 40.

B - Le plan adopté

Le plan suivi dans ce mémoire respecte la chronologie des différentes étapes de ces trois années de recherche:

- Après une première partie relative aux contextes géographique et géologique,
- une seconde partie est consacrée à l'étude du Callovien-Oxfordien du Bassin de Paris en insistant sur le message terrigène et les relations avec le découpage séquentiel,
- une troisième partie traite du Callovien-Oxfordien du Bassin Subalpin méridional où un certain nombre de paramètres sédimentologiques et minéralogiques ont été testés dans un cadre biostratigraphique bien contraint,
- une quatrième partie est centrée sur la caractérisation minéralogique et géochimique des niveaux de bentonites identifiés dans les deux bassins,
- enfin une cinquième partie synthétique regroupe les différentes informations pour tirer des conclusions plus générales d'ordre paléogéographique et géodynamique à l'échelle de l'Ouest de l'Europe.

Chapitre 1 :

Contexte géographique et géologique

CHAPITRE 1

CONTEXTE GEOGRAPHIQUE ET GEOLOGIQUE

1 - Cadre géographique

Les sites d'étude se répartissent en trois domaines bien distincts : le Bassin de Paris, le Bassin Subalpin méridional ou Bassin du Sud-Est français et le Jura (fig. 1.1). Dans le Bassin de Paris, la majeure partie du travail a été réalisée sur la partie orientale, entre le seuil bourguignon et le domaine ardennais (fig. 1.3). L'étude a été initiée sur les principaux forages de l'ANDRA: HTM 102 à la limite du département de la Haute-Marne, EST 103 et EST 104 3 km au Nord, les forages les plus proches du site du laboratoire et MSE 101 dans le département de la Meuse, 15 km au NW de HTM 102. Des coupes à l'affleurement complètent l'étude des forages, comme la coupe de St Blin située à 20 km au Sud des forages ou des coupes situées plus au Sud. Au Nord des forages, en Ardennes, seules quelques coupes aux environs de Villers-le-Tourneur ont fait l'objet d'analyses sédimentologiques et minéralogiques. Deux coupes ont été levées dans le Boulonnais entre St Omer et Boulogne. Enfin des analyses ont été effectuées sur les séries sédimentaires exposées sur les falaises des Vaches Noires en Normandie près de Villers-sur-Mer. Ces choix ont été imposés par le manque de coupes caractéristiques des séries argileuses du Callovo-Oxfordien dans le Bassin de Paris. Seule la Normandie présente des affleurements de qualité, dont une analyse sédimentologique et minéralogique de détail avait déjà été réalisée (Dugué 1989 ; Rioult *et al.*, 1991). Le reste des données provient de la littérature disponible et notamment des forages du Nord de la France (Decommer 1981 ; Debrabant *et al.*, 1992) ou celui de Sancerre-Couy (Delavenna 1990 ; Gely *et al.*, 1996).

Dans le Bassin Subalpin méridional, plus d'une vingtaine de coupes ont été levées et complétées par des points d'observation intermédiaires dans le domaine des Baronnies, du Diois et de la vallée du Buëch entre Nyons, Sisteron et Die (fig. 1.4 et 1.5). Il s'agit de la partie occidentale du Bassin du Sud-Est, limité à l'Est par la nappe de Digne et correspondant au sous-bassin de Die-Laragne défini par Artru (1972). Quelques coupes ont fait l'objet d'analyses minéralogiques sur la bordure vivaro-cévénole (Quissac) ainsi que dans le Jura (Croténay). Sont inclus également les coupes retenues par le GFEJ sur le projet "Transect Oxfordien", qui concernent le bassin proprement dit (Beauvoisin, Trescléoux), la bordure vivaro-cévénole (Chenier, Chanabier), le Jura (Creux-du-Giron, Bonnevaux-le-Prieuré, le Pontet) ou la plate-forme lorraine (Foug).

2 - Contexte géologique

2.1 - Cadre géodynamique et paléogéographique des bassins sédimentaires français au Jurassique moyen et supérieur

Le Bassin de Paris et le Bassin Subalpin sont au Jurassique moyen/supérieur au carrefour de trois océans : l'Océan téthysien ou Téthys Ligure, le Protoatlantique ou Téthys Atlantique et la Mer du Nord (Pomerol 1978). Leur dynamique est étroitement liée aux phénomènes structuraux de l'évolution post-hercynienne de l'Ouest européen. Ceux-ci fonctionnent comme des bassins intracratoniques générés par le démantèlement progressif et l'extension généralisée E-W à NW-SE du craton Ouest européen, en liaison avec l'ouverture de la Téthys Ligure et de l'Atlantique central (Curnelle & Dubois 1986; Rat 1987; Ziegler 1988). Cette dynamique résulte à l'échelle globale des mouvements anti-horaires des blocs Afrique-Arabie-Inde par rapport à l'Eurasie, responsables des phases extensives et compressives en Europe de l'Ouest (Savostin *et al.*, 1986; Le Pichon *et al.*, 1988). L'initiation des bassins soumis aux mêmes régimes durant une grande partie du Mésozoïque se produit à partir du Trias inférieur à moyen par une large phase d'extension lithosphérique généralisée à l'ensemble Ouest Européen, conséquence d'un rifting intracontinental (Curnelle & Dubois, 1986). L'ouverture océanique liguro-piémontaise, précédée d'une importante phase de rifting au Lias inférieur, bien caractérisée dans le Bassin Subalpin, s'effectue principalement du Lias supérieur à la fin du Dogger et se poursuit par une évolution post-rift au Jurassique supérieur, marquée par l'enfoncement de la marge occidentale, passive, par subsidence thermique (Curnelle & Dubois, 1986; Lemoine *et al.*, 1986; Lemoine & Graciansky, 1988). Au Callovien-Oxfordien, la Téthys Atlantique en cours d'ouverture se marque par une ride océanique symétrique, tandis que l'Océan

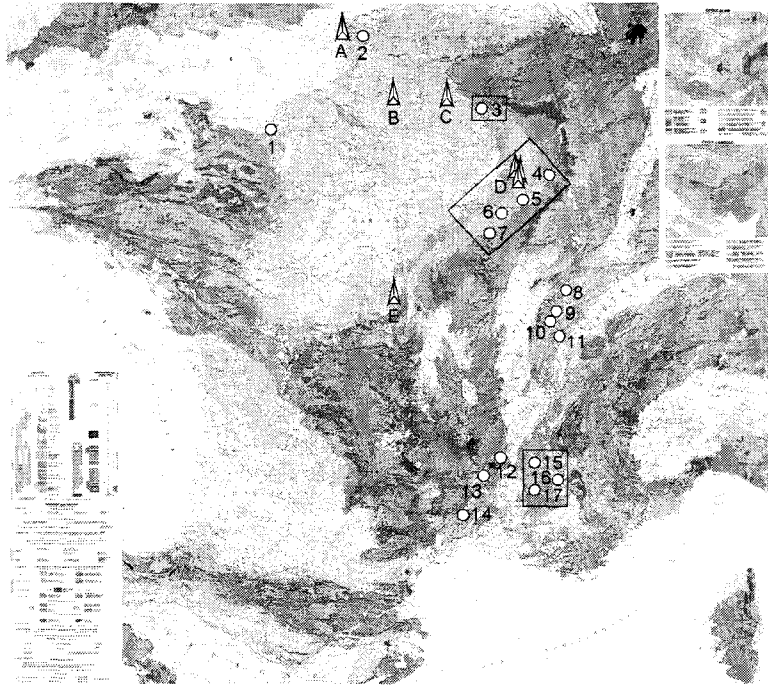


Fig. 1.1 - Localisation géographique des affleurements et forages étudiés ou utilisés. A: APO1 bis (Boulogne), B: Vermandovilliers, C: A901 ANDRA, D: forages HTM 102, EST103/104, MSE 101 ANDRA, E: Sancerre-Couy, 1: Villers-sur-Mer, 2: Le wast, Colembert, 3: Villers-le-Tourneur, 4: Foug, 5: St Blin, 6: Boulogne, 7: Veuxhailles-sur-Aube, 8: Bonnevaux-le-Prieuré, 9: Crotenay, 10: Creux-du-Giron, 11: Le Pontet, 12: Le Chenier, 13: Chanabier 14: Quissac, 15: Barsac, 16: Oze, 17: Montréal-les-Sources. Une localisation plus précise est fournie pour les zones encadrées. Carte géologique de la France au millionième (BRGM, Chantraine *et al.*, 1996).

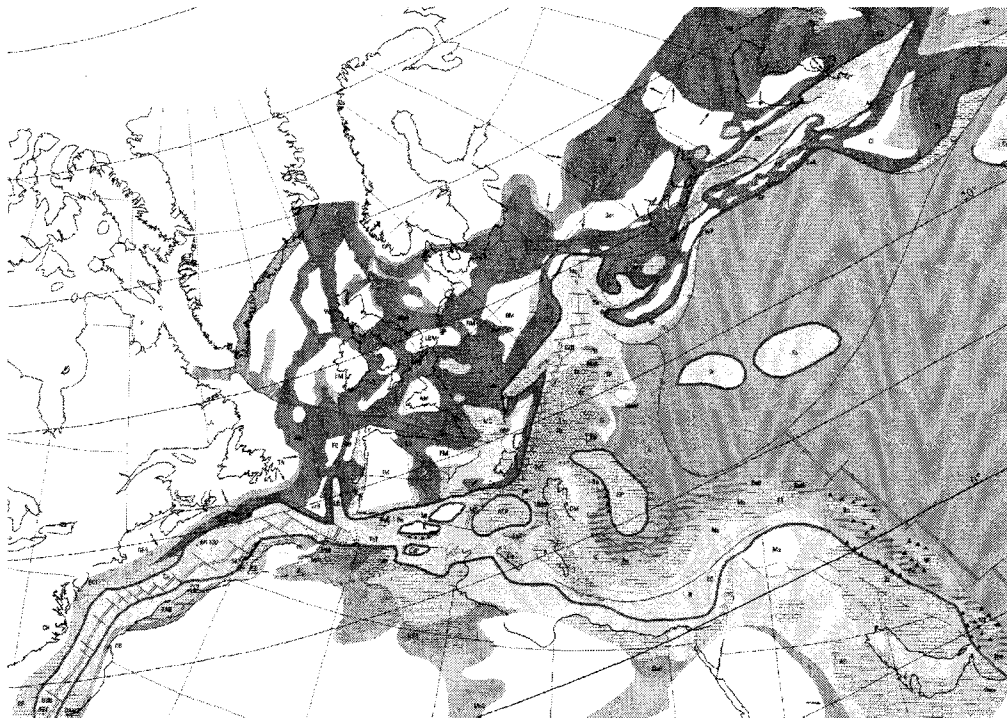


Fig.1.2 - Cadre paléogéographique du domaine ouest-téthysien au Callovien (extrait des cartes paléoenvironnementales de la Téthys, Dercourt *et al.*, 1993; pour les zones d'études: LBM: Massif Londres-Brabant, RM: Massif Rhénan, BM: Massif Bohémien, FrP: plate-forme franconienne, AM: Massif Armoricaïn, Ju: Jura, VT: dépression valaisanne, Dau: bassin dauphinois, MC: Massif Central, CPP: plate-forme provençale)

téthysien central plus complexe présente une ride fortement dissymétrique, une marge Nord convergente et Sud divergente (Enay *et al.*, 1993, fig. 1.2).

Cette période se caractérise par une phase transgressive majeure qui débute au Bathonien supérieur et s'affirme au cours de l'Oxfordien, laissant place dans les domaines paléogéographiques français à quelques aires positives émergées ou haut-fond comme les Massifs Armoricaïn, Londres-Brabant, Central et Vosges ainsi que le seuil bourguignon/Jura qui délimite Bassin Parisien et Bassin du Sud-Est (Debrand-Passard *et al.*, 1980; Thierry *et al.*, 1980; Dercourt *et al.*, 1985; Guillocheau 1991; Enay *et al.*, 1993). Cette importante transgression d'origine eustatique (Norris & Hallam 1995) favorise le développement des échanges fauniques, qui se traduit par un large recouvrement des faunes boréales, subboréales et téthysiennes en Europe (Cariou *et al.*, 1971; Cariou *et al.*, 1985).

Les principaux environnements de dépôts au Callovo-Oxfordien sur les marges téthysiennes concernent des domaines de plates-formes et bassins terrigènes peu profonds à profonds pour la partie NW téthysienne auxquels se rattachent les bassins de Paris et du Sud-Est et des environnements de plates-formes carbonatées, fluvio-deltaïques et fluvio-lacustres pour le Sud du domaine téthysien au Nord du bloc Gondwana Ouest (Enay *et al.*, 1993, fig. 1.2). Pour les bassins sédimentaires français, le contexte orographique peu accusé se traduit par un détritisme grossier réduit favorisant une sédimentation finement détritique ou chimique, argilo-carbonatée à carbonatée de plate-forme et de bassin.

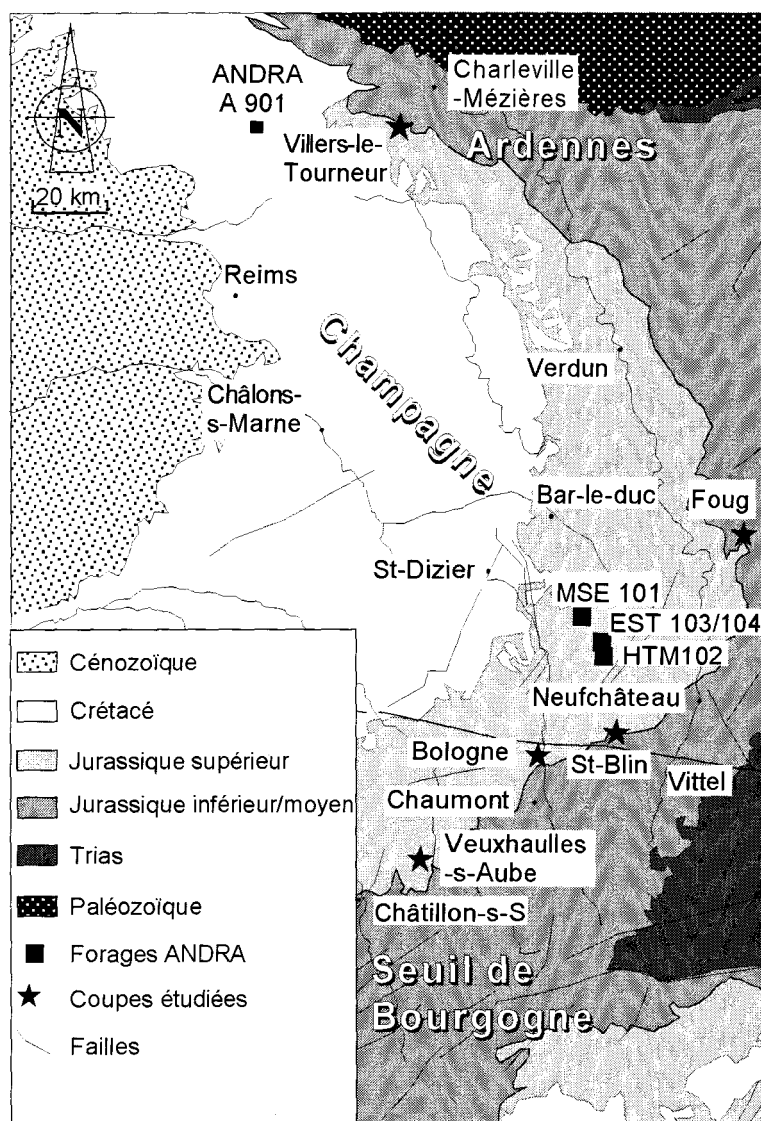


Fig. 1.3 - Localisation géographique des affleurements et forages étudiés dans l'Est du Bassin de Paris.

Le climat de type aride à subtropical du Mésozoïque se marque par un léger refroidissement global au Callovien, alors que la tendance pour le Jurassique va vers un accroissement de température (Curnelle & Dubois 1986; Enay *et al.*, 1993). Une crise dans la sédimentation carbonatée se marque par la réduction drastique des plates-formes carbonatées sur l'ensemble du domaine téthysien (Norris & Hallam, 1995). Celle-ci pourrait, en plus d'un contrôle global favorisé par les variations eustatiques, correspondre à une baisse de productivité de « l'usine à carbonates », liée aux fortes émissions de CO₂ atmosphérique relâchées au cours de la période callovo-oxfordienne par l'activité volcanique aérienne et sous-marine intensifiée à cette époque (Courtilot 1995; Dromart *et al.*, 1996).

2.2 - Cadre biostratigraphique

Les échelles biostratigraphiques utilisées sont tirées des zonations synthétisées dans Thierry *et al.*, (1997), Cariou *et al.*, (1997). Un tableau synthétique est proposé (fig. 1.6) associant les découpages des provinces boréale et téthysienne et les âges isotopiques de Haq *et al.* (1987), Harland *et al.* (1990), Odin & Odin 1990, Gradstein *et al.*, 1995, Jacquin *et al.*, 1998, Palfy *et al.*, 2000). Le Callovo-Oxfordien français est marqué par un découpage biostratigraphique à haute résolution fondé sur les faunes d'ammonites, permettant d'atteindre la précision de l'ordre de la sous-zone ou de l'horizon pour l'intervalle Callovien supérieur/Oxfordien inférieur. Les différentes datations utilisées au cours de cette étude sont les déterminations établies par Philippe Courville, Didier Marchand, Jacques Thierry pour le Bassin de Paris et Philippe Courville, Dominique Fortwengler, Didier Marchand pour le Sud-Est et le Jura.

2.3 - Données géologiques des Bassins de Paris et du Sud-Est au Callovo-Oxfordien

2.3.1 - Bassin de Paris

2.3.1.1 - Naissance et évolution du bassin - Jurassique inférieur et moyen

L'histoire géologique du Bassin de Paris débute au Trias par la « décratonisation » post-hercynienne et la fragmentation de la vaste pénéplaine existante en blocs et panneaux plus ou moins subsidents. Les principaux accidents tectoniques liés à ce stade de rifting continental qui perdureront au cours du Mésozoïque seront les failles des Pays de Bray, de la Seine, de Sennely, de Vittef, de Metz-Hunsrück et failles du sillon houiller (Curnelle & Dubois 1986). Celles-ci individualisent quatre domaines varisques:

- un domaine Armoricaïn subdivisé en deux ensembles : zone armoricaine centrale et bloc calédonien ;
- un domaine interne où s'individualisent les blocs Liguro-Averne et le bloc Morvan-Vosges ;
- un domaine Saxo-Thuringien entre les failles de Vittef et de Metz ;
- la zone Rhéno-Hercynienne au Nord (Guillocheau *et al.*, 2000, fig. 1.7).

Du Lias inférieur au Dogger, le bassin est soumis à une subsidence relativement active et au jeu des principales failles, notamment celle de Metz. Les liaisons avec la mer alpine au Sud-Est et le bassin Anglo-Normand sont possibles et assurées en partie par le sillon marneux, vaste couloir de transit qui persiste durant l'ensemble du Jurassique moyen et supérieur, contrôlé par les failles de Seine-Sennely. Au Bathonien, le bassin est occupé par un vaste édifice carbonaté à faciès littoral de barrière/lagon, donnant un aspect particulier de "bassin inversé" où l'épaisseur des dépôts est maximum sur les bordures (Thierry *et al.*, 1980; Curnelle & Dubois 1986). Le bloc bourguignon bien individualisé au Bajocien disparaît du Bathonien au Callovien inférieur et ne réapparaît progressivement qu'au Callovien moyen ou supérieur. Pendant toute la sédimentation du Dogger et Malm, le contrôle tectonique de direction principale NW-SE, jouera un rôle prépondérant sur la géométrie des plates-formes et les apports détritiques (Thierry *et al.*, 1980).

2.3.1.2 - Modifications paléogéographiques au Callovien

Dès le Callovien inférieur, une modification paléogéographique majeure du Bassin de Paris se manifeste par la réduction de la sédimentation carbonatée au profit d'apports argilo-silteux qui vont participer à l'ennoïement des plates-formes carbonatées du Dogger. Les plates-formes ardennaises et normandes disparaissent sous des faciès silteux et argileux où s'intercalent des horizons à oolites ferrugineuses caractéristiques de milieux de plates-formes externes (Thierry *et al.*, 1980 ; Rioult *et al.*, 1991). La bordure armoricaine voit l'arrivée massive de fines particules terrigènes dès le Bathonien supérieur (zone à Discus)

synchrone de la descente des faunes d'ammonoidés subarctiques et boréales (kosmoceratidae), avec les Argiles de Lions-sur-Mer, d'Escoville, d'Argence et de Dives. Seuls quelques écueils et faciès carbonatés subsistent sur l'éperon du Perche, qui se maintient en position haute (Thierry *et al.*, 1980; Dugué 1989; Rioult *et al.*, 1991). Dans le Boulonnais, l'apparition de faciès argileux et oolitiques correspond aux Marnes de Belles au Callovien inférieur, suivies par la formation des Argiles de Montaubert (Thierry *et al.*, 1980; Vidier *et al.*, 1993). Une partie de la Lorraine est caractérisée par les séquences des Marnes à Rhynchonelles et Argiles de la Woëvre qui traduisent une sédimentation de plate-forme externe (Thierry *et al.*, 1980). Enfin la Nièvre et une partie du Poitou se marquent également par l'apparition de sédiments argileux dès le Bathonien supérieur.

En revanche les régions du Maine, du Berry, de la Bourgogne, et de la Haute-Marne et une partie de la Lorraine sont caractérisées par une sédimentation encore carbonatée à nombreuses lacunes et dépôts d'oolites ferrugineuses (Thierry *et al.*, 1980). Une des particularités du Callovien est l'enregistrement de séries condensées à oolites ferrugineuses qui apparaissent dès le Callovien inférieur à moyen dans le Maine, le Poitou, le Nivernais, le Châtillonnais, la Haute-Marne, le Jura ou les Ardennes (Thierry *et al.*, 1980, Cariou 1980, 1984; Gaumet 1997; Courville *et al.*, 1998; Collin 2000). Ces séries ne sont pas propres au seul Bassin de Paris mais semblent se généraliser au Callovien-Oxfordien dans certains bassins de l'Europe de l'Ouest (Suisse, Espagne, Allemagne), en Pologne ou en Himalaya (Gygi 1981; Norris & Hallam, 1993; Cariou *et al.*, 1994; Collin 2000). Si la sédimentation carbonatée tend à se réduire de manière drastique au cours du Callovien, celle-ci ne se fait que progressivement à l'Est et au Sud-Est du Bassin de Paris. La plate-forme bourguignonne est dominée par des dépôts carbonatés peu profonds du Bathonien supérieur au Callovien inférieur *p.p.*: Marnes à Eudesia, Pierre de Dijon-Corton, Marnes à *Digonella divionensis*, Calcaires à Rhynchonelles, Calcaire à Plantes, Pierre de Ladoix, Calcaire d'Étrochey, dont certains (toit des Calcaires à Rhynchonelles, toit de la Pierre de Ladoix, Calcaire d'Étrochey) ont enregistré des surfaces d'érosion ou de karstification, témoins d'émersions locales (Thierry *et al.*, 1980; Floquet *et al.*, 1989; Gaumet *et al.*, 1996; Garcia *et al.*, 1996; Garcia & Dromart 1997, Collin 2000). Dès la fin du Callovien inférieur, ces dépôts seront ennoyés par des niveaux à oolites ferrugineuses qui perdureront jusqu'à l'Oxfordien inférieur sur le pourtour de la plate-forme bourguignonne (Collin 2000) qui fonctionne de nouveau durant cette période comme un haut fond (Thierry *et al.*, 1980). Une autre particularité du Callovien du Bassin de Paris est la présence locale d'accidents siliceux : chailles noduleuses rubanées dans l'Yonne ou niveaux à silex dans le Poitou (Thierry *et al.*, 1980).

Dans le Bassin de Paris, les dépôts calloviens présentent de fortes variations d'épaisseur sur l'ensemble du bassin, liées à la coexistence de plates-formes encore peu profondes à séries condensées, oolites ferrugineuses et nombreux hiatus (plate-forme bourguignonne) et la présence de sillons (sillon marneux, fossé de la Loire) ou d'aires de dépôt plus subsidentes contrôlées par les failles majeures, propices à la préservation de particules terrigènes sous forme d'épaisses séries argileuses (Argiles de la Woëvre dans l'Est du bassin de Paris, bordure armoricaine, Nord du Maine, plate-forme ardennaise, Boulonnais). A cette époque, la mer épicontinentale du Bassin de Paris déborde largement sur l'Est du Massif Armoricain et le Massif Central et permet des échanges avec le domaine souabe et germanique, le Bassin d'Aquitaine par le seuil du Poitou ou le Sud-Est et Bassin Anglo-Normand par l'intermédiaire du sillon marneux (Thierry *et al.*, 1980). Le massif des Vosges/Forêt Noire ne semble pas constituer un obstacle topographique. Les faciès et la géométrie des dépôts ardennais n'indiquent pas la proximité d'un continent (Thierry *et al.*, 1980; Garcia *et al.*, 1996). Enfin, l'enregistrement de dépôts sableux intercalés dans la sédimentation argilo-silteuse de la bordure armoricaine atteste de l'émersion permanente du Massif Armoricain (Dugué 1989).

2.3.1.3 - Oxfordien et réinstallation des plates-formes carbonatées

L'Oxfordien inférieur s'inscrit dans la continuité de la sédimentation argileuse de type offshore ou de séries condensées, amorcées dès le Callovien inférieur selon les mêmes modalités paléogéographiques (Debrand-Passart *et al.*, 1980). En Lorraine, les Argiles de la Woëvre s'enrichissent progressivement en bancs carbonatés ou passent à des argiles à chailles, alors que la région ardennaise est marquée par des faciès siliceux, carbonatés et poreux (gaize oxfordienne, Lefrançois 1995; Lefrançois *et al.*, 1996). En Normandie et dans le Boulonnais, l'Oxfordien inférieur se caractérise par des dépôts argileux épais proches des sédiments du Dorset anglais, avec respectivement les Marnes de Villers et Argiles du Coquillot (Dugué 1989; Vidier *et al.*, 1993). La plate-forme bourguignonne et ses pourtours sont caractérisés par de nombreux hiatus ou dépôts condensés à oolites ferrugineuses. La sédimentation carbonatée reprendra dans ces secteurs de façon diachrone de l'Oxfordien moyen à supérieur (Collin 2000). A cette époque, d'un point de vue paléobiogéographique, la présence de nombreux cardioceratidae implique comme au Callovien une migration des faunes boréales sur l'ensemble du bassin. Ces migrations auraient une origine d'ordre climatique et eustatique (Debrand-Passart *et al.*, 1980; Cariou *et al.*, 1985).

Parmi les repères bien connus, deux horizons à oolites ferrugineuses sont classiquement définis dans l'ensemble du Bassin de Paris, l'un à la base de l'Oxfordien (RIO: repère inférieur oolitique des géologues

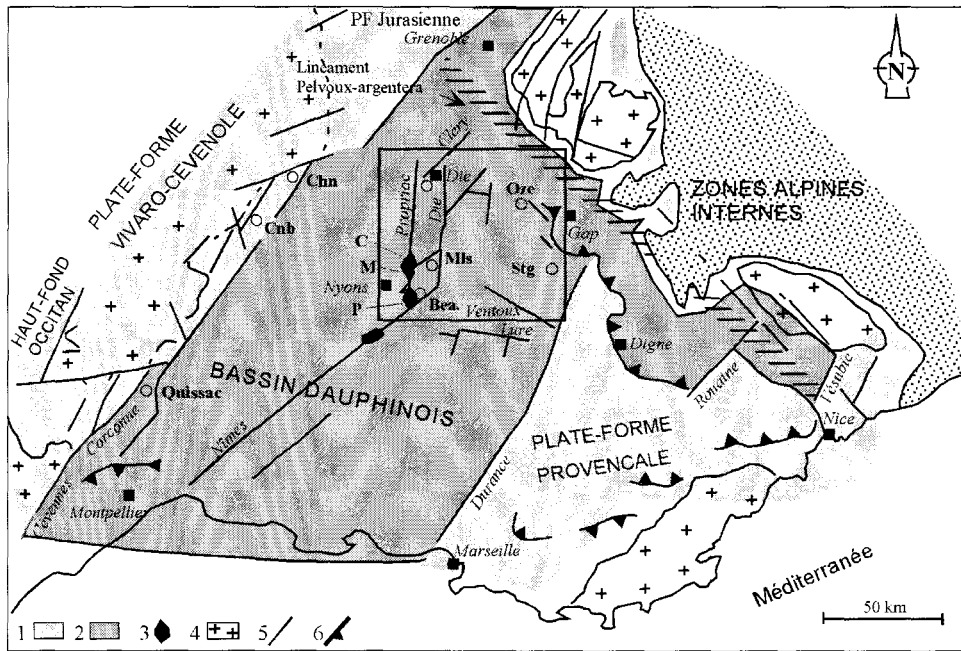


Fig. 1.4 - Schéma structural du Bassin du Sud-Est et localisation des secteurs et coupes étudiés (modifié d'après de Graciansky *et al.*, 1999). 1: plates-formes jurassiques, 2: bassin, 3: diapirs, 4: socle hercynien, 5: faille synsédimentaires jurassiques, 6: charriages. C: Condorcet, M: Montaulieu, P: Propiac, Chn: Le Chenier, Cnb: Chanabier, Mls: Montréal-les-Sources, Bea: Beauvoisin, Stg: St Geniez

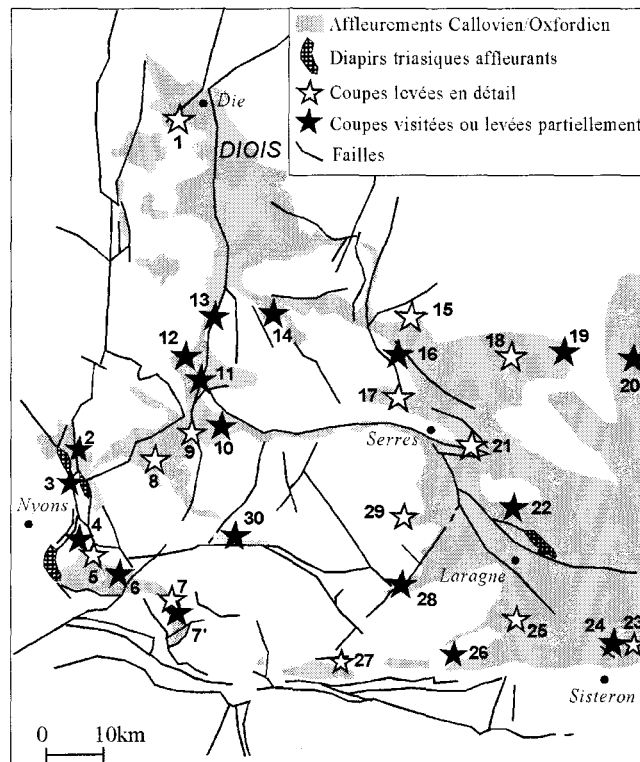


Fig. 1.5 - Localisation géographique des affleurements du bassin du Sud-Est. 1: Barsac, 2: Condorcet (col d'Aubres), 3: Les Pilles, 4: Beauvoisin (les Gélis), 5: Beauvoisin (Les Paris), 6: Buis-les-Baronnies, 7: Les Sias (Village), 7': Les Sias (Les Preyraud), 8: Montréal-les-Sources, 9: Rémuzat, 10: Cornillac, 11: La Motte-Chalançon, 12: Chalançon, 13: Jonchères, 14: Beaumont-en-Diois, 15: St Pierre d'Argençon (Turrone), 16: Thuoux, 17: Sigottier, 18: Oze (les Faysses, Village), 19: Chateaufeuf d'Oze, 20: Sigoyer, 21: Savournon, 22: Lazer, 23: St Geniez, 24: Valernes, 25: Ribiers (le Verger), 26: Roc de Glorite, 27: Séderon (la Mourier), 28: Orpierre, 29: Trescléoux, 30: la Bâtie-Verdun

AGES ABSOLUS					ETAGES	DOMAINE TETHYSIEN Province méditerranéenne			DOMAINE BOREAL Angleterre, Europe du Nord, régions arctiques					
Od 90	Har 90	Haq 87	Pal 2000	Gr.95 Ja.98	étages	zones	sous-zones	Horizons	sous-zones	zones				
146	154.7	145	154.7	154.1	OXFORDIEN	supérieur	Planula	Galar ou Grandiplex	Gigantoplex Grandiplex Pneucator Tonnerrense Minutum	Evoluta	Bauhini	Rozenkratzi	Pseudo-cordata	
				Planula										
				Bimammatum			Hauflianum Bimammatum Berrense Semimammatum	Hauflianum Bimammatum Berrense Semimammatum	Pseudocordata Pseudoy Caledonia	Marionense	Regulare			
				154.6			Bifurcatus	Grosouvrei Stenocyclodes	Grosouvrei	Caustiginiae	Serratum	Cautisnigrae		
				155.2		moyen	Transversarium	Rotoides Schilli Luciaeformis Parandieri	Rotoides Schilli Luciaeformis Nectobrigensis Parandieri	Nunningt.	Ilovaakii	Glosense	Pumilus	
				155.8					Plicatilis	Antecedens	Tenuiseratum	Antecedens	Tenuis.	Tenuiseratum
				157.4				Vertebrale	Plicatilis	Vertebrale	Vertebrale	Densipicatum	Plicatilis	
				157.9		inférieur	Paturattensis	Oculatum - Paturattensis	Cordatum	Cordatum			Cordatum	
				158.5					Baccatum	Corticardia Bukowskii	Corticardia Bukowskii			
				159.1				Minax	Spixi	Praecordatum Alphacordatum Praeaniani Woodhamense Scarburgense Thunoyense	Praecordatum			Mariae
154	157.1	152	156.5	159.4	CALLOVIEN		supérieur	Lamberti	Paucicostatum Lamberti Praelamberti	Paucicostatum Lamberti Praelamberti	Lamberti		Lamberti	
				159.9				Athleta	Athletoides Subtense Nodulosum	Henrici Messiaeni	henrici		Athleta	
								Collotiformis Piveteaui	Spinosum	Spinosum				
								Trezenae Leckenbyi	Promae	Promae				
								Rota	Pseudopeltoc. Rota / Regulare	Phaeinum	Phaeinum			
				161.0			Coronatum	Leuthardi Baylei	Grosouvrei Obductum Post. Obductum	Grosouvrei			Coronatum	
				161.9			Anceps	Tyranniformis Stuebeli	Jason Medea	Jason Medea			Jason	
				162.8		inférieur	Gracilis	Païna	Posterijs Enodatum	Enodatum			Calloviense	
									Michalekii	Micuna Calloviense Gallaei	Calloviense			
									Laugierii	Trichophorus Tolype Curtilobus	Curtilobus			Koenigi
								Pictava	Tyranna / Pictava	Gowieranus Metochus	Gowieranus			
				163.7		Bullatus/ Macrocephalus	Bullatus	Bullatus	Kamptus Terebratus	Kamptus Terebratus		Herveyi		
								Verg. Keppleri		Keppleri				
160	161	157	160.4	164.4	BATHONIEN	supérieur	Discus	Discus	Diachus		Discus	Discus		
				164.7					Retrocostatum	Hollandi/Angulicoelatum Retrocostatum/(Histicoides)	Hollandi/Angulicoelatum Retrocostatum/(Histicoides)	Hollandi	Hannoveranus	Orbis
				165.7				Blanazense/ (Julii)	Julii Waageni / Hannoveranus	Blanazense				
								Fortecostatum Bullatimorphus	Fortecostatum Bullatimorphus			Hodsoni		
				166.8				Morrisi	Morrisi			Morrisi		
				167.6				Subcontractus	Subcontractus			Subcontractus		
							Progracilis	Progracilis			Progracilis			
							Orbigny	Orbigny			Progracilis			

Fig. 1.6 - Tableau synthétique des biochronozones utilisées pour les domaines téthysien et boréal du Bathonien moyen à l'Oxfordien supérieur (d'après Mangold & Cariou 1997, Thierry *et al.*, 1997, Cariou *et al.*, 1997 in Cariou & Hantzpergue 1997). Ages isotopiques: Od90: Odin & Odin (1990), Har90: Harland *et al.*, (1990), Haq87: Haq *et al.*, 1987, Pal2000: Palfy *et al.*, (2000), Gr95: Gradstein *et al.*, (1995), Ja98: Jacquin *et al.*, (1998).

pétroliers) et le second au toit de l'Oxfordien inférieur. Ceux-ci sont en revanche absents à l'Est et au SW du bassin.

La carte d'isopaque réalisée dans la synthèse géologique du Bassin de Paris (Debrand-Passart *in* Mégnien 1980) pour la séquence Callovo-Oxfordienne permet de visualiser le contrôle par les grandes failles (Bray, Vittel, Seine, Sennely, Metz) de la subsidence des différents compartiments et blocs du Bassin de Paris (fig. 1.8). Elle révèle pour le bloc ardennais une forte subsidence et l'individualisation de deux fosses (fosses d'Argonne et de l'Aisne) où les dépôts ont une épaisseur maximale. Le Callovo-Oxfordien, période de forte subsidence et de fort taux d'accommodation (20-30 m/Ma) dans l'histoire du Bassin de Paris, correspond cependant à une période d'homogénéisation de la subsidence et de réduction de l'influence tectonique, qui pourrait refléter l'évolution géodynamique des marges de la Téthys (Guillocheau *et al.*, 2000).

L'Oxfordien moyen correspond à la réapparition des carbonates et à l'extension de nouveau généralisée des plates-formes carbonatées à constructions coralliennes (particulièrement pour les plates-formes bourguignonne et lorraine, Geister & Lathuillère 1991, Insalaco *et al.*, 1997). Des formations bioclastiques se mettent en place au toit du Callovo-Oxfordien dans toute la moitié Nord du Bassin de Paris, la moitié Sud présentant des faciès marno-calcaires à spongiaires (Debrand-Passart *et al.*, 1980).

2.3.1.4 - Le cadre séquentiel

A l'échelle des bassins Ouest-européens, il est possible de définir un cycle de deuxième ordre du Bathonien moyen/supérieur, limite des zones Morrissi/Hodsoni, (167 Ma), à la base de l'Oxfordien supérieur, base de Bimammatum pour le domaine téthysien ou base de Pseudocordata pour la province boréale (155,5 Ma d'après Gradstein *et al.*, 1995). Ce cycle d'une durée de 12 Ma, présenterait un maximum d'inondation au cours de l'Oxfordien inférieur, sous-zone à Scarburgense (Jacquin *et al.*, 1998). Sa limite inférieure qui correspond à une grande discontinuité à l'échelle du craton européen, est diachrone entre le Nord et le Sud. Elle correspondrait à un événement majeur d'extension en relation avec le rifting de Mer du Nord et de la Téthys et serait le dernier épisode avant la subsidence thermique post-rift pour la marge Nord téthysienne (Lemoine & Graciansky 1988). Le pic de transgression reconnu est l'un des plus étendu et corrélable sur le craton européen. Il fluctue autour de la limite Callovo/Oxfordien dans les différents bassins (Norris & Hallam, 1995; Jacquin *et al.*, 1998). La correspondance de ces cycles de 2^{ème} ordre d'un bassin à l'autre, sur l'ensemble de l'Europe de l'Ouest, ne serait pas liée à un contrôle tectonique mais refléterait un signal eustatique global (Jacquin *et al.*, 1998). Des cycles de plus basse fréquence (1^{er} ordre ou grands cycles transgressifs/régressifs) enregistrés dans le Bassin de Paris traduiraient en revanche les accélérations et décroissances de subsidence liées à l'accentuation de l'ouverture atlantique d'une part et aux phases d'extension de la Téthys d'autre part. Ce serait le cas du grand cycle transgressif/régressif Callovien/Tithonien (Guillocheau 1991).

2.3.2 - Bassin subalpin méridional (Bassin du Sud-Est)

2.3.2.1 - Cadre géographique, paléomorphologique et paléostructural du bassin

Le bassin Subalpin méridional, en marge du domaine alpin téthysien, est un bassin intracratonique dont l'individualisation se fait par le biais d'un faisceau d'accidents hérités du rifting téthysien, dont les directions sont N10-20 (direction tardi-hercynienne cévenole) ou N50-70 pour les failles extensives et NW-SE (direction Pelvoux-Argentera) pour les failles jouant en décrochement (Baudrimont & Dubois, 1977; Lemoine *et al.*, 1988; Lemoine & Graciansky 1988). Celles-ci correspondent principalement aux accidents de la bordure cévenole et ardéchoise à l'Ouest et Nord-Ouest, aux accidents de la bordure durancienne à l'Est, et au prolongement de la zone axiale pyrénéenne au Sud (Baudrimont & Dubois, 1977). Le bassin est ainsi entouré d'une mosaïque de blocs surélevés supportant des plates-formes carbonatées comprenant : la plate-forme septentrionale à laquelle se rattache le domaine du Jura méridional et la plate-forme bourguignonne, la bordure cévenole à l'Est, la bordure méridionale incluant la plate-forme provençale et niçoise au Sud et Sud-Est et la marge orientale qui s'articule autour du domaine Briançonnais (Debrand-Passard 1984). Les accidents majeurs, associés à une tectonique synsédimentaire extensive durant toute la structuration de la marge passive téthysienne, ont conditionné la répartition des différents faciès et la géométrie des dépôts, marquant des épaisseurs de dépôts très contrastées entre le bassin *s.s.* (6000 à 8000 m de dépôts) et les dépôts de bordures et plates-formes adjacentes (2000 à 2500 m de dépôts, Baudrimont & Dubois, 1977). Les paléofailles identifiées le long de la bordure orientale du Massif Central coïncident avec des rejets importants et des pentes synsédimentaires raides (de Graciansky *et al.*, 1999). A l'opposé, une rampe longue de 100 km existe entre la plate-forme provençale (région de Nice) et le bassin central (Graciansky *et al.*, 1999). Le plancher du bassin est parcouru également de réseaux de failles jurassiques dont certains sont soulignés par des diapirs délimitant des reliefs certes moindres que ceux existant entre bassin

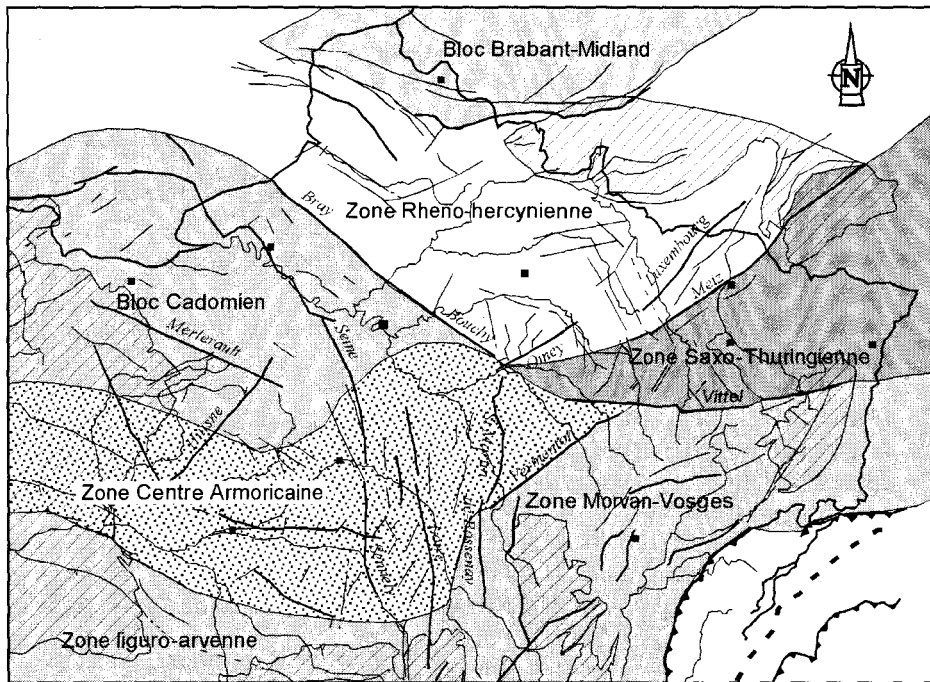


Fig. 1.7 - Cadre structural du Bassin de Paris: sous-bassement cadomien-varisque et principales failles (modifié d'après Guillocheau *et al.*, 2000).

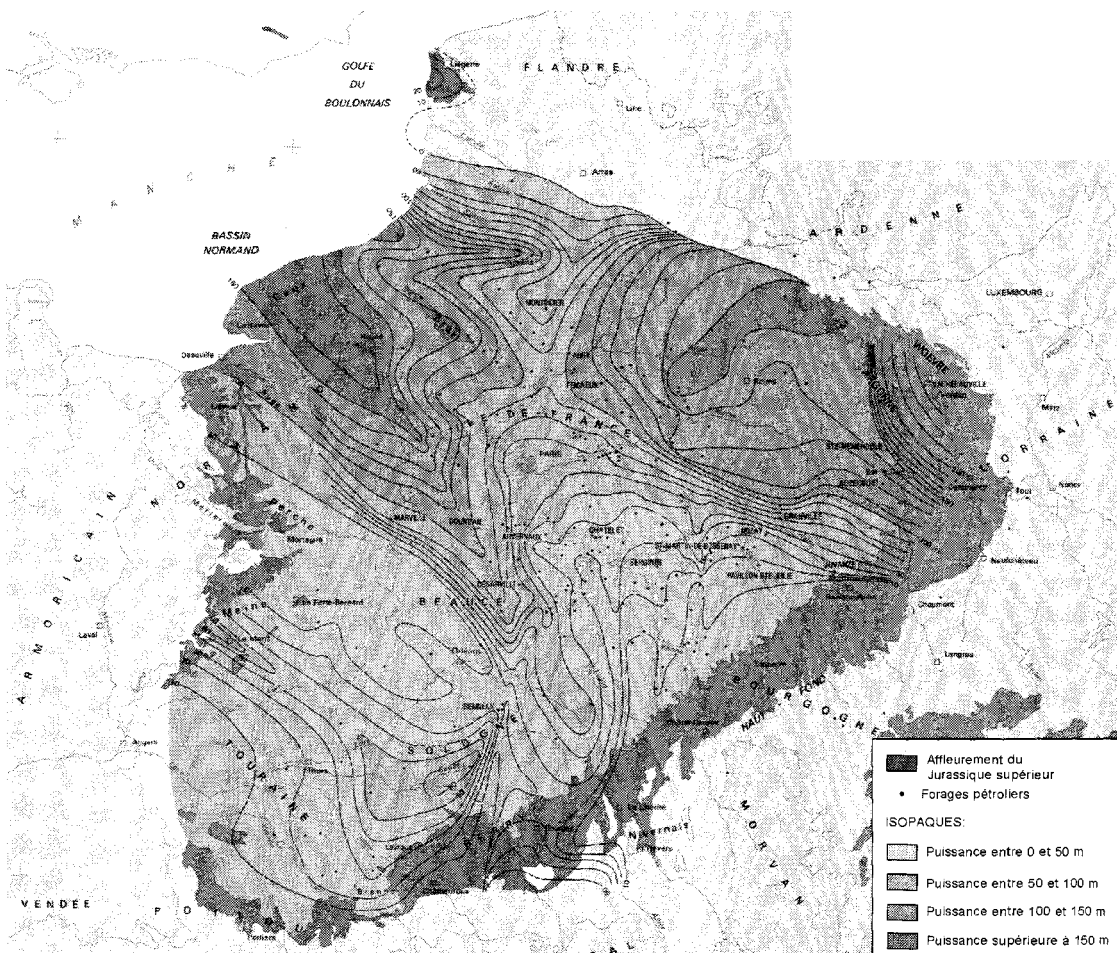


Fig. 1.8 - Epaisseur de la série marneuse du Callovien-Oxfordien (extrait de Debrand-Passard 1980, synthèse géologique du Bassin de Paris)

et bordure mais favorisant des secteurs de plus grande subsidence (Dardeau *et al.*, 1988, 1990; Dardeau & Graciansky 1990).

Le terme de bassin "vocontien" sera réservé pour les dépôts post-jurassiques où le bassin enregistre des paléostructures E-W alors que celles-ci sont principalement NNE-SSW au moment du dépôt des Terres Noires (Baudrimont & Dubois, 1977).

2.3.2.2 - Evolution géodynamique et sédimentaire du bassin au Trias et Jurassique

Dans les zones alpines externes, les premières manifestations d'une tectonique distensive généralement rapportées au Norien préfigurent le stade de rifting (principalement Lias-Dogger) où la marge continentale acquiert l'essentiel de sa structuration (Baudrimont & Dubois, 1977; Lemoine *et al.*, 1986; Lemoine & Graciansky 1988). Ce rifting téthysien pourrait même s'exprimer dès le Trias inférieur/moyen comme le suggère la présence d'épisodes synsédimentaires distensifs E-W (Bergerat & Martin 1994). La période anté-liasique se résume à 1) une émergence et une pénélplanation des reliefs hercyniens et 2) au début de l'invasion marine au Trias, marquée par la trilogie classique Buntsandstein gréseux - Muschelkalk calcaire et Keuper argilo-évaporitique sur les bordures et d'épaisses séries de dolomite, halite, anhydrite et argiles au centre du bassin (Baudrimont & Dubois, 1977; Debrand-Passard 1984). La structuration initiée dès le Trias (failles tardihercyniennes NE-SW et E-W et failles NW-SE) demeurera dans ses grandes lignes jusqu'au Jurassique supérieur.

Du Rhétien au Bathonien se sont succédées les principales phases du rifting téthysien (Lemoine & Graciansky 1988) responsables du morcellement en panneaux plus ou moins affaissés et blocs basculés, affectés par la subsidence différentielle, sur l'ensemble du bassin (Debrand-Passard 1984). Une différenciation définitive du bassin par rapport aux plates-formes adjacentes se traduit par un gradient d'épaississement en direction du centre alors que le seuil cévenol se marque par une forte dénivellation positive assurée par le jeu des failles enregistrant des érosions au Lias et des lacunes et réductions d'épaisseur au Dogger (Baudrimont & Dubois 1977). Parmi les principaux événements qui ont marqué par la suite l'histoire du bassin on retiendra:

- La discontinuité aalénienne qui se marque par des hardgrounds et de nombreuses lacunes. A cette époque, les différences de sédimentation, l'accentuation des seuils et des bassins à forte subsidence sont bien marquées (Debrand-Passard 1984).

- La fin de la crise aaléno-bajocienne se traduit par le retour des plates-formes carbonatées alors que le domaine briançonnais constitue durant cette période une zone haute structurée en différents seuils ("dorsale" dauphinoise, seuil de St Julien) influençant nettement la sédimentation du bassin. Ces reliefs perdureront jusqu'au Callovien (Artru 1972; Debrand-Passard 1984; Graciansky *et al.*, 1999).

- La fin du Dogger et de la période de rifting, correspond à l'effondrement de la marge européenne téthysienne en direction du domaine piémontais, où un plancher océanique commence à se former (ophiolites liguro-piémontaise au cours du Bathonien-Callovien). Cette phase de *spreading* de la Téthys-Ligure se traduit par une subsidence thermique favorisant l'augmentation de subsidence des bassins (Debrand-Passard 1984; Lemoine & Graciansky 1988).

- Au régime distensif Lias-Dogger succède donc au Bathonien supérieur une déformation du bâti d'ensemble (affaissement du bassin par rapport aux bordures stables) avec une sédimentation terrigène importante qui viendra compenser la subsidence et masquer les structures du Lias-Dogger, entre le Bathonien supérieur et l'Oxfordien moyen. Dès le Bathonien supérieur, s'effectue la généralisation des Terres Noires *s.l.* sur l'ensemble du bassin central où l'épaisseur des dépôts est maximale (Artru, 1972; Debrand-Passard 1984; Graciansky *et al.*, 1999). L'extension du bassin *s.s.* et du faciès des Terres Noires est maximale au cours de l'Oxfordien (Debrand-Passard 1984).

- Enfin la subsidence d'ensemble pendant le Malm et le Crétacé inférieur sera contemporaine d'une nouvelle phase de rifting liée à l'ouverture du Golfe de Gascogne (rifting atlantique). Cette phase serait enregistrée dans les Terres Noires sous forme de rejeux d'accidents extensifs et de périodes de diapirisme synsédimentaire (Dardeau *et al.*, 1988, 1990; Graciansky *et al.*, 1998).

2.3.2.3 - Les Terres Noires du Bassin Subalpin

L'épaisseur des Terres Noires *s.l.* peut dépasser 2000 m dans les secteurs les plus subsidents (fig. 1.9). La subsidence s'exprime du Bajocien supérieur (région de Laragne) à l'Oxfordien moyen avec l'apparition des alternances marnes/calcaires correspondant aux faciès "argoviens" (Artru 1972; Baudrimont & Dubois, 1977; Gaillard *et al.*, 1996). Si le sommet de cette formation est relativement synchrone à l'échelle du bassin (fin de la zone à Plicatilis, début de la zone à Transversarium), la limite inférieure est largement diachrone puisque les

Terres Noires apparaissent du Bajocien supérieur au Callovien pour le bassin s.s.. Artru (1972) qui a posé les fondements stratigraphiques au sein de cette épaisse série argilo-marneuse relativement monotone, distingue un certain nombre d'unités regroupées en deux grands sous-ensembles sédimentaires (fig. 1.10): le Membre Inférieur daté du Bajocien supérieur à la base du Callovien inférieur, se compose :

- 1) de marnes schisteuses beiges cartonneuses,
- 2) de marnes noires à bancs dolomitiques,
- 3) d'une assise à plaquettes inférieures à biohermes,
- 4) de marnes noires supérieures dolomitiques,
- 5) des plaquettes du repère médian qui constitue un horizon repère sur l'ensemble du bassin.

Le Membre Supérieur daté du Callovien inférieur à l'Oxfordien moyen (base des faisceaux calcaires argoviens) correspond aux Terres Noires s.s.. Il se compose:

- 1) de marnes argileuses intermédiaires (Callovien inférieur),
- 2) d'une assise à plaquettes et biohermes dites plaquettes calloviennes (début du Callovien moyen),
- 3) de marnes argileuses stériles à concrétions (marnes stériles de Lazer) datées du Callovien moyen se terminant par les nodules dit "chocolat" (Callovien supérieur),
- 4) de marnes à nodules blonds de l'Oxfordien inférieur
- 5) d'une unité à plaquettes dites "argovienne" et marnes à nodules rouges (Oxfordien moyen).

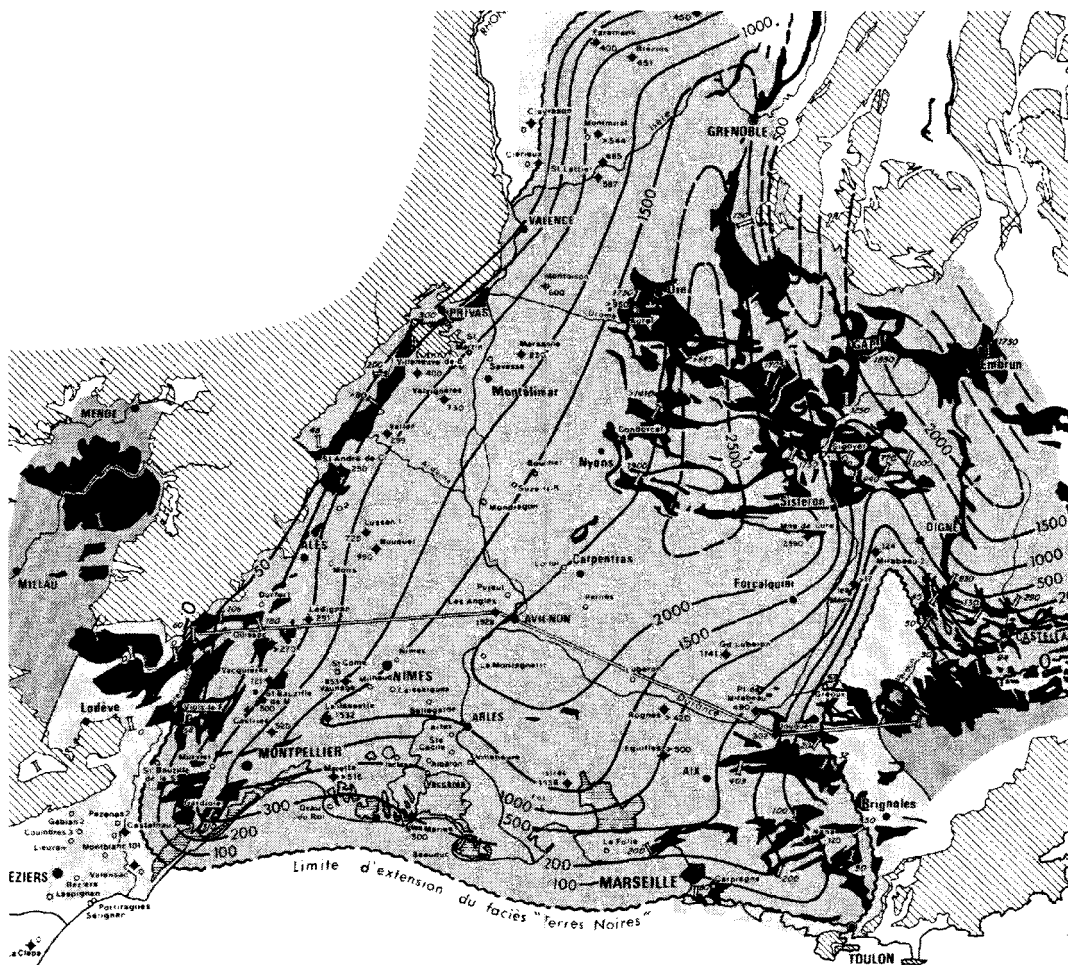


Fig. 1.9- Carte d'isopaques pour la formation des Terres Noires dans le bassin subalpin (extrait de Baudrimont & Dubois, 1977). Affleurements des Terres Noires en noir.

Les alternances marnes/calcaires "argoviennes" ont le plus souvent un contact concordant avec les Terres Noires, seules quelques coupes présentent un léger ravinement ou une discordance discrète (Artru 1972, Dardeau *et al.*, 1988). Deux ensembles peuvent y être distingués. Un premier ensemble correspond à des alternances de bancs calcaires épais et marnes beiges à intercalations argileuses datées de la base de l'Oxfordien moyen/supérieur (zone à *Transversarium* et *Bifurcatus*). Le second se marque par des alternances peu épaisses de fins bancs calcaires et marnes se terminant par des calcaires à faciès rognonneux à grumeleux, datés des zones à *Bifurcatus* et *Bimammatum* (Dardeau *et al.*, 1988).

Au moment du dépôt des Terres Noires, les plates-formes avoisinantes montrent de fortes variations d'épaisseur par rapport au bassin (variation d'un facteur 10, fig. 1.9). Celles-ci enregistrent des dépôts à dolomies, calcaires ou marnes à ammonites et glauconie ou faciès grumeleux et noduleux rappelant le faciès "Ammonitico Rosso" avec de nombreuses lacunes et condensations (Dardeau 1983; Debrand-Passard 1984; Elmi 1984; Dromart 1989; Graciansky *et al.*, 1999). Certains faciès, notamment sur la bordure ardéchoise, montrent des indices de remobilisation et de pentes sédimentaires caractéristiques (Dromart 1986, 1989).

Au sein du bassin *s.s.*, existent des variations d'épaisseur liées à la structuration du bassin en mosaïque de blocs plus ou moins subsidents. Ces variations d'épaisseur ne sont pas liées au simple remplissage de dépressions morphologiques antérieures héritées du rifting liasique, mais attestent d'une activité tectonique synsédimentaire dont l'extension se fait d'Est en Ouest ou du Nord-Ouest vers le Sud-Est, au cours du Callovien-Oxfordien par réactivation des failles jouant au Lias-Dogger. Ces directions de failles (N-S, NE-SW et NW-SE) sont communes avec celles du rifting téthysien mais pourraient déjà correspondre aux prémices du rifting atlantique (Dardeau *et al.*, 1988; 1990; 1994). Les variations d'épaisseurs constatées au sein du bassin, se font à l'aplomb de failles dont le jeu semble maximal au Callovien supérieur et Oxfordien inférieur (sous-zone à *Praemartini* et *Bukowski*). Celles-ci se réduiront à partir de l'Oxfordien moyen (Dardeau *et al.*, 1994). Ces différentes contraintes et réseaux de failles guideront par ailleurs l'halocinèse dans le bassin, active dès la fin du Trias - début Lias (Masclé *et al.*, 1988; Dardeau & Graciansky 1990) et dont les témoins d'activité synsédimentaire au moment du dépôt des Terres Noires ont largement été démontrés (Desmaison 1985; Desmaison *et al.*, 1988; Dardeau *et al.*, 1988, 1990a et b). Des diapirs (Condorcet-Montaulieu-Propriac) ont pu affleurer à la surface, dans le centre du bassin (Baronnies) à partir du Bajocien ou du Bathonien, participant à la minéralisation de certaines fractures. Au Callovien, ces diapirs semblent ennoyés par les marnes argileuses, même si des variations d'épaisseur à leur voisinage suggèrent une activité jusqu'à l'Oxfordien inférieur. En revanche, les dépôts de l'Oxfordien moyen et supérieur ne sont plus affectés par des phases d'halocinèse synsédimentaires (Dardeau *et al.*, 1990). Réseaux de fractures, diapirisme et circulations de fluides associées ont également permis l'installation dans certains secteurs du bassin, de structures particulières, calcaires, fossilifères, riches en faune chimiosynthétique, appelées pseudobiohermes (Bourseau 1977; Gaillard *et al.*, 1985; Rolin 1987; Rolin & Gaillard 1990) et de concrétions minéralisées (Gaidon 1988; Gaidon *et al.*, 1988) rompant la monotonie apparente des Terres Noires.

2.3.2.4 - Cadre séquentiel pour les Terres Noires *s.s*

Il semble difficile de tirer des informations d'ordre séquentiel uniquement basées sur les dépôts épais et monotones des Terres Noires. En revanche les données précieuses de faunes d'ammonioïdés permettent d'envisager des corrélations avec les bordures où l'enregistrement sédimentaire est plus propice à l'identification des différents cycles de dépôts et de leur interprétation en terme de découpage séquentiel. Les études récentes réalisées sur la stratigraphie séquentielle des Terres Noires du Bassin Subalpin (Dardeau *et al.*, 1994; Graciansky *et al.*, 1999) vont dans ce sens, en intégrant les différentes données disponibles des plates-formes bourguignonne et provençale et de la bordure vivaro-cévenole.

L'ensemble des Terres Noires pourrait être regroupé dans un grand cycle Bathonien moyen/Bathonien supérieur à Oxfordien supérieur (limite des zones à *Bifurcatus*/*Bimammatum*) avec un pic majeur de transgression au sein de la sous-zone à *Scarburgense*. Il est cependant possible de le découper en deux cycles transgressif/régressif de 2^{ème} ordre : 1) Bathonien supérieur à Callovien moyen *p.p.* (T8a/R8a) et 2) Callovien *p.p.* à Oxfordien moyen *p.p.* (T8b/R8b) selon le découpage proposé par Jacquin *et al.* (1998) pour l'ensemble des bassins NW européens téthysiens (Graciansky *et al.*, 1999).

Le premier cycle transgressif/régressif T8a/R8a se décompose en 5 séquences de dépôts de troisième ordre complètes et deux incomplètes. Sa limite inférieure correspond avec la *break-up unconformity* ou rupture continentale téthysienne (Lemoine & Graciansky 1988; Jacquin *et al.*, 1998) et son maximum de transgression est atteint au sein de la zone à *Gracilis* (Callovien inférieur). Le maximum régressif (zone à *Coronatum*, Callovien moyen) correspond à un événement tectonique général et s'observe à la fois sur les plates-formes bourguignonne et provençale et la bordure ardéchoise où il se manifeste par des lacunes, condensations, basculements de blocs et ravinements (Graciansky *et al.*, 1999).

Le deuxième cycle transgressif/régressif T8b/R8b comporte 8 séquences de 3^{ème} ordre et connaît son maximum de transgression dans Scarburgense, qui se traduit par l'extension maximale des dépôts de faciès Terres Noires sur l'ensemble du bassin *s.l.*, même si ce pic ne coïncide pas avec le maximum d'argilosité du bassin et de ses bordures (Graciansky *et al.*, 1999). La tendance régressive de 2^{ème} ordre se fait sentir par l'installation d'une sédimentation plus carbonatée à l'Oxfordien moyen avec la "transgression argovienne" qui traduit une reprise de sédimentation sur l'ensemble du bassin et des bordures adjacentes. Cette tendance générale qui conduit aux dépôts de faciès plus carbonatés marque une phase de plus faible subsidence du bassin et de progradation des plates-formes. Les importants flux de sédimentation détritique enregistrés durant l'Oxfordien inférieur s'estompent progressivement et ne parviennent plus à combler l'espace disponible créé, engendrant une vacuité dans la partie centrale du bassin et des instabilités de pentes comme l'attestent les phénomènes de slumping et les dépôts bréchiques dès l'Oxfordien supérieur (Beaudoin 1977; Debrand-Passart *et al.*, 1984).

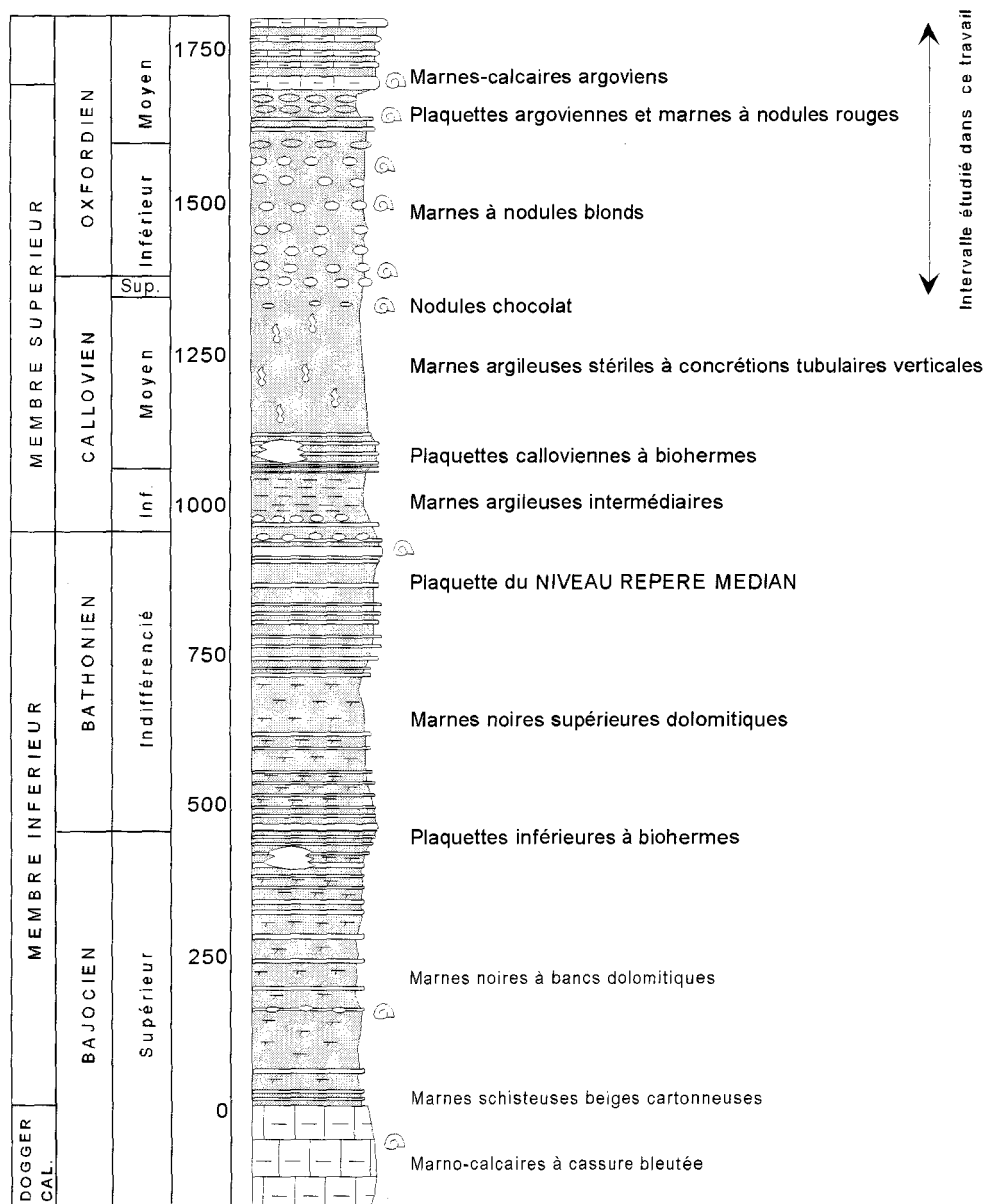


Fig. 1.10 - Colonne stratigraphique de la formation des Terres Noires dans le bassin de Laragne-Savournon-Aspremont, d'après Artru (1972). Epaisseurs en mètres.

Chapitre 2 :

Message terrigène à haute résolution du Callovien
inférieur à l'Oxfordien moyen dans le Bassin de Paris

CHAPITRE 2

MESSAGE TERRIGÈNE À HAUTE RÉOLUTION DU CALLOVIEN INFÉRIEUR À L'OXFORDIEN MOYEN DANS LE BASSIN DE PARIS

1 - Données des forages ANDRA de l'Est du Bassin de Paris

1.1 - Lithologie et biostratigraphie des dépôts du Callovo-Oxfordien

Les données proviennent en majorité du forage HTM 102 dont une étude focalisée sur la minéralogie des argiles a été réalisée selon un pas d'échantillonnage au moins métrique sur l'ensemble de la série argileuse (cotes 475.23 m à 341.30 m) ou pluricentimétrique entre les cotes 435 et 405 m (Pellenard, 1998). Des levés de carottes de forage complémentaires ont été effectués lors de la recherche de niveaux de cendres volcaniques altérées (bentonites) dans les forages MSE 101 et EST 103/104.

1.1.1 - Cadre structural et lithostratigraphique

Dans le secteur oriental du Bassin de Paris, la succession des formations sédimentaires mésozoïques et leur agencement géométrique ont été établis lors de campagnes de terrain et de l'acquisition de forages pétroliers réalisés en Haute-Marne et domaines proches (ANDRA, 1996). Le site est délimité par trois structures importantes (fig. 1.3) : 1) au Sud-Est le fossé de Gondrecourt (direction N 30 à N 35° Est) est le plus proche des forages. Il s'agit d'une zone étroite, effondrée entre deux failles, créée par un jeu extensif simple n'engendrant pas de failles satellites ; 2) au Nord-Ouest, le fossé de la Marne (orienté NNW-SSE) se poursuit par la faille de Poisson au Sud-Est ; 3) le Sud est limité par la faille de Vittel et le Nord par la flexure Est-Ouest d'Aulnois-St-Amand. La faille de Vittel, accident majeur du Bassin de Paris, sépare le « domaine ardennais » au Nord où se situent les différents forages et le site retenu pour le laboratoire, du domaine « Morvano-Vosgien » au Sud (fig. 1.7).

Les sondages carottés et les diagraphies permettent d'identifier les formations bathoniennes de 140-150 m d'épaisseur constituées de calcaires oolithiques, bioclastiques et micritiques à polypiers (ANDRA, 1996). La série callovienne débute par des termes carbonatés bioclastiques peu épais de la formation appelée « Dalle Nacrée » du Bassin de Paris. Le toit correspond à une surface durcie et perforée, observée à la cote 472,20 m dans le forage HTM 102 (Pellenard, 1998). Une assise de 130-150 m de sédiments argilo-marneux, suivant les forages, surmonte cette surface. Elle comprend les différentes formations géologiques reconnues à l'Est du Bassin de Paris : les « Argiles de la Woëvre », les « Terrains à chailles » renfermant nodules siliceux et carbonatés et les « Marnes des Eparges » (Thierry *et al.*, 1980 ; Debrant-Passart *et al.*, 1980 ; ANDRA, 1996). L'Oxfordien moyen et supérieur est subdivisé en 6 ensembles corrélables en forages (ANDRA, 1996). Il s'agit de :

- 1) 15 m de calcaires à joints argileux et marnes succédant au « Callovo-Oxfordien »,
- 2) un ensemble récifal construit de 40 m,
- 3) 80-85 m de calcarénites à polypiers et lamellibranches et passées crayeuses,
- 4) un ensemble de 55 m de calcarénite, calcaire micritique et oolitique interrompu par 7-8 m de marnes,
- 5) 50 m d'un ensemble débutant par des marnes suivi de calcaires oolithiques, micritique et calcarénite,
- 6) enfin des calcaires fins micritiques marquent la transition avec le Kimméridgien inférieur.

1.1.2 - Caractérisation lithologique

Trois forages pétroliers, quatre forages ANDRA et des observations de terrains complémentaires ont permis l'acquisition des données lithologiques et diagraphiques de la « couche hôte argileuse » du Callovo-Oxfordien. Les diagraphies Schlumberger utilisées par l'ANDRA ont été obtenues à partir d'outils Caliper 4 patins, P.S., gamma ray spectral (γ ray total, Th, K, U), neutron, densité, sonic, 3 résistivités ou inductions. Une estimation du volume des différentes phases minérales et de la porosité effective a été calculée par DiagEval permettant un suivi continu qualitatif de la lithologie en fonction de la profondeur selon un pas de 15 cm (Diastrata, 1997). La série argileuse du Callovo-Oxfordien de l'Est du Bassin de Paris comprend deux grands

ensembles : un premier ensemble relativement homogène dont les caractéristiques se rapprochent d'une argilite ou marne argileuse, entrecoupée par une zone de quelques mètres à horizons plus carbonatés ; un deuxième ensemble se composant d'une alternance de marnes silteuses et de niveaux silto-carbonatés.

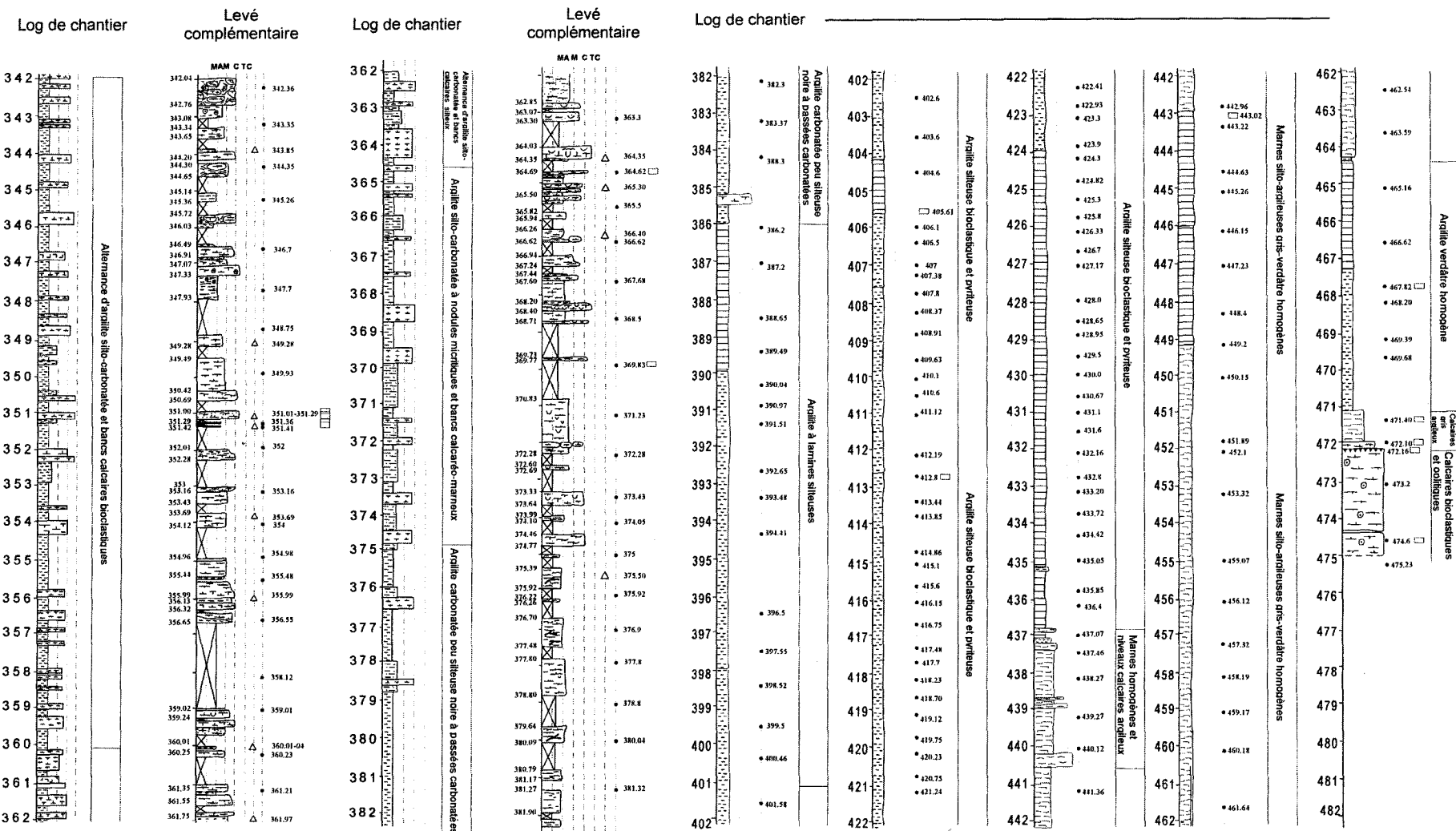
L'utilisation de synthèses lithologiques, incluant levés de chantier et découpages issus des jeux de diagraphies (ANDRA, 1996 ; ANDRA, 1998) ainsi que des observations personnelles de carottes des forages HTM102 et MSE101 (figs. 2.1 et 2.2) permettent de proposer un découpage en 10 unités sédimentaires de la série argileuse du Callovo-Oxfordien (CO2 à CO11, fig. 2.3). Elles sont encadrées par 2 unités sédimentaires appartenant aux formations encaissantes (DN1 pour Dalle Nacrée et FG12 pour Faciès Glypticien). Les cotes et épaisseurs sont relatives au forage HTM102, le découpage stratigraphique intègre des données biostratigraphiques nouvelles (Pellenard, 1998) fondées sur la détermination des ammonites réalisées par D. Marchand et J. Thierry et la prise en compte de données antérieures (fig. 2.3):

- Unité DN1 (482,50-472,20m) : 10 m de calcaires bioclastiques et oolithiques, datés du Callovien inférieur, succédant à des calcaires oolithiques datés du Bathonien supérieur. Cette unité, qui appartient à la formation de la « Dalle Nacrée », se termine par une surface durcie, perforée et partiellement pyritisée. Les calcaires bioclastiques sont majoritairement constitués d'entroques. Au sein de ceux-ci s'intercalent quelques passées argileuses verdâtres sableuses.
- Unité CO2 (472,2-471,12 m) : 1 m de calcaires gris argileux bioclastiques à oolites ferrugineuses qui constitue le début de la formation des « Argiles de la Woëvre » datées par ammonites du Callovien moyen.
- Unité CO3 (471,12-464,28 m) : 7 m d'argilite verdâtre homogène à rares ammonites (Callovien moyen).
- Unité CO4 (464,28-440,60 m) : 24 m de marnes silto-argileuses gris-verdâtres homogènes à rares bioclastes de lamellibranches (Callovien moyen et supérieur).
- Unité CO5 (440,60-436,83 m) : 4 m de marnes homogènes où s'intercalent 5 niveaux calcaires fins argileux et micritiques. Des marnes, riches en ammonites et lumachelles s'observent. Les 5 niveaux calcaires sont corrélables sur les forages MSE 101 et EST 103/104. Cette unité est équivalente du premier horizon à oolites ferrugineuses (repère inférieur oolithique : RIO) identifiable et corrélable pour la partie occidentale du Bassin de Paris. Elle est datée du Callovien supérieur par la présence des nombreuses faunes d'ammonites caractéristiques.
- Unité CO6 (436,83-401,00 m) : 36 m d'argilite silteuse, bioclastique et pyriteuse datée de l'Oxfordien inférieur. On y trouve d'abondants terriers pyritisés de type *chondrites*.
- Unité CO7 (401,00-385,50 m) : 16 m d'argilite à lamines silteuses et nombreux terriers pyritisés (Oxfordien inférieur).
- Unité CO8 (385,25-374,89 m) : 10 m d'argilite plus carbonatée, peu silteuse, noire à passées carbonatées micritiques, correspondant au début de la formation équivalente des « Terrains à Chailles » (Oxfordien inférieur). Cette unité toujours riche en terriers pyritisés débute par un banc calcaréo-marneux massif de 25 cm.
- Unité CO9 (374,89-364,50 m) : 10 m d'argilite silto-carbonatée à nodules micritiques durs (aspect rognonneux) et bancs calcaréo-marneux micritiques et bioclastiques. Cet ensemble se marque par la disparition des gros terriers pyritisés et l'apparition de lamellibranches pluricentimétriques (Oxfordien inférieur).
- Unité CO10 (364,50-360,00 m) : 5 m d'alternance d'argilites silto-carbonatées et bancs calcaires silteux silicifiés par endroit, marquant le début des « Marnes des Eparges » (Oxfordien moyen).
- Unité CO11 (360,00-342,00 m) : 18 m d'alternance d'argilite silto-carbonatée et bancs marno-calcaires bioclastiques (lamellibranches, crinoïdes et spicules) ou marnes à bioclastes et miches carbonatés. Localement des silicifications peuvent se présenter au sein de bancs carbonatés. L'ensemble est daté de l'Oxfordien moyen.
- Unité FG12 (342,00-325,00 m) : 17 m de calcaire biomicritique, argilo-dolomitique, noduleux à spicules datés de l'Oxfordien moyen. Cette unité correspond aux « faciès Glypticien » observables à l'affleurement. Ceux-ci font la transition entre les alternances argilo-carbonatées de la fin de la couche callovo-oxfordienne et le début des faciès carbonatés récifaux de la plate-forme argovienne supérieure.

La caractérisation des sédiments du Callovo-Oxfordien peut être ramenée à trois composantes majoritaires, constituées par les pôles argileux, silteux et carbonatés. Des phases mineures telles que feldspaths, pyrite, hématite ou glauconie peuvent se rencontrer mais correspondent dans tous les cas à une infime proportion de la roche totale. Les échantillons de la partie basse du forage (472,16-385,00 m pour HTM102) montrent une répartition resserrée dans des diagrammes ternaires silts-carbonates-argiles. La roche présente une composition moyenne d'argilite silto-carbonatée (fig. 2.4, ANDRA, 1998). Les mesures effectuées pour la partie haute de la série regroupant les formations des « Terrains à Chailles » et « Marnes des Eparges » sont plus disparates et

FORAGE HTM 102

Fig. 2.1 - Détail lithologique du forage HTM 102 ANDRA. Les log de chantier ont été fournis par l'ANDRA



Analyses argiles, calcimétrie, susceptibilité magnétique	● 1998 ▲ 2001	□ Lames minces	⊗ Carottes manquantes	■ Bentonite	▨ Argilite	Marnes carbonatées siliceuses	Marnes	Marnes à nodules carbonatés	Banc carbonaté	Terriers type dyondrites	U Lamellibranches	⊙ Entroques	⊖ Brachiopodes	MA Argilites marnieuses	M Marnes	c Marnes carbonatées	TC Calcaire	▼ Surface durcie et perforée	Argilites homogènes	Argilites homogènes plus ou moins siliceuses	Argilites homogènes siliceuses	Marnes homogènes grises	Marnes lamellieliques	Marnes carbonatées ou bancs calcitres fins	Calcaire bioelastique et oolithique
--	---------------	----------------	-----------------------	-------------	------------	-------------------------------	--------	-----------------------------	----------------	--------------------------	-------------------	-------------	----------------	-------------------------	----------	----------------------	-------------	------------------------------	---------------------	--	--------------------------------	-------------------------	-----------------------	--	-------------------------------------

LEGENDE LEVE COMPLEMENTAIRE

LEGENDE LEVE DE CHANTIER

épaisseur (m)

FORAGE MSE 101

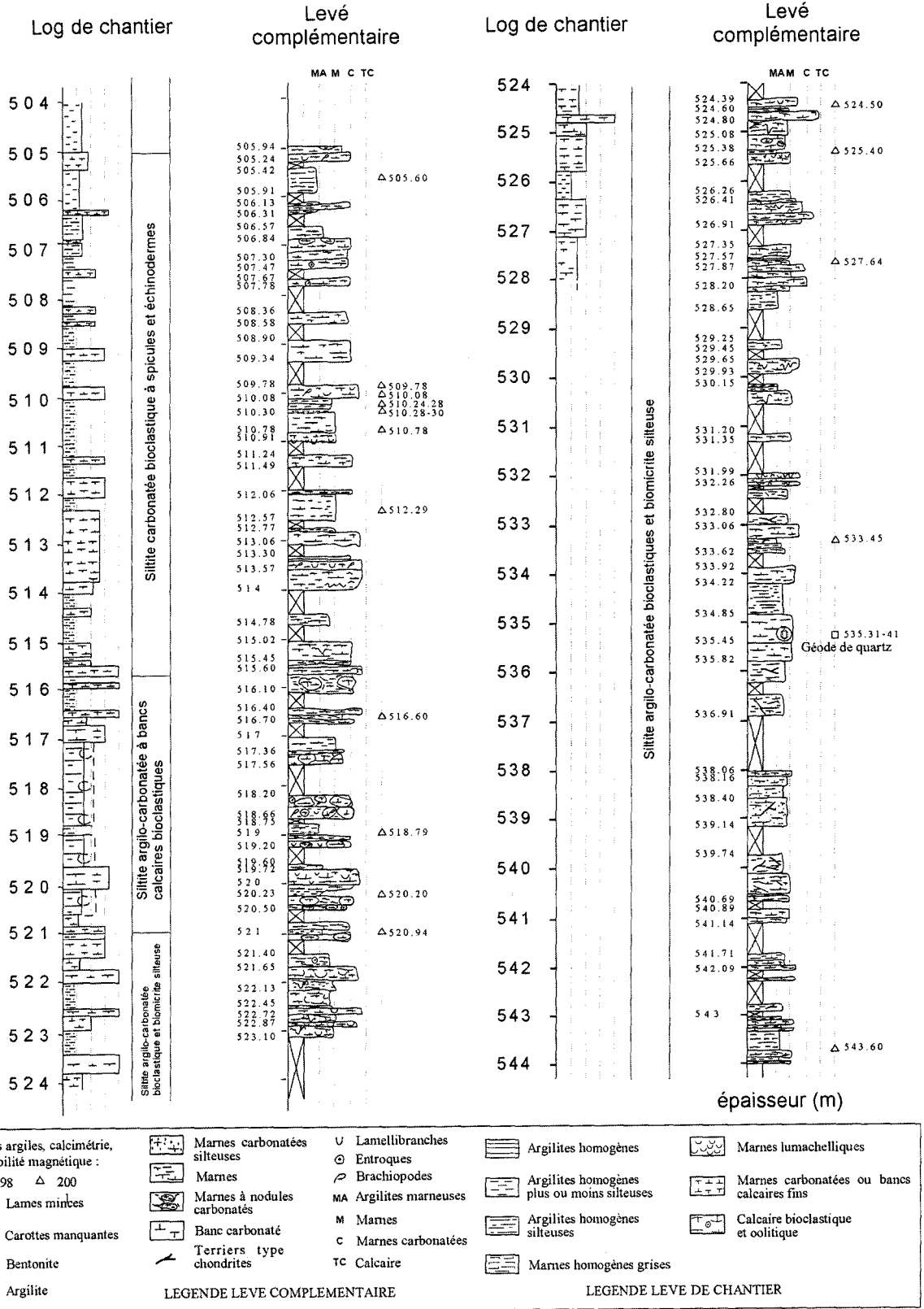


Fig. 2.2 - Détail lithologique du forage MSE 101 ANDRA. Les log de chantier ont été fournis par l'ANDRA.

reflètent bien les alternances décrites avec une évolution vers un pôle plus silteux dans un premier temps et plus carbonaté dans un second.

1.1.3 - Variation de la teneur en carbonates

Les mesures des teneurs en carbonate ont été réalisées au calcimètre Bernard sur 160 échantillons du forage HTM 102. La proportion de carbonate varie entre 16 % et 86 % avec une moyenne voisine de 30 %. Une fourchette de valeurs comprises entre 20 et 40 % est toutefois plus représentative de la majorité des échantillons. Les variations relativement élevées d'un échantillon à l'autre traduisent les différences de lithologie observées d'un point de vue macroscopique (argilites à calcaires pratiquement purs). L'échantillonnage bien que représentatif n'est cependant pas aléatoire, la récolte de niveaux argileux ayant été privilégiée pour l'étude des minéraux argileux. La figure 2.4 montre les variations verticales de calcimétrie et l'augmentation de résolution par rapport aux données antérieures fournies par ERM (1995).

Les niveaux marqués par un fort pourcentage de carbonate se corrélaient parfaitement avec le signal du sonic ou du gamma ray.

Une estimation du pourcentage de carbonates ferro-magnésiens (dolomite, ankérite) a été calculée par différence entre la mesure du taux de carbonate total (lecture de la mesure au bout de 2 minutes) et la mesure du taux de calcite (lecture de la mesure après effervescence principale). Etant donné l'imprécision de la mesure, il ne s'agit ici que de valeurs minimales. Les pourcentages calculés varient de 0 à 7% en accord avec les données d'ERM (1995).

1.1.4 - Variations latérales lithologiques à l'échelle des sites de forages

Comme le forage HTM 102, les forages EST103, EST104, 2 km au Nord et MSE 101, 15 km au Nord-Ouest recoupent la série argileuse du Callovo-Oxfordien. Les cartes d'isopaques (fig. 2.5) montrent un épaissement assez net vers le Nord où les dépôts atteignent 160 m alors que ceux-ci ne dépassent pas 100 m au niveau de Joinville et 130 m au droit du forage HTM 102 (ANDRA, 1998). Dans le détail et pour différentes unités sédimentaires au sein de la couche hôte, il existe cependant des inversions d'épaississements. Les corrélations diagraphiques et les descriptions lithologiques montrent une grande continuité et une homogénéité latérale des dépôts sur l'ensemble du secteur (ANDRA, 1998).

La répartition des échantillons sur les diagrammes triangulaires silt-carbonates-argiles (fig. 2.4) permet de constater le caractère plus argileux des formations traversées par les forages EST103/104 pour le premier ensemble alors que celui-ci est plus silteux au niveau de MSE 101. Pour le deuxième ensemble, le forage MSE 101 montre un caractère plus silto-carbonaté par rapport aux deux autres forages.

Les faibles variations d'épaisseur et de minéralogie sont à relier à la position des forages vis à vis de la paléotopographie existant au Callovo-Oxfordien, MSE 101 étant situé sur le flanc de l'ondulation synclinale de Savonnières (ANDRA, 1998).

1.1.5 - Biostratigraphie

Le cadre biostratigraphique des forages HTM 102, EST 103/104 et MSE 101 résulte de l'interprétation proposée à partir des faunes d'ammonoïdés, de brachiopodes, de dinoflagellés ou de foraminifères et des corrélations réalisées entre forages (Jan du Chêne, 1995 ; rapport DIASTRATA 1997, basé sur les déterminations de Garcia, 1996 ; Marchand, 1995 et Jan du Chêne, 1996 ; Pellenard, 1998). Le découpage indiqué précédemment dans la synthèse ANDRA (1998) est comparé aux nouvelles datations fournies par la récolte de faunes d'ammonites lors de l'échantillonnage du sondage HTM 102 (fig. 2.6). Les informations biostratigraphiques montrent une bonne convergence des résultats entre faunes d'ammonites et brachiopodes (ANDRA, 1998). Une incertitude sur le caractère synchrone des dépôts argileux demeurerait entre les sites MSE 101 et HTM 102 (ANDRA, 1998, 2001), qui montraient une incompatibilité des résultats à la base de la série argileuse, datée de la zone à Gracilis par ammonites dans HTM 102 et de la zone à Jason par brachiopodes dans MSE 101. Cette incohérence est désormais levée grâce à l'identification dans HTM 102 de la zone à Jason entre 471,05 et 471,73 m, ce qui permet d'affirmer le synchronisme de l'arrivée du flux terrigène entre les deux forages. Les nouvelles datations apportées (détail dans Pellenard, 1998), principalement pour la partie inférieure de la couche hôte, atteignent dans le meilleur des cas une résolution à l'horizon près. Ces résultats valident les données précédentes et confirment la faible épaisseur suggérée du Callovien supérieur (5 m environ pour HTM 102). Il semble alors nécessaire de réduire ce sous-étage, dont les limites avaient été fixées entre 452,50 m et 434 m dans HTM 102 (ANDRA, 1998, fig. 2.6). Les zones à Coronatum et Athleta ont pu être reconnues

formellement ce qui n'était pas le cas auparavant. Enfin la présence de *Campylites* ou *Neoprionoceras* à 381,35 m permet d'identifier la sous-zone à Costicardia au sein de la zone à Cordatum. La partie haute du forage est mal contrainte et ne permet pas de positionner avec certitude la limite Oxfordien inférieur/Oxfordien moyen (limite Cordatum/Plicatilis). Si l'on considère la présence de *Campylites* ou *Neoprionoceras* à 381,35 m et d'*Arisphinctes sp.* à 351,01 m, indiquant la zone à Plicatilis, la limite devrait être comprise entre 381,35 m et 351,01 m. La présence d'un niveau à brachiopodes vers 361 m daté de la zone à Plicatilis (Diastrata 1997) réduit l'intervalle d'incertitude à 20 m. Les données fournies par la palynologie sont en large désaccord à l'échelle du sous-étage avec les données de brachiopodes et d'ammonites (ANDRA, 1998, Pellenard, 1998), il semble alors difficile de se baser sur ces données pour contraindre la limite Oxfordien inférieur/Oxfordien moyen.

1.1.6 - Les repères lithologiques particuliers

1.1.6.1 - Mise en évidence d'une surface durcie et perforée entre le Callovien inférieur et moyen

Une surface de discontinuité est identifiée à 472,16 m dans le forage HTM 102. Elle correspond à la transition entre les calcaires grainstones bioclastiques du Callovien inférieur et les calcaires wackestones gris à oolithes ferrugineuses et grains de quartz du Callovien moyen. Ce passage brutal de lithologie s'observe sur les trois forages de l'ANDRA et se marque par un contraste important du sonic et gamma ray (ANDRA, 1998). Cette discontinuité est une surface durcie, perforée partiellement pyritisée (Pl. I, photo A-D). Elle pourrait correspondre à la surface de discontinuité du toit des Calcaires à Rhynchonelles du Callovien inférieur, identifiée au Sud sur la plate-forme bourguignonne. Les descriptions pétrographiques de cette surface sont reportées dans le tableau I. Des indices d'émersion (débris de végétaux, surface karstifiée, ciments sparitiques précoces zonés), ont pu être identifiés sur la plate-forme bourguignonne dans le Callovien inférieur (zone à Gracilis) au moins localement : au toit des Calcaires à Rhynchonelles dans la région de Noyers, au toit de la formation de la Pierre de Ladoix dans la région de Dijon (Thierry, 1985 ; Floquet *et al.*, 1989 ; Garcia, 1993 ; Garcia & Dromart, 1997 ; Collin, 2000). En revanche son extension à l'ensemble de la plate-forme bourguignonne n'est pas démontrée (Collin, 2000). Les observations de microfaciès de la surface identifiée en forage ne permettent pas de confirmer cette émersion dans le secteur étudié, ce qui semble cohérent compte tenu du caractère plus distal des environnements de dépôt à l'Est du Bassin de Paris.

Cette surface marque le début de l'ennoiement de la plate-forme carbonatée et l'arrivée relativement rapide d'une sédimentation terrigène fine qui persistera jusqu'à l'Oxfordien moyen où une sédimentation mixte puis franchement carbonatée (apparition des faciès récifaux) prendra le relais. La surface durcie et perforée et le début de la sédimentation argileuse matérialise des repères isochrones à l'échelle des forages.

1.1.6.2 - Découverte d'un niveau de cendres altérées en argile (bentonite)

Un deuxième horizon mérite une attention toute particulière dans la partie haute de la couche argileuse du Callovien-Oxfordien. Il s'agit d'un dépôt épais de 12 cm, identifié entre 351,29 et 351,41 m par sa composition minéralogique particulière en DRX (niveau de smectite pure). Il s'agit d'un niveau de cendres volcaniques, altérées en argiles, venant s'intercaler dans les sédiments argilo-carbonatés de l'Oxfordien moyen. Ce niveau constitue un repère isochrone de grand intérêt puisqu'il enregistre un événement instantané à l'échelle géologique (mise en place en quelques mois ou années) et qu'il est susceptible de recouvrir des surfaces importantes sur plusieurs milliers de km². La caractérisation pétrographique, minéralogique, géochimique de ce niveau ainsi qu'une discussion sur les implications stratigraphiques et géodynamiques de ce marqueur seront développées dans le chapitre 4.

1.2 - Environnements de dépôts : étude des faciès et microfaciès

L'étude des faciès et microfaciès en vue d'une interprétation des environnements de dépôts a été effectuée grâce à l'observation en continu des carottes de forages, leur description macroscopique (fig. 2.1 et 2.2) et la réalisation de lames minces sur les niveaux les plus caractéristiques. Essentiellement menés sur le forage HTM102, des points de comparaison et des observations complémentaires ont également été réalisés sur la partie haute du forage MSE 101. Un récapitulatif des principaux microfaciès observés, représentatifs des sédiments argilo-silto-carbonatés du Callovien-Oxfordien est proposé dans les tableaux I et II.

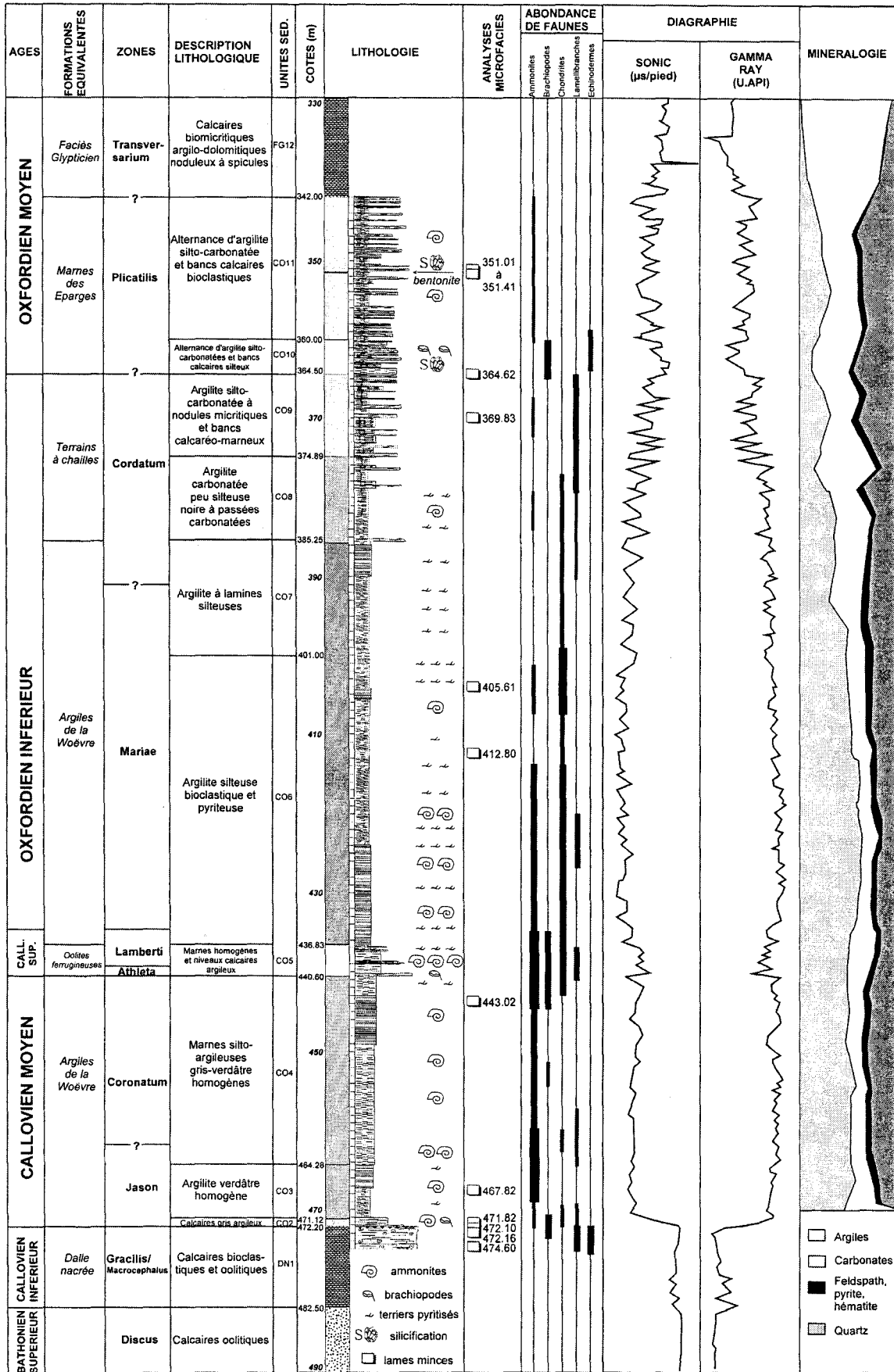
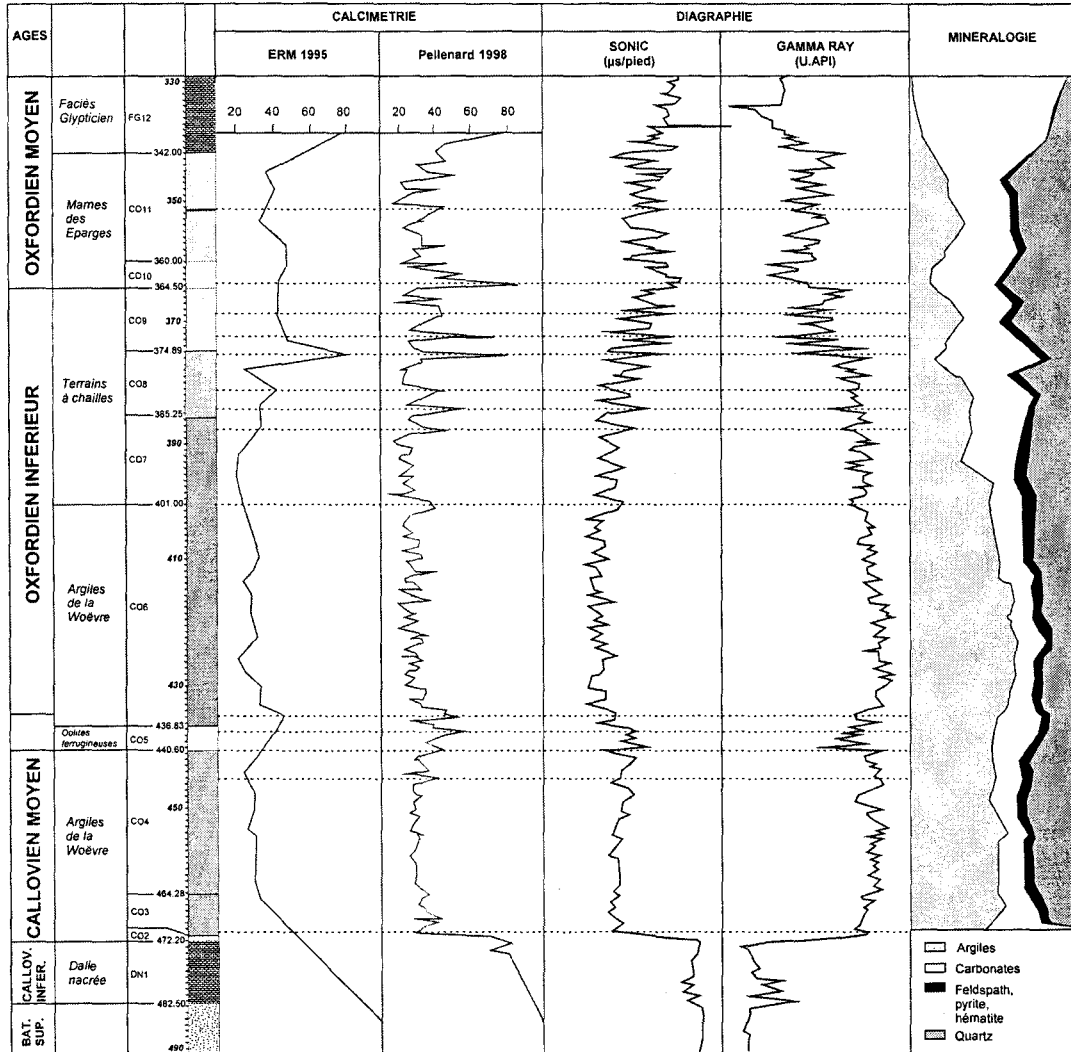
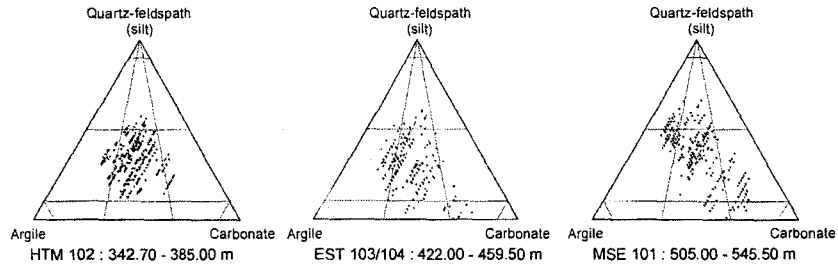


Fig. 2.3 - Lithologie, biostratigraphie, diagraphie et minéralogie du forage HTM 102 ANDRA. Les données de diagraphie et de minéralogie sur roche totale proviennent de l'ANDRA.



Alternances à siltites carbonatées



Argilites silto-carbonatées

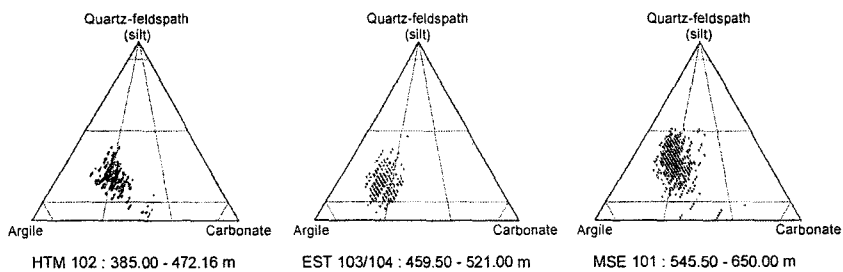


Fig. 2.4 - Caractéristiques minéralogiques des argilites du Callovien-Oxfordien des forages ANDRA. Teneur en carbonate et comparaison de diagrammes triangulaires (silt-carbonate-argile) sur les différents forages (extrait de la synthèse ANDRA 1998, GDM software BRGM/GEOMATH).

1.2.1 - La phase détritique

Hormis les minéraux argileux dominants (cf § 1.3), la phase détritique du sédiment se compose pour l'essentiel de quartz, de feldspaths et de micas. Les grains de quartz (40 μm à 100 μm) sont généralement propres, sub-anguleux à émoussés. Ils représentent la majorité des grains détritiques du sédiment après les minéraux argileux et peuvent être estimés selon les différents faciès entre 5 et 15 % du volume total. Les cristaux sont rarement automorphes, sauf dans le cas de quartz authigènes (5 – 10 μm) présents dans les interstices de certaines roches ayant subies localement des processus de silicification (Pl. V, photo D). Des passées plus silteuses du sédiment s'observent fréquemment sous forme d'accumulations millimétriques de grains de quartz formant des laminites plus ou moins déstructurées par la bioturbation.

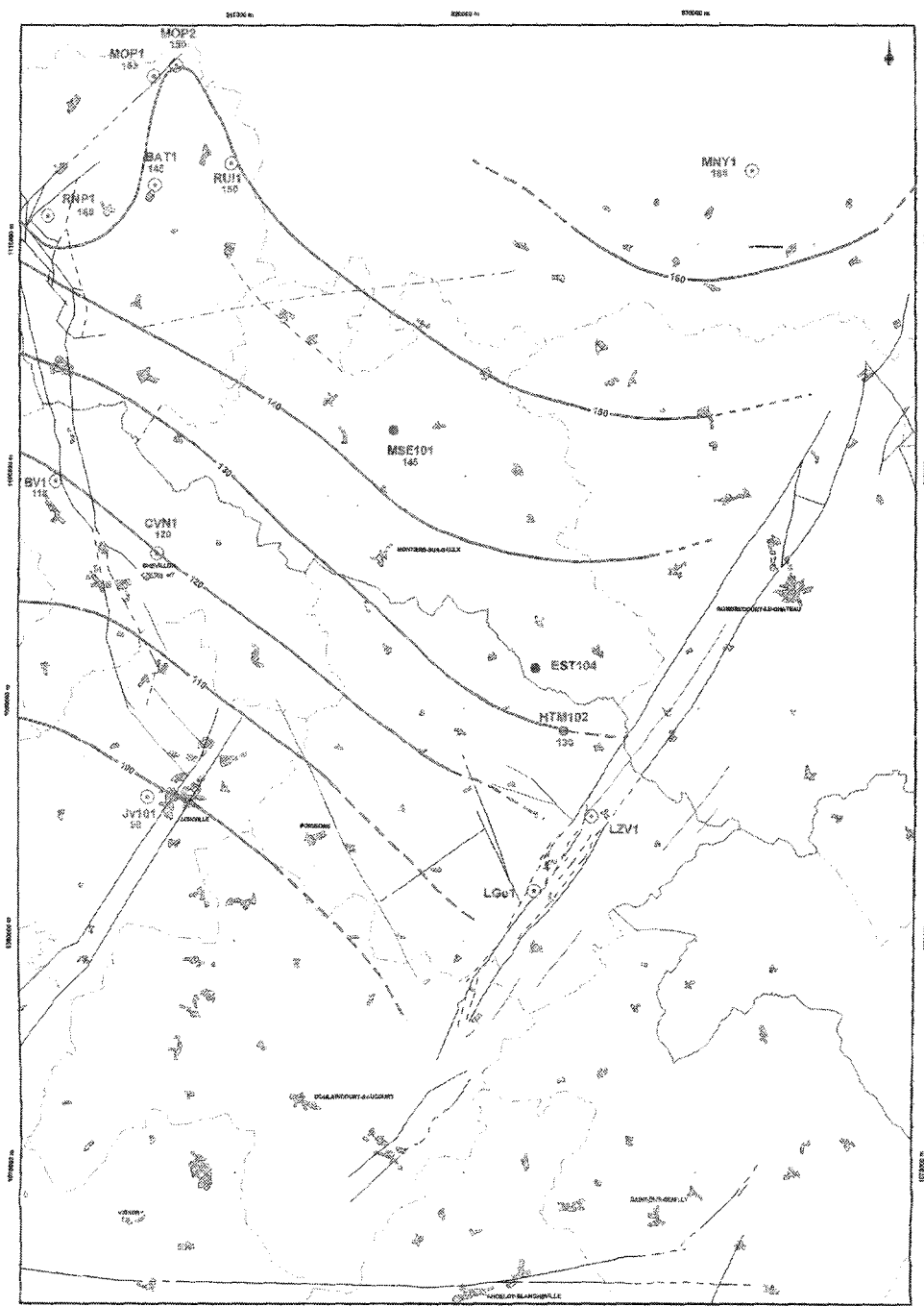


Fig. 2.5 - Carte d'isopages du Callovien-Oxfordien argileux à l'Est du Bassin de Paris (synthèse ANDRA 1998). Les épaisseurs sont exprimées en mètres. Les points encerclés localisent les forages pétroliers utilisés.

Les feldspaths sont difficilement reconnaissables des grains de quartz par la seule analyse en microscopie optique. En revanche l'analyse en cathodoluminescence ou l'utilisation du MEB muni d'une sonde EDS permet une identification aisée. Il s'agit principalement de feldspaths potassiques de type sanidine, microcline ou orthose, les plagioclases étant relativement peu abondants. La proportion importante de sanidine et microcline est confirmée par les raies caractéristiques à 3,25 Å en DRX de poudres. Les grains de feldspath détritiques présentent des tailles semblables à celles des grains de quartz et des formes sub-automorphes à xénomorphes. Leur distinction en cathodoluminescence est possible grâce à la teinte généralement bleue vive que prennent les feldspaths, en particulier les feldspaths potassiques. Les feldspaths de plus petite taille (<10µm), automorphes, résultent d'une néoformation.

Les micas comprennent pour l'essentiel de fines baguettes de muscovite plus ou moins déformées et occasionnellement des levérierites (feuillet de kaolinite et muscovite intimement liés). Leur abondance est inversement proportionnelle à la teneur en carbonates.

Les minéraux lourds et accessoires observés en lames minces ou en frottis de sédiment décarbonaté représentent une très faible proportion de la roche (<0,1 %). Ils correspondent pour l'essentiel à des grains de zircons xénomorphes de petite taille (<50µm) arrondis, généralement teintés en jaune-brun à vert foncé. Dans une moindre mesure, tourmalines et apatites peuvent être identifiées.

1.2.2 - Néoformations et environnements diagénétiques

Les phases néoformées au sein des argilites sont variées et correspondent principalement à des carbonates (calcite, dolomite, ankérite), à des minéraux argileux, à des formes variées de silice (quartz ou calcédonite), à de la pyrite ou à des sulfates. Les grains phosphatés, la glauconie et les feldspaths néoformés représentent une faible proportion de la roche.

1.2.2.1 - les phases minérales authigènes isolées

Des cristaux de dolomite fréquents se rencontrent sous forme de rhomboèdres isolés de 20 à 100 µm dans la matrice argilo-carbonatée des argilites. Ils présentent une texture idiomorphe classique et caractéristique d'une précipitation au cours d'une diagenèse d'enfouissement. La proportion de dolomite estimée par calcimétrie en tenant compte de la réaction plus lente des carbonates magnésiens avec l'acide chlorhydrique à froid, varie entre 1 et 7 % sur les argilites situées entre les cotes 456 et 360 m du forage HTM 102. Aucune analyse isotopique n'a été réalisée dans le but de préciser l'origine de la dolomite, mais Collin (1997) a mesuré des valeurs de $\delta^{18}\text{O}$ comprises entre 0,85 et 1,91 ‰ PDB et des valeurs de $\delta^{13}\text{C}$ comprises entre - 4,76 et - 5,73 PDB pour des échantillons de calcaires calloviens de la Dalle Nacrée ferrugineuse, au toit des Calcaires à Rhynchonelles ou au toit des calcaires d'Étrochey. Ces résultats excluent une origine évaporitique et sont cohérents avec une précipitation de dolomite de remplacement au cours de la diagenèse tardive d'enfouissement. L'observation de cristaux de dolomite en cathodoluminescence et MEB (mode rétrodiffusé) révèle des bandes concentriques de croissances témoignant de la répartition variable de Fe, Mn et Mg. Les zones les plus internes sont déficitaires en Fe, les zones médianes fortement déficitaires en Mg et enrichies en fer et les zones externes relativement riches en fer. Les variations de la teneur en Fe, Mn et Mg sont fonction des variations de composition des fluides disponibles et des cinétiques de réactions de précipitation. Les couches médianes et externes des dolomites étudiées présentent en moyenne une composition de l'ankérite (rapport Mg/Fe < 4). Ces résultats sont cohérents avec les analyses réalisées sur des populations de cristaux de dolomites de niveaux comparables (Coquinot 2000). Une précipitation importante de cristaux de dolomite peut être observée dans la partie sommitale du faciès grainstone bioclastique du Callovien inférieur (lames 474,60 Pl. I, photo E) et au sein de perforations par des lithophages qui affectent la surface durcie et perforée identifiée à 472,16 m dans HTM 102. Des phénomènes de dolomitisation/dédolomitisation sont identifiés sur un niveau centimétrique intercalé dans les équivalents des argilites des forages, 20 km au Sud, sur la coupe de St Blin-Semilly. Celui-ci daté de l'horizon à Woodhamense, présente une légère coloration rose et un aspect carié. Le microfaciès révèle la présence de tissus spongieux et de spicules épigénisés en calcite, la roche étant partiellement recristallisée par une microsparite et sparite à la suite de la dédolomitisation (Pl. I, photo F, G). Des fantômes de rhomboèdres de dolomite dont les contours sont soulignés par des impuretés, des pseudomorphoses de dolomite en calcite et la présence de liserés où se concentrent des impuretés (oxyde de fer) témoignent de ce processus de dédolomitisation.

La pyrite se présente, en framboïdes de 10-20 µm, sous forme de cristaux euhédraux octaédriques à dodécaédriques (Pl. V, photo A, B) ou en pyritosphères, en cristaux automorphes isolés (10-100 µm) dans la matrice, en remplissage de loges de foraminifères, associée à la matière organique sous forme de filonnets, en remplissage de terriers anastomosés de type *chondrites* ou encore associée à de grandes valves de lamellibranches ou loges d'ammonites. Sa proportion de 1 à 3 % sur l'ensemble des sédiments silto-argileux

carbonatés, est plus forte dans les niveaux riches en terriers entre 445 m et 375 m (unités CO5 à CO8) dans le forage HTM 102. La pyrite est fréquemment associée dans les traces fossiles à des sulfates tels que jarosite, natrojarosite ou gypse provenant de l'oxydation post-échantillonnage du matériel étudié. On la trouve également sous forme de ciment intergranulaire au sein de la surface durcie et perforée identifiée à 472,16 m. Ce minéral précipite lors de la diagenèse précoce à partir des réactions de sulfato-réduction bactérienne utilisant les sulfates et la matière organique disponible et serait dépendant de la réactivité des oxydes-hydroxydes. La morphologie serait fonction du taux de sédimentation, de matière organique, de la concentration en sulfates et fer ainsi que de la teneur en oxygène (Taylor & Macquaker, 2000). Son abondance reflète des conditions réductrices lors de la diagenèse précoce et une concentration suffisante de matière organique et de fer (disponible dans les eaux interstitielles, le sédiment ou par réduction du fer ferrique par les bactéries) dans le milieu.

La néoformation de minéraux argileux s'observe principalement sous forme d'amas de cristaux de kaolinite vermiculaires en accordéon (2-5 µm) qui comblent la porosité. De telles structures s'observent dans des niveaux particuliers de la partie haute du forage et ont pu être observées également dans la partie basse du forage HTM 102 (Coquinot, 2000, Pl. V, photo H). La kaolinite précipite aussi entre des feuillettes de muscovites détritiques (structure de la leverriérite) ou à l'extrémité de micas exfoliés. Enfin il est possible d'observer des kaolinites en accordéon de 10 à 30 µm, isolées dans la matrice et probablement néoformées. Plus rarement des structures argileuses fibreuses, en rosettes ou en petits filaments développés en bordure de larges particules illitiques festonnées ont été observées dans la porosité des argilites au MEB et pourraient correspondre à des néoformations de fines particules illitiques ou d'interstratifiés I/S (ANTEA, 1995 ; Coquinot, 2000).

Les phosphates précipitent sous forme d'amas cryptocristallins jaunes à bruns de formes variables parfois ovoïdes de l'ordre de la centaine de microns et correspondent à la définition de « nodules-galets » de Lucas *et al.* (1976) (Pl. II, photo A). Certains bioclastes (débris d'échinodermes, plus rarement brachiopodes) peuvent être épigénisés en phosphates. Peu de phosphates issus de la minéralogie primaire des organismes (composition de la francolite) ont pu être observés hormis de rares dents de poissons et une dent de vertébré (pliosaure). Des cristaux d'apatite de petite taille (20-50 µm) sont observés en frottis. L'absence d'analyse chimique sur ces minéraux ne permet pas de préciser leur origine détritique ou diagénétique.

Ces phosphates proviennent de la décomposition de composants organiques par des bactéries sous oxydation modérée. Leur présence est généralement favorisée en milieu de dépôt confiné, suboxique, où les circulations d'eau sont suffisamment faibles pour piéger et préserver une matière organique riche en phosphore (Slansky, 1980).

La glauconie s'observe principalement dans les faciès les plus carbonatés sous forme de grains ovoïdes de 20 à 80 µm, de couleur verdâtre, disséminés dans la matrice ou en remplissage de loges de foraminifères. Elle est fréquemment associée à la matière organique ou liée à la présence d'une activité biologique au sein du sédiment. Sa précipitation est liée à un environnement marin ouvert, à faible taux de sédimentation, légèrement réducteur cohérent avec les conditions requises pour la néoformation des minéraux phosphatés (Odin & Matter, 1981 ; Tucker, 2001). L'occurrence maximale de ce minéral aurait lieu au sein de la zone à Cordatum (sous-zone à Bukowskii) où se déposent latéralement dans les Ardennes des niveaux non condensés à glauconie (ANDRA, 2001).

Les feldspaths néoformés se présentent sous forme de petits cristaux automorphes prismatiques entre 5 et 15 µm bien visibles en MEB. Leur composition est celle de feldspaths alcalins à pôle potassique pur. Leur précipitation a lieu au cours des premiers stades de la diagenèse lorsque la saturation en Al, Si et K est suffisante. Dans quelques cas, des surcroissances de feldspaths par nourrissage syntaxial ont été observées sur des feldspaths détritiques qui servent de nucléus (Coquinot, 2000).

Hormis la dolomite qui précipite dans des conditions de diagenèse d'enfouissement tardive, l'ensemble de ces phases authigènes plus ou moins isolées dans la matrice précipite au cours de stades diagénétiques précoces et requièrent un environnement de dépôt de milieu marin ouvert légèrement réducteur, euxinique à hydrodynamisme modéré. Ces conditions sont également propices à l'installation de faunes endobiontes responsables de l'ichnogénre *chondrites* qui nécessitent un milieu peu oxygéné et calme (Gall, 1983 ; Briggs & Crowther, 1990). Ces formes horizontales ramifiées pyritisées mesurent jusqu'à 10 cm de long et quelques millimètres de diamètre. Macroscopiquement, elles constituent la partie la plus visible de la bioturbation des argilites (Pl. II, photo B).

La présence de dolomite d'enfouissement avec une texture idiotopique est classique pour des argilites et ne nécessite pas de conditions de diagenèse d'enfouissement thermique poussée (température de 50°C nécessaire pour une transformation de dolomite à texture idiotopique en une texture xénotopique selon Gregg & Silbey, 1984). Leur composition de nature ankéritique traduit la présence de fluides interstitiels riches en fer. Le niveau partiellement recristallisé montrant un processus de dédolomitisation de la coupe de St Blin traduit une modification de la nature des eaux de circulation avec vraisemblablement une composition d'eau douce.

Tab. I - Etude microfaciologique d'échantillons représentatifs des différents environnements de dépôts du forage HTM 102 ANDRA.

Echantillon	Description macroscopique	Description microscopique		Association de faciès
		Éléments figurés	Phase de liaison / remarques	
HTM 474,60 biosparite à bioclastes de lamellibranches, bryozoaires et oolites	<i>Description de forage : calcaire à entroques</i> Calcaire blanc à texture grainstone oolitique et bioclastique. Les grains sont légèrement obliques par rapport au plan de stratification. Styloolithes et traces de bioturbation sont fréquentes. Les bioclastes correspondent à des lamellibranches et des entroques formant parfois le nucléus des oolites	Fragments de lamellibranches (<i>pinna</i>) et bryozoaires sont majoritaires. Radioles d'oursins, lenticulines (<i>nodosariidae</i>) et tests de brachiopodes perforés (<i>spiriferina</i>) sont fréquents. Quelques foraminifères encroûtants et loges de gastéropodes sont observés. Les oolites mesurent jusqu'à 1 mm et possèdent généralement un nucléus bioclastique. Relativement abondant, le phénomène d'oolitisation n'affecte pas tous les bioclastes. Certaines oolites composites sont présentes. Des intraclastes comprennent des éléments oolitisés souvent cassés. Des oxydes de fer sont fréquents au sein des bioclastes de lamellibranches.	Ce grainstone possède deux types de ciments: une microsparite (ciment isopaque fibroradiaire précoce) et des cristaux de sparite tardifs, originels qui remplissent la porosité (texture drusique). Des plages de dolomite de texture idiotopique sont présentes.	I
HTM 472,16 surface durcie et perforée à remplissage de pyrite	<i>Description de forage : limite calcaire à entroques /calcaires argileux</i> Surface durcie perforée (hardground) correspondant à un calcaire wackestone à bioclastes et oolites ferrugineuses. La pyrite est abondante et remplit aussi bien les terriers que l'encaissant.	Les éléments correspondent à des bioclastes de lamellibranches (ostreïdés), des débris de brachiopodes d'échinodermes (avec stéréome et canal neural visible), des serpules, des bryozoaires. Les fragments de brachiopodes sont souvent dissous. Des foraminifères de type lenticulines et trocholines, des spicules d'éponges réiformes (géodiniidés du genre <i>rhaxella</i>) sont présents. Des oolites recristallisées en sparite sont fréquentes. Des cristaux de dolomite (texture porphyrotopique) et des grains de phosphate (couleur brun orange) sont présents. La pyrite est abondante entre les perforations où elle remplit les bioclastes dissous et la porosité. Le remplissage au niveau de la terminaison des perforations correspond à une "brèche" où les cristaux de dolomite sont abondants. Des lithophages responsables des perforations sont conservés dans les terriers.	Microsparite sale et argile.	Surface durcie perforée
HTM 472,10 biomicrosparite argileuse à oolites ferrugineuses et grains de quartz	<i>Description de forage : calcaire argileux bioclastique</i> Calcaire gris wackestone. Les éléments sont des oolites ferrugineuses, de grands bioclastes de lamellibranches, des serpules. Les changements de couleur de la roche et la présence de petits joints suggèrent la présence de surfaces érosives.	Les éléments se composent de fins bioclastes de lamellibranches (espèces adultes planctoniques du genre <i>Bositra</i>), de quelques prodossoconques, de lithophages présents dans les bioclastes de lamellibranches (pectens) et responsables des perforations de ces derniers, de brachiopodes dissous et recristallisés en sparite, de quelques entroques bien conservés de forme pentagonale et souvent oolitisés (oolites par ailleurs légèrement dissoutes sur les bords où reprécipite de la calcite), de nombreuses serpules encroûtant les bioclastes de lamellibranches. Ces dernières sont parfois dissoutes et recristallisées en sparite (phénomène peu communs pour les serpules), de bryozoaires encroûtant les fragments de lamellibranches, de foraminifères et de petits gastéropodes. Des oolites ferrugineuses parfois dissoutes et recristallisées en sparite mesurent entre 0,5 et 0,8 mm. Le nucléus des grosses oolites correspond parfois à un intraclaste composé lui-même de plusieurs oolites et divers bioclastes. De nombreux grains de quartz sont présents ainsi que des petites plages de pyrite.	Microsparite et argile. Des traces de bioturbation de forme circulaire s'observent. Deux surfaces érosives tronquent les grains confirmant les observations macroscopiques au niveau du changement de couleur.	II
HTM 471,40 biomicrite argileuse à fins bioclastes de lamellibranches	<i>Description de forage : calcaire gris et marnes grisâtres</i> Argilite grisâtre à très fins bioclastes de lamellibranches	La faune est relativement peu abondante et se compose de foraminifères (<i>nodosariidae</i>) dont les loges sont oxydées, de fins bioclastes de lamellibranches dont la longueur n'excède pas 1 mm, de radioles d'oursins, de quelques fragments de tests de brachiopodes et quelques bioclastes présentant un réseau échinodermique. De nombreux grains de quartz plus ou moins arrondis sont présents. Quelques rares grains de phosphate de couleur brun orangé sont identifiables.	Argile micritique à microsparitique relativement foncée (marron en alternance avec des passées plus micritiques grises). Des traces concentriques perturbant l'homogénéité de la matrice pourraient correspondre à des traces de bioturbation. L'estimation du volume de la matrice est d'environ 85% avec 5% de grains de quartz et calcite, 5% de bioclastes et 5% de porosité opaques.	IV
HTM 467,82 biomicrites argileuse à fins bioclastes de lamellibranches et grains de quartz	<i>Description de forage : argilite verdâtre homogène à ammonites</i> Argilite gris verdâtre homogène légèrement silteuse à quelques ammonites, peu compacte à débit facile	De très fins bioclastes allongés de lamellibranches sont identifiables et s'agencent suivant le litage. Quelques foraminifères benthiques (epistimonidae) d'une taille supérieure à 0,2 mm ont pu être observés ainsi que la présence d'ostracodes, de spicules d'éponges (géodiniidés). Les foraminifères sont moins abondants que dans la lame HTM 471.40. De grosses plages de pyrite (bien cristallisée cubique) et des grains de quartz propres et peu anguleux, abondants, et plus petits que ceux de la lame mince HTM 471.40 sont présents. De rares grains de phosphates et cristaux rhomboédriques de dolomite, isolés dans la matrice sont identifiés.	Argile micritique fine de couleur plus brune que les lames précédentes. L'estimation du volume de la matrice est d'environ 60-70% avec 15-20% de grains de quartz et calcite, 10% de bioclastes et 5-10% de porosité et opaques.	IV

Tab. II - Etude microfaciologique d'échantillons représentatifs des différents environnements de dépôts du forage HTM 102 ANDRA.

Echantillon	Description macroscopique	Description microscopique		Association de faciès
		Eléments figurés	Phase de liaison / remarques	
HTM 443,02 micrite argileuse à grains de quartz	<i>Description de forage : Marne grise sombre silteuse homogène à rares lamellibranches</i> Argilite compacte relativement carbonatée, silteuse à quelques bioclastes de lamellibranches	Les bioclastes sont rares (présence de gros lamellibranche et quelques foraminifères). Les nombreux filaments de lamellibranches ne sont plus présents. Les grains de quartz sont plus gros et plus nombreux que ceux de la lame HTM 467.82. Leur forme est plus anguleuse et leur taille voisine de 0,1 mm. De grandes plages de pyrite, quelques cristaux de dolomite et des grains de phosphate sont observables.	Argile micritique. Estimation des différentes phases minérales, organiques et de la matrice: grain de quartz + calcite: 30-40 % bioclastes: 0-5 % matrice: 45-65%	IV
HTM 412,80 micrite argileuse à grains de quartz	<i>Description de forage : argilite silteuse noire fossilifère</i> Argilite homogène gris verdâtre à terriers remplis de pyrite	Les éléments se composent de quelques bioclastes de lamellibranches et foraminifères aux formes variés (lenticulines et épistominidés) dont les loges sont souvent remplies d'oxydes. Des restes végétaux fins et pyritisés sont observables. De nombreux grains de quartz faiblement anguleux (moins abondants que dans HTM 443.02) sont visibles ainsi que des plages de pyrite, des baguettes de micas (muscovite) et quelques grains de phosphates. Les grains allongés sont orientés suivant le plan de stratification.	Argile micritique. Estimation des différentes phases minérales, organiques et de la matrice: grain de quartz + calcite: 10-15 % bioclastes: 0-5 % minéraux opaques : 5-10% matrice: 70-85%	V
HTM 405,61 micrite argileuse à grains de quartz	<i>Description de forage : argilite homogène silteuse noire</i> Argilite gris-noire silteuse à terriers de type chondrites remplis de pyrite	De rares bioclastes allongés de lamellibranches sont observables ainsi que quelques foraminifères (lenticuline) dont les loges sont parfois remplies d'oxyde de fer. Les grains de quartz, faiblement anguleux sont nombreux et relativement propres. Les grains de phosphate sont plus abondants que dans les lames précédemment décrites. Quelques cristaux de dolomite (texture porphyrotopique) sont observables ainsi que de la muscovite.	Argile micritique. Estimation des différentes phases minérales, organiques et de la matrice: grain de quartz + calcite: 20-30 % bioclastes: 0-5 % minéraux opaques : 5-10% matrice: 55-75%	V
HTM 369,83 micrite argileuse à grains de quartz	<i>Description de forage : calcaire dur rognonneux à lits marneux</i> Marnes hétérogènes, silteuse à passées grises et noires reflétant une variation de la teneur en carbonates	Les bioclastes sont quasiment inexistant; les seuls visibles correspondent à de très fins bioclastes de lamellibranches et quelques foraminifères unisériés. Sporadiquement, quelques bioclastes dissous et recristallisés en sparite sont visibles. La phase minérale se caractérise par des grains de quartz mélangés aux grains de sparite abondants, des cristaux de dolomite, des grains de galuconies et de phosphates et quelques micas (muscovite).	Argilite micritique intimement liée à une sparite sale et grains de quartz. Les plages plus claires sont enrichies en sparite à l'inverse des plages sombres où dominent agrégats argileux et grains de quartz. Estimation des différentes phases : grain de quartz + calcite: 50-60 % bioclastes: 0-5 % minéraux opaques : 0-5% matrice: 30-40%	IV
HTM 364,62 biomicrite à biomicrosparite	<i>Description de forage : calcaire fin bioclastique noduleux</i> Calcaire wackestone gris à rhynchonelles, serpules et lamellibranches. Niveau à bioturbations bien visibles	Les bioclastes se composent de nombreuses serpules (silicifiées par endroit, notamment aux extrémités) parfois en colonies et encroutées sur des tests de brachiopodes généralement silicifiés (extinction ondulante). Quelques débris d'échinoderme sont visibles. Les bioclastes dissous sont remplis par de la sparite. Miliolidés et nodosariés sont présents. Les grains identifiés sont du quartz, de la glauconie, des phosphates et des cristaux de calcite sous forme sparitique. Peu d'oxydes sont reconnus dans cette lame contrairement aux microfaciès précédents. De nombreux bioclastes montrent plusieurs génération de silice.	Micrite à microsparite argileuse. Beaucoup d'éléments ont été dissous laissant apparaître des plages de sparite ou de microsparite se confondant avec la matrice. Estimation des différentes phases : grain de quartz + calcite: 30-40 % bioclastes: 5-10 % matrice: 55-65%	III
HTM 351,01 à 351,22 micrite à microsparite silteuse	<i>Description de forage : calcaire gris à gros bioclastes</i> Calcaire mudstone compact gris partiellement silicifié	Les éléments se composent principalement de quartz sub-anguleux propres, de rares bioclastes et de phosphates en petites plages isolées ou sous forme de concentration en liserés parallèles au plan de stratification. Les bioclastes se composent pour l'essentiel de spicules de silicisponges. Le reste des organismes correspond à des fragments de test de brachiopodes, de lamellibranches, de serpules, de bryozoaires, de débris d'échinodermes et foraminifères à loges pyritisées. Les spicules d'éponge sont normalement en silice sauf dans le cas où un ciment siliceux les entoure, les spicules étant épigénisées en calcite (sparite propre). Des cristaux de sparite dispersés et noyés dans la matrice ou regroupés en plage sont communs. Les bioclastes de lamellibranches, brachiopodes sont fréquemment silicifiés, les serpules le sont partiellement et conservent en leur centre une sparite non affectée par le processus de silicification.	Micrite à microsparite légèrement argileuse. Des plages de ciments formés par de gros cristaux xénomorphes de quartz de plusieurs centaines à milliers de microns englobant les différents grains ont pu être identifiées. Des sphéruites de clacédonite de quelques centaines de microns peuvent y être associées. Estimation des différentes phases : grain de quartz + calcite: 15-20 % bioclastes: 5 % matrice: 60-80% opaques: 0-5%	III

1.2.2.2 - Les phases de cimentation carbonatées, siliceuses et sulfatées

Bien que la proportion de ciment soit faible en regard à la matrice argilo-carbonatée dominante des faciès callovo-oxfordiens, cinq types de ciments carbonatés associés à des phases diagenétiques sont identifiés :

- Le plus commun correspond à un ciment primaire sparitique palissadique fibreux autour de tests de lamellibranches pélagiques et de serpulidés. Ce même ciment est observé dans les faciès carbonatés du Callovien inférieur où se développent des ciments isopaques autour de grains de nature variés (bioclastes ou intraclastes, Pl. II, photo C).

- Un ciment de sparite précoce zonée a pu être déterminé sur quelques échantillons par cathodoluminescence et microanalyse (alternance de bande de luminescence noire et jaune-orangée et composition d'une calcite faiblement magnésienne LMC) en remplissage de porosité (Coquinot, 2000).

- Un troisième stade correspond à la recristallisation de la matrice sous forme de micrite et microsparite. Ce type de structure s'observe dans les niveaux les plus carbonatés (partie supérieure du forage). Il correspond au passage de calcite HMC (calcite hautement magnésienne, constituant les organismes et ciments initiaux) en calcite LMC (calcite faiblement magnésienne) comme l'indique de nombreuses analyses effectuées à la microsonde (Coquinot, 2000). Ces trois phases de cimentation correspondent à un stade de diagenèse précoce.

- En ce qui concerne la diagenèse tardive, il est possible d'observer des ciments secondaires mésogénétiques à texture drusique (calcite en mosaïque) en remplissage d'organismes dissous ou de cavités interstitielles (Pl. II, photo C). Enfin des ciments calcitiques granulaires peuvent remplir des fractures tardives liées à la compaction de la roche. Il s'agit du stade ultime de diagenèse (post-compaction) associé ou précédé des phénomènes de stylolisation.

Des phénomènes de silicification s'observent au sein des argilites dans la partie haute du forage entre les cotes 365 m et 346 m (unités CO10 et CO11, fin de l'Oxfordien inférieur, début de l'Oxfordien moyen). Une géode de calcite et quartz automorphes a également été échantillonnée sur le forage MSE 101 entre 535,31 et 535,39 m (Pl. II, photos D-F). Deux zones sont particulièrement propices au développement de ces silicifications : il s'agit des niveaux compris entre 364,35 m et 360,23 m et 351,29 et 350,42 m. Les zones de silicifications correspondent par ailleurs aux valeurs maximales de la teneur en quartz de la fraction <math><2\mu\text{m}</math> mis en évidence par DRX (fig. 2.9). Les silicifications se manifestent par :

- des ciments de calcédonite fibreuse épigénisant des tests de bioclastes (Pl. II, photos G, H),
- des sphérules de calcédonite dispersées dans la matrice ou incluses dans des ciments de quartz ou de célestine (Pl. III, photos B, C),
- des petits cristaux automorphes de quartz (1-5 μm) en remplissage de microporosités observés au MEB (Pl. V, photos D, E),
- des ciments de quartz granulaire microcristallin en remplissage de spicules d'éponges.

La calcédonite fibreuse se présente sous la forme d'un ciment translucide à jaunâtre à extinction roulante, épigénisant des bioclastes de lamellibranches, brachiopodes et même serpulidés dont la minéralogie est généralement plus stable, reflétant une silicification complète et relativement complexe. Les sphérules de calcédonite mesurent de 100 à 800 μm et sont souvent associées à des ciments poecilites de célestine.

La précipitation suppose l'existence d'un fluide sursaturé en silice dont l'origine est discutable. Les zones silicifiées sont fréquemment associées à l'abondance de spicules de silicisponges et parfois à des tissus spongieux micritisés encore préservés. La minéralogie initiale des spicules d'éponges en opale A, instable, aura tendance à recristalliser précocement en calcédonite, microquartz ou calcite ou former des épigénies en glauconie, oxyde de fer ou chlorite (Lucas *et al.*, 1976). La plupart des spicules des niveaux considérés sont en fantôme ou recristallisés en sparite grossière, plus rarement en quartz microcristallin ou calcédonite. Par conséquent, de la silice a pu être libérée durant les stades précoces de la diagenèse dans un sédiment encore peu induré favorisant les migrations de fluides. Les précipitations de silice peuvent s'expliquer en partie par un processus de transfert lent des fluides dans une roche encore poreuse. Cependant, des mécanismes de migration plus tardifs par diffusion liquide au niveau des joints de grains peuvent également participer à ces silicifications lorsque la compaction de la roche ne permet plus un transfert de fluide suffisant (Coquinot, 2000). Par ailleurs ces silicifications sont présentes dans des niveaux relativement carbonatés où la porosité devait être inférieure, permettant de « bloquer » préférentiellement les fluides. Concernant la zone entre 351,29 et 350,42 m, la bentonite reconnue immédiatement au-dessous a pu jouer un rôle. Les processus de dévitrification des cendres ont probablement conduit à une remobilisation partielle de la silice, toujours en proportion abondante dans les cinérites. La dévitrification de tels niveaux se produit généralement dans des stades précoces pouvant libérer des quantités importantes de silice (Hay & Guldman, 1987) susceptibles de provoquer des accidents siliceux locaux

ou des minéralisations plus ou moins continues au sein ou à proximité de tels niveaux (Merriman & Roberts, 1990; Kolata *et al.*, 1996). Même s'il semble probable que la concentration des silicisponges soit responsable des silicifications observées pour cette zone (les spicules étant effectivement en forte proportion pour ces niveaux comme le montrent des lavages de marnes encaissantes), il est possible que l'altération du dépôt pyroclastique sous-jacent ait pu participer aux silicifications.

Les ciments sulfatés correspondent à des minéralisations locales de célestine identifiées notamment dans le banc carbonaté à 351 m (Pl. III, photo B, C). Il s'agit de ciments poecilites sous forme de cristaux xénomorphes à automorphes (baguette) translucides de célestine de 500 à 1500 µm. Ceux-ci englobent des grains détritiques de quartz ou feldspaths et des grains carbonatés. Il contiennent occasionnellement les sphérules de calcédonite décrites précédemment. De tels ciments ont déjà été décrits dans les forages MSE 101 (à 544.18 m, 548.27 m), HTM 102 (à 364.03 m) et EST103 (à 411.93 m) en traces, en épigénie de bioclaste coquiller ou dans un wackestone à débris de coraux (ANDRA, 1998). De telles épigénies ne sont pas courantes dans les roches sédimentaires, il est probable que les transformations d'aragonite en calcite LMC contribuent à fournir suffisamment de Sr pour précipiter la célestine. Les cinétiques de réactions de dissolution de l'aragonite sont 100 fois plus rapides que la précipitation de calcite et le réseau de l'aragonite incorpore de grande quantité de Sr (jusqu'à 1%) ce qui, lors de la déstabilisation de l'aragonite, permet une réutilisation du Sr libéré dans l'environnement proche (Tucker, 2001).

1.2.3 - Interprétation en termes d'environnements de dépôts

Un certain nombre de microfaciès présentant des caractères communs peuvent se regrouper en association de faciès. Ceux-ci traduisent des milieux de dépôt qui reflètent d'une part les conditions hydrodynamiques liées à la tranche d'eau, au type de mise en place ou à la protection des milieux et d'autre part à l'environnement chimique qui influence les facteurs de la diagenèse précoce (conditions redox, oxygénation du milieu, activité biologique...). Cette étude microfaciologique doit être couplée aux observations macroscopiques qui prennent en compte les figures sédimentaires indicatrices des conditions hydrodynamiques. Une telle démarche est cependant plus difficilement applicable dans le cadre de l'étude d'une carotte de forage.

La nomenclature des zonations bathymétriques utilisée est celle classiquement adoptée pour les plateformes continentales selon un profil proximal-distal : le shoreface correspond aux dépôts soumis aux conditions permanentes des agents hydrodynamiques avec une limite inférieure qui coïncide avec la limite d'action des vagues de beau temps, limite théorique au-delà de laquelle les fines particules argileuses pourront sédimenter ; l'offshore supérieur est situé entre la limite d'action des vagues de beau temps et la limite d'action des vagues de tempêtes et correspondra à une agitation temporaire des fonds par les courants de surface ; l'offshore inférieur n'enregistre que des tempêtes distales exceptionnelles et correspond à une sédimentation calme propice au dépôt des particules les plus fines.

Association de faciès I : calcaire grainstone oolithique et bioclastique à lamellibranches et bryozoaires : Il s'agit des calcaires du Callovien inférieur en dessous de la surface de discontinuité durcie et perforée. L'absence de phase de liaison micritique et les oolithes impliquent un vannage continu et un milieu de dépôt agité (Pl. III, photo D). L'absence de céphalopodes et la présence de lenticulines indiquent un environnement de dépôt peu profond de type shoreface.

Association de faciès II : calcaire wackestone gris à oolithes ferrugineuses et grains de quartz : l'apparition de lamellibranches très fins planctoniques (*Bositra*) traduit un approfondissement par rapport à l'association de faciès I. Des foraminifères du type trocholine marquent un milieu marin franc et une bonne oxygénation (comm. pers. D. Vachard). La présence d'éponges dissociées et la phase de liaison microsparitique à micritique suggèrent une agitation modérée. Les pholadomyes (organismes benthiques des fonds boueux) confirment l'hydrodynamisme relativement faible et une bonne oxygénation du milieu. Les oolithes ferrugineuses pourraient également traduire une faible agitation. Chan (1992) indique qu'une eau riche en fer dissout et une agitation ponctuelle (tempête, bioturbation) remobilisant les oolithes à l'interface eau-sédiment sont suffisantes pour entraîner la formation d'oolithes ferrugineuses dans des milieux à faible taux de sédimentation. Des surfaces ravinantes marquant une érosion et/ou un arrêt de sédimentation placent l'environnement de dépôt au-dessus de la limite d'action des vagues de tempête. Des lenticulines également présentes confirment une profondeur relativement faible. Le milieu pourrait correspondre à de l'offshore supérieur proximal à moyen.

Association de faciès III : calcaire wackestone à rhynchonelles et grands lamellibranches : une faible tranche d'eau et un environnement de dépôt de plate-forme moyenne sont suggérés par la présence de jeunes

miliolidés (comm. pers. D. Vachard). Toutefois la présence de glauconie relativement abondante par rapport aux autres associations de faciès implique un milieu de dépôt plus profond. Cette phase authigène est de plus, associée à des milieux de faibles taux de sédimentation et de faible oxygénation (Porrenga, 1967 ; Odin et Matter., 1981). Le milieu de dépôt envisageable correspondrait à de l'offshore supérieur distal.

Association de faciès IV : marne et argilite à fins bioclastes de lamellibranches et grains de quartz (Pl. III, photo F) : la présence de foraminifères benthiques de la famille des *Epistominidae* indique un milieu de plate-forme externe. L'augmentation de fins filaments bioclastiques (prodossoconques et *Bositra*) et la phase de liaison micritique marquent un approfondissement et un faible hydrodynamisme (Pl. III, photo E). Les géodiidées et la présence d'ammonites traduisent un domaine ouvert sur le large. Le milieu de dépôt retenu pour ces faciès est l'offshore inférieur proximal.

Association de faciès V : argilite silteuse à chondrites et ammonites : l'abondance de traces fossiles de l'ichnogène *chondrites* pourrait caractériser un fond peu oxygéné. Par ailleurs, l'abondance de pyrite marque un milieu réducteur. La présence de prodossoconques et de nombreuses ammonites traduit un environnement de dépôt ouvert sur le large, de plate-forme externe, de type offshore inférieur distal.

L'aire étudiée se situe entre plates-formes bourguignonne et ardennaise. L'évolution des faciès rencontrés s'apparente davantage à celle de la plate-forme ardennaise où les calcaires bioclastiques et oolitiques du Callovien inférieur (association de faciès I), peu épais, sont rapidement recouverts par des calcaires marneux (association de faciès II) et des argilites (association de faciès IV et V) marquant un milieu de plate-forme externe tout au long du Callovo-Oxfordien (Lefrançois, 1995). La plate-forme bourguignonne est marquée par des séries de plus en plus condensées à oolites ferrugineuses en se déplaçant vers le Sud (particulièrement au Sud de la faille de Vittel) marquant de très faibles taux de sédimentation et des lacunes importantes (Collin, 2000).

Les sédiments du Callovien moyen à Oxfordien moyen (couche hôte) dominés par les associations de faciès IV et V correspondent donc pour l'essentiel à des dépôts d'environnements de plate-forme externe de type offshore inférieur soumis à l'influence de tempestites distales exceptionnelles (rarement enregistrées dans cette série) dans un milieu légèrement réducteur. L'Oxfordien moyen voit réapparaître des environnements de dépôts plus proximaux (association de faciès III) de type offshore supérieur avec l'apparition de coraux lamellaires de type microsolenidae.

1.3 - Minéralogie des argiles

1.3.1 - Variabilité verticale à l'échelle du forage HTM 102

1.3.1.1 - Protocole utilisé

Une étude minéralogique à haute résolution visant à établir la nature et la proportion des différentes familles de minéraux argileux a été réalisée sur le forage HTM 102 (Pellenard, 1998). Sur les 130 m de forages étudiés, 160 échantillons ont fait l'objet d'une analyse par DRX à raison d'un prélèvement par mètres ou 50 cm. Des analyses complémentaires sur des niveaux très argileux intercalés dans la couche hôte ou dans les faciès carbonatés de l'Oxfordien moyen et supérieur ont été réalisés dans les forages MSE 101 et EST 103/104, dans le but d'identifier de nouvelles bentonites.

Le protocole d'étude des minéraux argileux est conforme à celui développé par Brown & Brindley (1980), adapté par le laboratoire de sédimentologie et géodynamique de l'université de Lille I selon les méthodes décrites par Holtzapffel (1985). Le logiciel MacDiff permet de dépouiller les diffractogrammes obtenus et de quantifier la proportion respective d'une espèce par rapport à une autre. L'approche est différente de celle adoptée par les travaux d'ERM (1994, 1995 a et b), où la quantification des phases argileuses est basée sur un calcul normatif. Dans ce dernier cas, les proportions de minéraux argileux sont recalculées à partir de données de diffraction (fraction <10µm), de données chimiques (XRF), des données de calcimétrie et de CEC et de données bibliographiques (ERM, 1995 a). La quantification précise des minéraux argileux est délicate en considérant seulement la diffraction des rayons X (Reynolds, 1989). La semi-quantification réalisée à partir des aires de réflexion basale telle qu'elle est réalisée dans le cadre de ce travail n'est donc qu'approximative (incertitude de 5% d'après Holtzapffel, 1985) mais permet, en reproduisant un protocole de quantification homogène, de traduire l'évolution des proportions des différents minéraux présents. Par ailleurs le choix d'une composition chimique théorique trop éloignée de la composition réelle du minéral peut conduire à des proportions faussées (Peaver, 1989 ; Reynolds, 1989). Ceci sera particulièrement vrai pour les mélanges identifiés dans les cortèges argileux du Callovien-Oxfordien dont la chimie exacte est difficile à appréhender. De même la composition chimique d'une même espèce peut varier au cours du temps (Lanson, 1990 ; Lanson & Champion, 1991). Les

différences de quantification obtenues par rapport aux études antérieures résultent d'une part de nos choix de quantification ou semi-quantification et de la fraction granulométrique de sédiment analysée. Dans le cadre de cette étude, seule la fraction $<2\mu\text{m}$ est analysée, domaine concentrant principalement les phases argileuses, ainsi que le quartz, les feldspaths, les micas et les minéraux carbonatés. Il n'est donc pas surprenant de voir une augmentation de la proportion d'interstratifiés illite/smectite riches en smectite (minéral concentrés dans les fractions les plus petites) par rapport aux valeurs fournies par ERM (1995a). Une étude plus approfondie sur quelques échantillons par la même équipe (ERM 1995b) confirme cette augmentation des I/S riches en smectite pour une fraction $<2\mu\text{m}$. Enfin, les échantillons ont été soumis à une décarbonatation modérée pour éliminer la phase carbonatée dont les pics peuvent masquer les harmoniques des minéraux argileux. Cette attaque acide est progressive et les échantillons sont rapidement rincés à l'eau distillée afin de ne pas altérer certaines familles de minéraux argileux sensibles à l'HCl, notamment les chlorites.

1.3.1.2 - Les différentes phases reconnues et leur proportion relative

Cinq familles de minéraux argileux sont identifiées lors de l'analyse qualitative par diffraction des rayons X sur les échantillons du Callovien inférieur à l'Oxfordien moyen. Il s'agit de la kaolinite, de la chlorite, de l'illite, d'interstratifiés désordonnés illite/smectite riches en smectite de type $R=0$ (I/S R0) assimilables à des smectites et des interstratifiés illite/smectite ordonnés riches en feuillets illitiques de type $R=1$ (I/S R1) (fig. 2.7).

- L'illite : la présence des pics à 10 Å (réflexion basale 001) et des réflexions harmoniques associées à 5 Å (002) et 3,33 Å (003) sur les essais naturel, chauffé et éthylène glycol permet l'identification de ce minéral. Pour Reynolds (1980), la largeur du pic permet de distinguer l'illite au sens strict (pic large $>0,2^\circ 2\theta$) d'un micas *s.s.* (pic fin $<0,2^\circ 2\theta$). Par ailleurs le pic à 10 Å peut masquer des interstratifiés illite/smectite $R>1$. Un balayage plus fin ($0,375^\circ 2\theta/\text{min}$), une décomposition de pic et une comparaison par rapport aux modèles théoriques d'interstratifiés (Reynolds, 1980, 1985) semble effectivement démontrer la présence d'une population d'interstratifiés à plus de 90% de feuillets illitiques, notés I90/S par ERM (1995 b), dont la réflexion basale est comprise entre 10 et 10,5 Å. Les pics correspondant aux « illites » résultent alors d'un mélange complexe d'illites vraies, d'interstratifiés très riches en feuillets illitiques et de micas *s.s.* Dans la suite de l'étude le terme général d'«illite» fera référence à cette composition complexe de minéraux possédant des propriétés de diffraction voisines comme le suggère Brindley (1980).

Ce minéral argileux est présent dans tous les échantillons du forage dans des proportions très variables passant de 15% à 55%. Seul le niveau de bentonite présente une très faible proportion de ce minéral (inférieure à 5%).

- Les interstratifiés illite/smectite : Ces minéraux gonflants sont mis en évidence en diffraction par la présence de réflexions très variables comprises entre 10 et 16 Å pour la raie principale sur essai naturel et 12 à 17 Å après saturation par l'éthylène glycol. Au chauffage, les réflexions viennent se superposer au pic d'illite à 10 Å après déshydratation complète de l'espace interfoliaire.

La position et la forme du pic correspondant à ces interstratifiés dépendent de deux paramètres : la proportion de feuillets smectitiques ou illitiques interstratifiés et la probabilité de succession des feuillets, définissant l'ordre dans l'interstratification (Reynolds, 1980 ; Lanson, 1990). L'ordre dépend essentiellement de la répartition des cations dans les différents sites (Brindley, 1980). Ces interstratifiés sont définis par le facteur de Reichweit, qui traduit la probabilité de succession et le degré d'ordre-désordre de la structure : $R=0$ correspond à un empilement aléatoire, $R=1$ à un empilement ordonné. De nombreuses méthodes empiriques ou mathématiques existent, permettant de déterminer la proportion et l'ordre de l'interstratification (Reynolds, 1980). Les I/S à réflexions basales comprises entre 10 et 13 Å en conditions naturelles et passant à 12-15 Å lors de saturations à l'éthylène-glycol sont classiquement décrits comme des I/S R1 ordonnés. Leur teneur en smectite serait comprise entre 25 et 45% (ERM, 1995 a). Ces interstratifiés sont présents (15 à 20 %) entre 475 à 415 m. D'autres I/S bien marqués présentent des réflexions basales entre 14 et 16 Å au naturel qui évoluent vers 17 Å après saturation à l'éthylène-glycol. Les raies de diffraction et la faible cristallinité de ce minéral indiquent qu'il ne s'agit pas de smectite *s.s.* mais d'I/S désordonnés R0 riches en feuillets smectitiques.

Une méthode empirique permettant l'estimation du pourcentage de feuillets smectitiques dans les interstratifiés I/S a été mise au point par Weir *et al.* (1975). Les abaques d'Inoue *et al.* (1989) basés sur cette méthode dite du « Saddle Index » permettent d'estimer en première approximation le pourcentage de feuillets de l'un ou l'autre des pôles de l'interstratifié. Le Saddle Index correspond à la mesure du rapport entre la hauteur du fond de la vallée située vers les petits angles et la hauteur du pic correspondant à la raie 001 de l'interstratifié mesurée par rapport à la ligne de base du diffractogramme. Plus le rapport est élevé, plus la proportion de feuillets smectitiques est faible au sein de l'interstratifié (fig. 2.8).

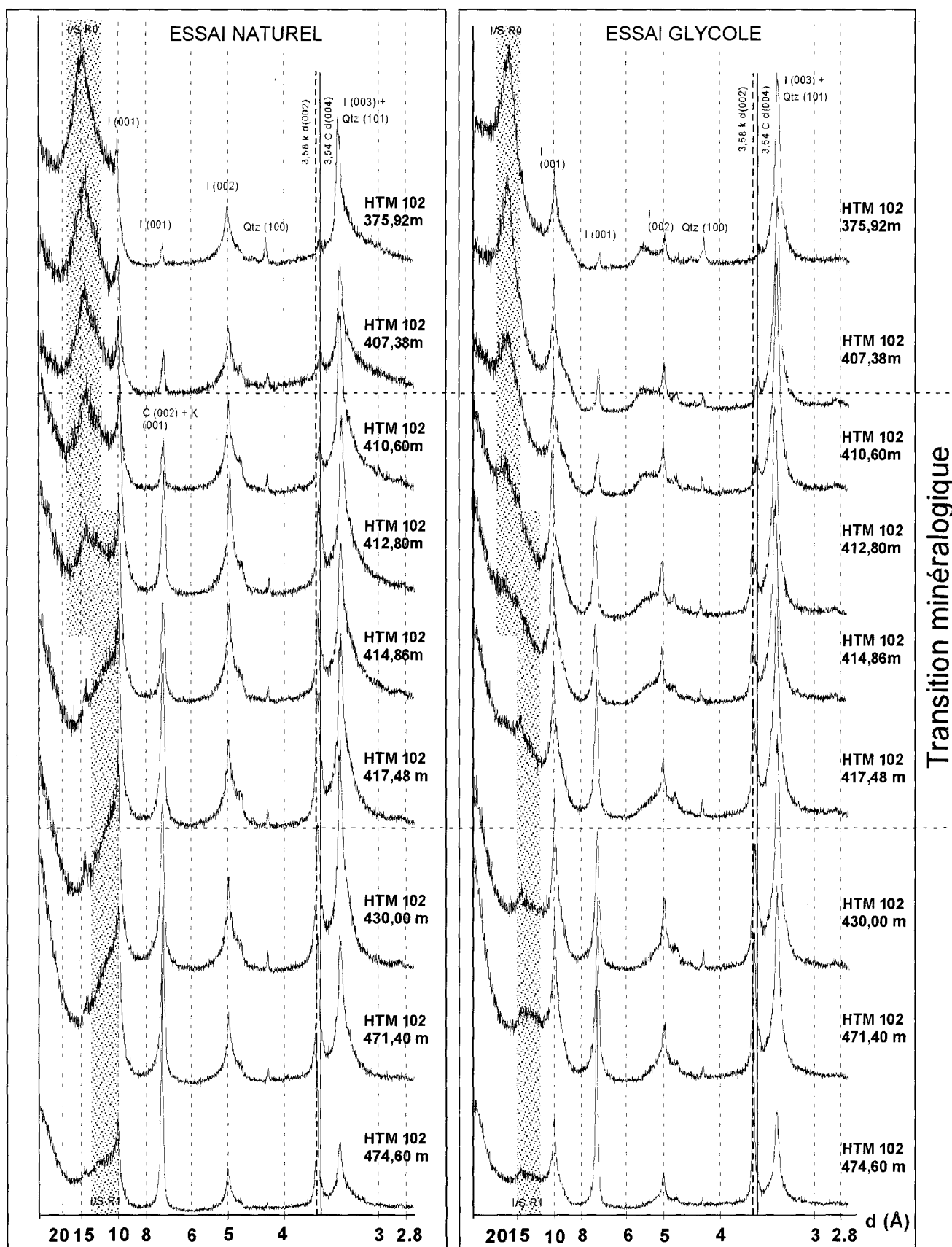


Fig. 2.7 - Evolution des cortèges argileux (conditions naturelles et saturées à l'éthylène glycol) dans le forage HTM 102 ANDRA.

Les abaques publiés par Inoue *et al.* (1989) permettent d'estimer le pourcentage de smectite à partir de la mesure du Saddle Index avec une erreur de 10 à 15% en tenant compte de la cristallinité et du degré d'orientation préférentielle. La présence d'illite semble réduire la précision, une erreur de 10% dans la détermination du pourcentage de feuillets smectitiques sur des exemples contenant des quantités inférieures à 50% d'illite est admise (Srodon, 1981). De manière générale, il est plus difficile d'appréhender le pourcentage de feuillets smectitiques dans des mélanges que dans des assemblages monominéraux.

Les résultats du Saddle Index et la correspondance en pourcentage de feuillets smectitiques sont illustrés fig. 2.9. Les I/S R0 des argiles du forage présents de 341,3 à 412,8 m dans des proportions comprises entre 60 et 70% possèdent entre 45 et 75 % de feuillets de smectites.

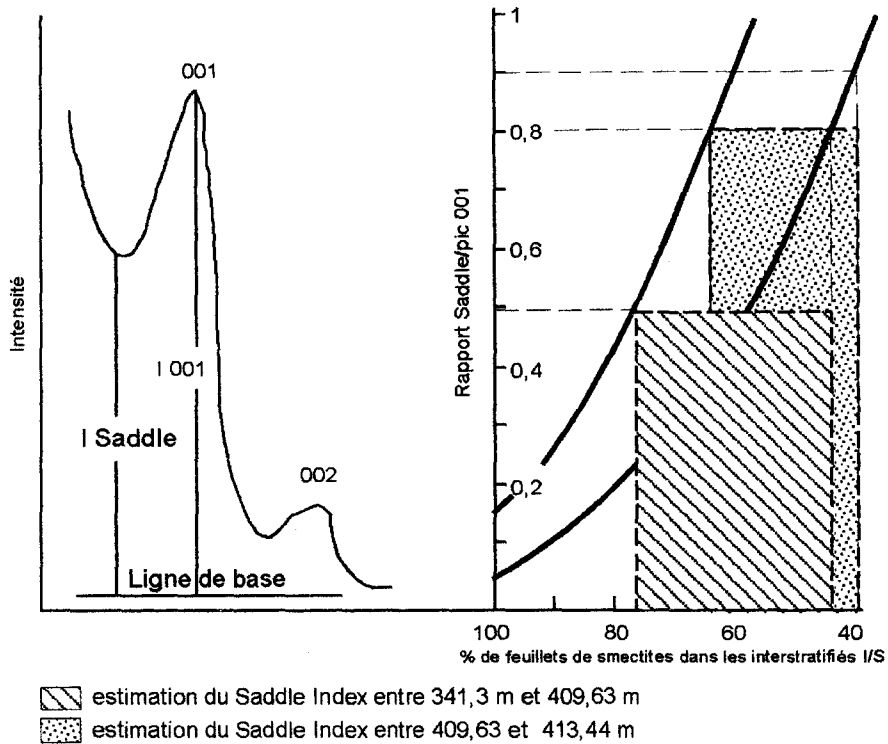


Fig. 2.8 - Estimation du pourcentage de feuillets smectitiques dans les interstratifiés désordonnés R0 illite/smectite d'après le Saddle Index (Inoue *et al.*, 1989).

- La chlorite : ce minéral est identifié par les pics à 14,1 Å (raie 001), 7 Å (raie 002), 4,7 Å (raie 003) et 3,54 Å (raie 004). Au chauffage, seuls les pics à 14 Å et 7 Å sont visibles. Pourtant le pic à 14 Å de ce minéral est difficile à distinguer au dessus de 383,37 m ; il apparaît de façon évidente au dessous de cette cote où son intensité augmente de manière régulière.

La chlorite est présente dans tous les échantillons traités. Elle est exprimée sous forme de traces pour les échantillons HTM 352,00 et HTM 363,3. La proportion de ce minéral augmente avec la profondeur mais correspond à de faibles pourcentages, n'excédant que très rarement 15%.

- La kaolinite : l'identification de ce minéral est souvent délicate en raison du pic à 7,15 Å (raie 001) qui est souvent masqué par celui de la chlorite (raie 002). En dehors de traitements spécifiques (ex : hydrazine hydrate), seule une identification rigoureuse du doublet 3,57 (raie 002 de la kaolinite) / 3,54 (raie 004 de la chlorite) permet de s'assurer de la présence de ce minéral. La kaolinite est absente entre 341,3 à 409,63 m. Dans cet intervalle une faible quantité de ce minéral est identifiée dans certains échantillons (351,42 ; 383,37 ; 404,6) alors que seul l'échantillon à la cote 362,02 m présente une proportion voisine de 15%. Si la diffraction ne permet pas d'identifier de kaolinite dans la plupart des échantillons de la zone haute du forage, l'étude de lames minces permet d'observer des cristaux de kaolinite en accordéon d'assez grande taille (10 µm) isolés dans la matrice argileuse micritique (Coquinot, 2000). La kaolinite est donc présente dans des fractions supérieures à 2µm. L'apparition de kaolinite est progressive de 407,8 à 412,8 (de quelques pour cent à 15 %), puis cette phase minérale devient abondante de 412,8 à 475,2 m avec des proportions variant de 10 à environ 60%. C'est l'espèce argileuse majoritaire de 475,23 à 473,2 m.

1.3.1.3 - Evolution des assemblages argileux dans le forage HTM 102

Deux grands ensembles minéralogiques peuvent être distingués au sein de la série argileuse. Ils sont séparés par une zone de transition, datée de la zone à Mariae, sous-zone à Scarborough (418 - 410 m), qui correspond à un changement majeur des cortèges argileux. Ce changement se marque par la disparition de la kaolinite et des I/S R1 et l'apparition des I/S R0 (fig. 2.9). Il correspond par ailleurs à une diminution des proportions relatives d'illite au profit de l'augmentation des proportions d'interstratifiés R0. L'évolution des cortèges argileux permet de distinguer cinq zones caractéristiques (Fig. 2.9) :

- La première zone de 475,23 à 473,2 m montre de fortes proportions de kaolinite (45-50%) et d'illite (25-30%);

- La seconde zone relativement homogène s'individualise de 472,1 à 418,7 m. Elle est marquée par l'abondance d'illite (35-50%) et de kaolinite (15-35%). Interstratifiés et chlorite sont présents en proportions relativement faibles (entre 10 et 20% pour chaque minéral). Seuls deux petits pics à 450,15 et 453,32 m montrent un enrichissement en interstratifiés et une diminution des illites (sous-zone 2A). De 440 à 422 m, il est possible de noter une légère augmentation des interstratifiés (sous-zone 2B);

- La troisième zone de 418,23 à 410,1m, correspondant à la zone de transition, se caractérise par la diminution progressive et rapide de la kaolinite (de 30 à 5%), de l'illite (de 50% à 30%) et par l'augmentation rapide d'interstratifiés I/S (de 15 à 50%). Cette zone correspond également à la transition entre les interstratifiés ordonnés R1 pauvres en feuillets smectitiques (25-45%) et ceux riches en feuillets smectitiques (40-65%), désordonnés de type R0. C'est à l'intérieur de cette zone de transition que la réflexion des interstratifiés évolue de 12 Å à 14 Å (essai naturel) et de 14-16 Å à 17 Å après saturation à l'éthylène glycol.

- La quatrième zone beaucoup plus homogène se distingue entre 409,63 m et 373,43 m. Par rapport à la base des forages, l'absence de kaolinite et la diminution progressive de la chlorite caractérise cette zone. L'évolution verticale des interstratifiés varie peu et montre des proportions très élevées (60-80%). Seules quelques fluctuations des interstratifiés sont identifiables (teneur légèrement plus élevées de 398 à 390 m définissant la sous-zone 4A).

- La cinquième zone correspond à des fluctuations nettes de la proportion des interstratifiés et de l'illite. Trois sous-zones (5A, 5B, 5C) montrent des proportions plus élevées en illite. Dans cet ensemble s'individualise des niveaux particuliers (bentonite, niveaux à kaolinite).

1.3.2 - Variabilité latérale à l'échelle des forages ANDRA: évolution du signal argileux des forages EST103/104 et MSE 101

Des analyses à haute résolution de la minéralogie des argiles n'ont pas été réalisées sur les forages EST 103/104 et MSE 101. Seules quelques analyses par DRX sur des horizons argileux homogènes dans le but d'identifier des niveaux de bentonites ont été étudiées (Pellenard, 2001). Les indications concernant les assemblages argileux de ces forages proviennent des rapports ERM (1995c, 1996) et des différentes synthèses ANDRA.

Les mêmes caractéristiques minéralogiques sont observables sur les deux autres sites de forages ; assemblages argileux à illite - kaolinite - I/S R1 pour la moitié inférieure des forages et assemblages à I/S R0 - illite pour la partie haute. Les proportions des différents minéraux argileux sont voisines de celles mesurées dans le forage HTM 102. Les faunes d'ammonites et de brachiopodes ainsi que les corrélations diagrapiques montrent une bonne correspondance stratigraphique dans l'évolution des cortèges argileux, le changement minéralogique majeur étant corréléable d'un site à l'autre (sous-zone à Scarborough). Parmi les différences, les proportions de kaolinite calculées sont plus faibles dans la moitié inférieure du forage dans HTM 102 et les forages proches EST 103/104 par rapport à MSE 101.

Dans le forage MSE 101, un deuxième changement minéralogique brutal est observé au sommet de la couche hôte (ERM, 1995b). Il se marque, à l'inverse du premier, par une réapparition de cortèges argileux dominés par la kaolinite et les minéraux illitiques (illite et I/S R1). Dans ce forage, le changement se situe vers 505 m de profondeur. Si un changement minéralogique, de même ordre, existe sur les trois autres forages (qui restent sous-échantillonnés, ANDRA, 1998) et si celui-ci est synchrone comme le changement précédent, il devrait d'après les corrélations diagrapiques se situer à une profondeur voisine de 342-340 m sur HTM 102 (au niveau de la surface S2B définis par DIASTRATA (1997), marquant une excavation positive en gamma ray, ANDRA, 1998). Or ce n'est pas le cas puisqu'à cette profondeur les cortèges argileux sont toujours dominés par des I/S R0, de l'illite et des traces de chlorite (Pellenard, 1998).

L'analyse de 20 nouveaux échantillons argileux ou marneux du forage HTM 102 entre 343,85 m et 72,20 m (Oxfordien moyen à Kimméridgien inférieur ; Tab. III ; fig. 2.10) prélevés lors de la recherche de bentonites ou en vue d'étude faciologique et diagénétique (Vincent, 2001) montre qu'aucun changement minéralogique important n'est enregistré au passage Plicatilis/Transversarium dans les forages les plus méridionaux (fig. 2.12, Tab. III).

34 3,85 m I+ I/S R0	34 1,70 m I+ I/S R0	33 4,83 m* I+ I/S R0	33 1m I+ I/S R0	32 6,90 m I+ I/S R0	32 4,09 m* C +K	31 4,32 m* I+ I/S R0	28 4 m* Ma I cristallisé	21 5,35 m* I+ I/S R1+K	19 9,08 m* I+ I/S R1+K
18 6,67 m* I+ I/S R1+K	17 9,10 m I+ I/S R1+K	17 5,72 m* I+ I/S R1+K	14 9,38 m I+ I/S R1+K	14 8,28 m* I+ I/S R1+K	14 7,41 m I+ I/S R1+K	14 5,41 m* I+ I/S R1+K	11 7,2 m* I+I I/S R1+K	76 m I+ I/S R1+K	72 ,20 m* I+ I/S R1+K

Tab. III: Echantillons complémentaires analysés dans le haut du forage HTM 102 et principaux minéraux argileux composants les cortèges.

En revanche, à partir de 215,35 m (au passage Bifurcatus/Bimammatum de l'Oxfordien supérieur) et jusqu'au moins 72,20 m (zone à Cymodoce du Kimméridgien inférieur) une inversion dans la minéralogie des argiles se produit pour HTM 102 avec une réapparition de cortèges dominés par l'illite (30-50%), des interstratifiés I/S ordonnés R1 (30-60%) puis de la kaolinite (5-20%) et des traces de chlorite (0-5%, fig.2.11). Malheureusement aucun échantillon de bonne qualité compris entre 314,32 m et 215,35 m (échantillons carbonatés présentant une mauvaise cristallinité en DRX) n'a pu donner des indications sur les cortèges argileux. Le deuxième changement minéralogique se place entre la fin de l'Oxfordien moyen (fin de la zone à Transversarium) et le début de l'Oxfordien supérieur (zone à Bifurcatus) pour HTM 102. Un net diachronisme est donc enregistré entre l'inversion minéralogique du forage HTM 102 et celle de MSE 101 avec une durée minimale que l'on peut estimer à une zone d'ammonite.

Il est possible de noter qu'un échantillon présente un signal particulier à 324,09 m avec un cortège largement dominé par de la chlorite et de la kaolinite, illite et d'interstratifié I/S ordonnés R1 n'étant présents qu'en traces (fig. 2.11). Ce niveau présente également un pic de feldspath important et une faible teneur en quartz concernant la fraction <math><2\mu\text{m}</math> (fig. 2.10). Il s'agit d'un niveau marneux intercalé dans des calcaires argileux à madréporaires. Aucune analyse complémentaire réalisée sur cet échantillon ne permet de discuter plus avant de la spécificité minéralogique de ce niveau.

1.3.3 - Etude ponctuelle d'échantillons argileux au MEB

Afin d'obtenir des informations complémentaires sur l'origine des minéraux argileux, plusieurs préparations ont été observées au MEB (Pl. IV et V). Dix niveaux ont été choisis en raison de leur particularité en DRX ou parce qu'ils caractérisent la zone de transition minéralogique marquant le passage des I/S R1 en I/S R0. Ces observations sont effectuées en mode électrons secondaires sur des cassures fraîches après métallisation à l'or afin de privilégier l'observation. Aucune analyse chimique n'a été réalisée.

Echantillon 424.80 : Grossissement x 15000 (échelle : 0,5 μm) pour le cliché A ; Grossissement x 40000 (échelle : 0,1 μm) pour le cliché B. Cet échantillon montre de larges particules d'argile de un à quelques microns. Les particules argileuses sont relativement émoussées et présentent des formes ondulées, caractéristiques des figures de compaction. Cet aspect est classique pour les minéraux argileux d'origine détritique. Les larges feuillettes pourraient correspondre à des illites ou à des interstratifiés I/S. Des particules plus petites (inférieures à 0,3 μm) s'amassent localement, notamment dans la porosité intergranulaire comme le montre le deuxième cliché ; ces argiles de formes variées mais émoussées sont vraisemblablement d'origine détritique. Leur petite taille suggère qu'il s'agit de kaolinite.

Echantillon 418.23 : Grossissement x 30000 (échelle : 0,1 μm) pour le cliché A ; Grossissement x 30000 (échelle : 0,1 μm) pour le cliché B. Cet échantillon présente de larges particules *a priori* détritiques (probablement illites et interstratifiés I/S R1) festonnées sur les bords. Ce festonnement est sans doute lié à un artefact dû à la dégradation des argiles lors de la préparation des échantillons. Il semble peu probable qu'il s'agisse de néoformations de minéraux argileux sur de grandes particules d'illites comme cela a pu être décrit par ANTEA (1995). Quant au deuxième cliché, des minéraux en forme de baguette, de taille inférieure à 1 μm ,

sont difficilement identifiables sans analyses chimiques. Leur forme pourrait s'apparenter à celle des zéolites (leur faible proportion ne rend pas possible une identification en DRX). Leur aspect anguleux suggère une origine minérale; l'identification à d'éventuelles bactéries fossiles semble peu argumentée. De telles structures sont observées également dans l'échantillon HTM 362,03.

Echantillon 415,10 : Grossissement x 15000 (échelle : 1µm), échantillon 413,44 : Grossissement x 15000 (échelle : 1µm), échantillon 412,19 cliché A : Grossissement x 15000 (Bar=1µm) et échantillon 408,91 : Ces échantillons présentent toujours des minéraux en forme de larges particules plates dont les arêtes sont émoussées et vraisemblablement d'origine détritque. On observe sur l'échantillon HTM 415,10 deux tailles de particules : les plus petites (1µm) semblent correspondre à celles observées dans les échantillons 424,80 et 418,23 (kaolinite ?), les plus grandes mesurent plusieurs µm et pourraient correspondre à des illites ou des interstratifiés I/S.

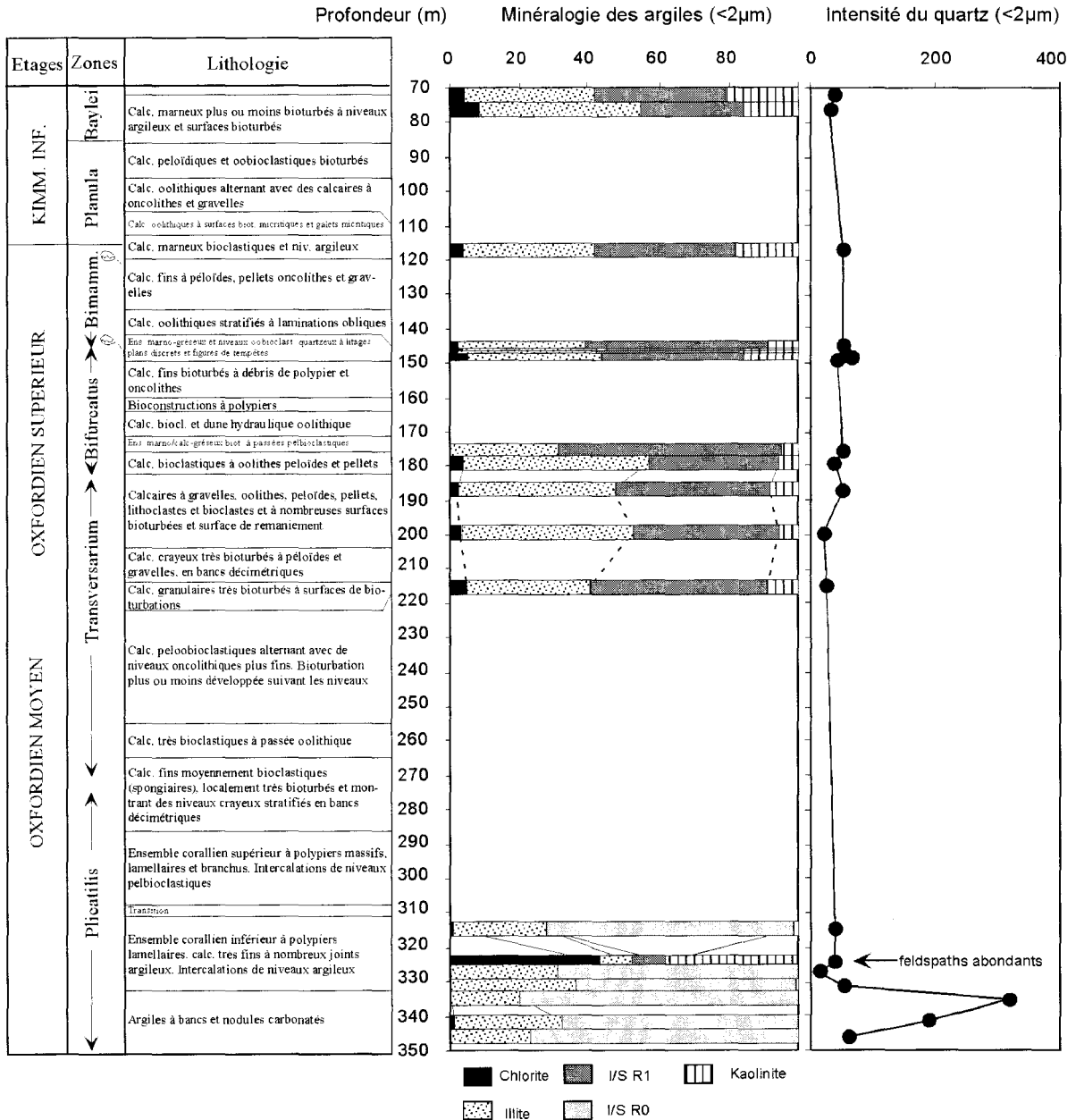


Fig. 2.10 – Evolution minéralogique de la fraction <2µm de l'Oxfordien moyen au Kimméridgien inférieur du forage HTM 102 ANDRA. Le découpage biostratigraphique (datation par brachiopodes) et les descriptions lithologiques sont issus de Vincent (2001).

Une évolution dans la forme des particules argileuses pourrait être envisagée de 424,80 m à 408,91 m. Les grandes particules (plusieurs μm) observées dans l'échantillon HTM 415,10 semblent augmenter et dominer dans l'échantillon HTM 408,91. L'aspect feuilleté mis en évidence dans les échantillons les plus profonds semble disparaître au profit de très grandes particules dont les contours sont moins nets (I/S R0 ?).

Néoformation particulière au sein des argilites :

Echantillon 412,19: Grossissement x 2000 (échelle : $1\mu\text{m}$) cliché A et grossissement x 10000 (échelle : $1\mu\text{m}$) cliché B : Il est possible d'observer des amas de cristaux de pyrite automorphes reconnaissables par leur forme octaédrique caractéristique. La taille des cristaux varie progressivement de $0,3\mu\text{m}$ à $1,5\mu\text{m}$ depuis la limite de l'encaissant argileux vers le centre de l'amas cristallin. Il s'agit du remplissage d'un petit terrier par des sulfures au cours de la diagenèse précoce. De telles néoformations sont fréquentes dans les argiles du Callovo-Oxfordien et ont pu être décrites à plusieurs reprises (ERM, 1995 ; Coquinot 2000).

Echantillon 363,30 : Grossissement x 3000 (échelle : $2\mu\text{m}$) cliché A, grossissement x 15000 (échelle : $0,5\mu\text{m}$) cliché B : Le cliché A montre au centre un cristal de forme rhomboédrique qui pourrait correspondre à de la dolomite. Le cliché B est un agrandissement de la partie en haut à droite du cliché A. Il permet d'observer des cristaux automorphes de 1 à $2\mu\text{m}$, de quartz confirmant l'intensité du pic de quartz mesuré en DRX pour cet échantillon. Cette néoformation témoigne d'une silicification secondaire en remplissage de porosité, celle-ci pouvant apparaître très précocement dans l'histoire diagénétique des sédiments (cf § 1.2.2.2).

Echantillon 362,03 : Grossissement x 20000 (échelle : $0,5\mu\text{m}$) : Au centre de la photographie, une phase minérale marquée par des faces planes et une forme pyramidale indique des cristaux de quartz authigènes. Des minéraux automorphes en forme de petites baguettes allongées ($1\mu\text{m}$) s'agencent autour dans différentes directions. La nature de ces cristaux n'est pas vérifiable sans analyse chimique complémentaire. Leur forme pourrait s'apparenter à des zéolites comme les formes précédemment décrites pour l'échantillon HTM 418,23.

Echantillon 351,41 : Grossissement x 3000 (échelle : $1\mu\text{m}$) cliché A, grossissement x 10000 cliché B, grossissement x4000: A titre de comparaison, les argiles de la bentonite identifiée dans la partie haute du forage sont fournies. Le cliché A montre un agrégat argileux de grande taille (supérieure à $10\mu\text{m}$). Le détail de cet agrégat (cliché B) montre une texture tout à fait particulière, propre aux minéraux smectitiques dont l'agencement en petites particules pétaoloïdes (inférieures à $1\mu\text{m}$) tranche fortement des grosses particules détritiques d'illite et d'interstratifiés.

1.3.4 - Les néoformations argileuses et l'origine des particules argileuses

Les observations réalisées en microscopie électronique à balayage révèlent l'existence :

1) de phases minérales argileuses dominantes à cachet détritique suggéré par la morphologie et l'aspect émoussé des particules. Elles sont intimement liées aux minéraux carbonatés (micrite) souvent observés en remplissage de porosité intergranulaire.

2) de phases authigènes automorphes telles que quartz, pyrite, zéolites (?). Des conditions particulières de diagenèse, liées à la nature des fluides interstitiels et probablement associées à des migrations de fluides par fluage, favorables à ces néoformations sont mises en évidence;

3) d'un signal particulier concernant la texture et la morphologie des particules de smectites pour la bentonite identifiée à 351,41 m dans le forage HTM 102 suggérant une néoformation de cette phase minérale *in situ* (altération de produits cendro-ponceux).

Des petits amas de kaolinite en accordéon ont pu être identifiés dans la partie inférieure et supérieure du forage dans la macro et la microporosité (Pl. V, Photo H). La kaolinite n'est donc pas d'origine purement détritique, même si elle l'est majoritairement (les néoformations restent accessoires et ne reflètent pas les fortes proportions mises en évidence par DRX).

Aucun indice apparent de néoformation, reflétant l'action d'une diagenèse d'enfouissement poussée, pouvant affecter les minéraux argileux détritiques n'est visible. Les échantillons les plus profonds, observés au MEB ne présentent pas directement des traces de transformation ou de néoformations se développant en bordures des grandes particules détritiques. Il n'est pas possible de justifier d'une évolution diagénétique d'enfouissement responsable de l'illitisation des interstratifiés I/S R0 par de telles observations. En revanche, des argiles néoformées en forme de lattes ou en filaments ont déjà été décrites (ANTEA, 1995) mais ne semblent pas dominer sur l'ensemble des échantillons de la partie inférieure du forage. La présence de telles néoformations est

attestée par des datations K/Ar qui indiquent un âge plus jeune que l'âge stratigraphique des particules contenues dans les fractions les plus fines (<0,2µm et 0,02µm) sensées concentrer les particules néoformées (Rousset *et al.*, 2001). Celles-ci sont identifiées aussi bien dans la partie inférieure que supérieure des forages et sont donc indépendantes du changement minéralogique majeur observé dans la sous-zone à Scarborough. Les seuls effets diagénétiques bien visibles, affectant les argiles, sont liés à la compaction qui induit un litage flexueux.

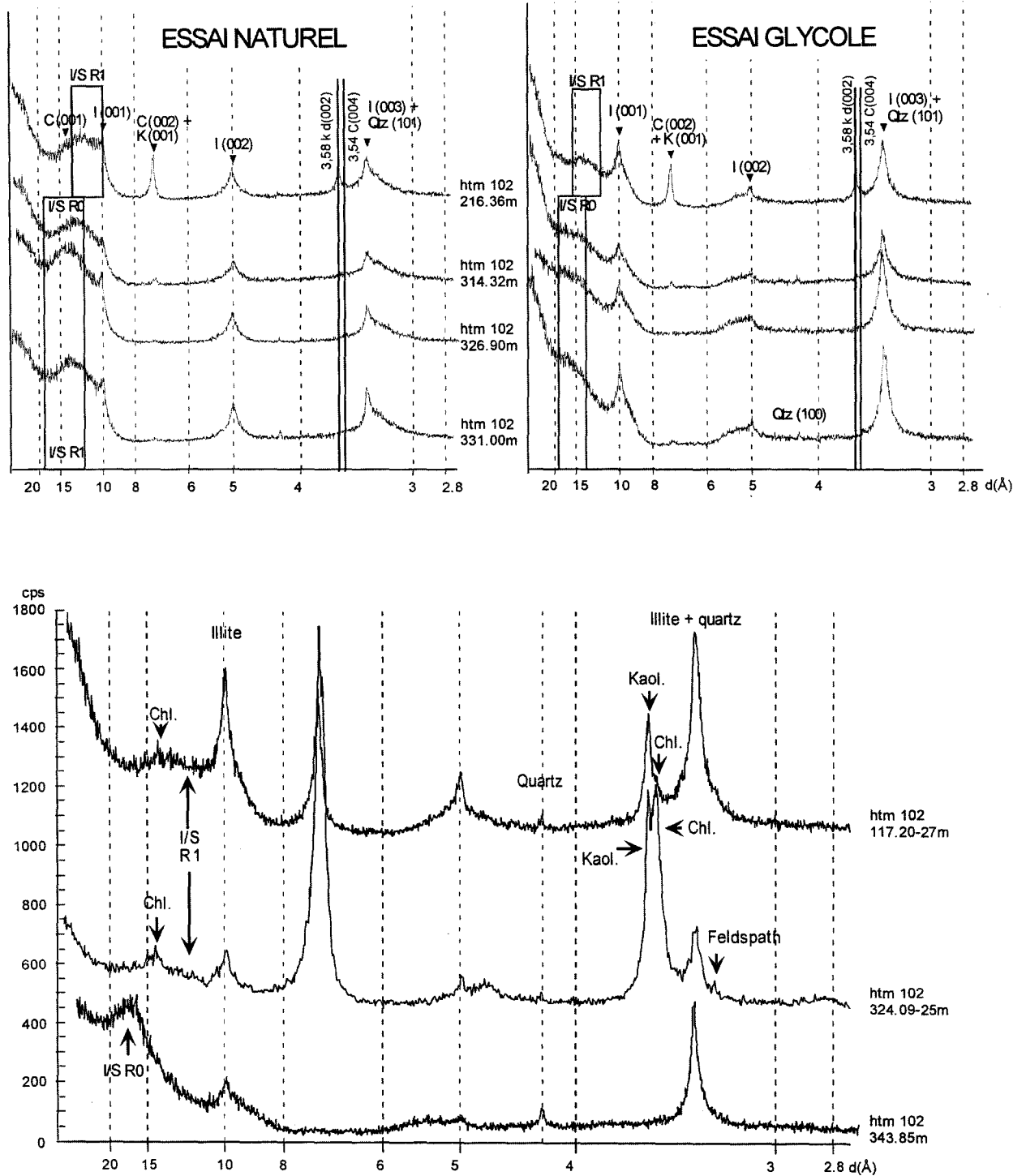


Fig. 2.11 – Diffractogrammes caractéristiques d'échantillons de l'Oxfordien moyen et supérieur du forage HTM 102 ANDRA. Mise en évidence d'un changement minéralogique entre 314 et 215 m (Oxfordien moyen) et d'un niveau particulier dominé par de la chlorite et de la kaolinite à 324,09-25 m.

1.4 - Variabilité verticale de paramètres sédimentologiques, minéralogiques et géochimiques complémentaire

Ce paragraphe a pour objectif de mettre en parallèle les différentes données géophysiques, minéralogiques ou géochimiques complémentaires fournies au cours de ce travail ou reprises dans les différents rapports ANDRA. L'intégration de ces données permettra de replacer l'évolution du message terrigène du Callovo-Oxfordien dans une compréhension plus globale des mécanismes responsables des conditions de diagenèse et des variations sédimentaires dans le temps à l'échelle du site des forages et de l'Est du Bassin de Paris.

1.4.1 - Evolution de la granulométrie des sédiments (ANTEA)

Les données granulométriques des sédiments du forage HTM 102 sont extraites du rapport ANTEA (1995). Les échantillons ont été décarbonatés afin d'éliminer la phase carbonatée qui est présente sous forme de bioclastes, de ciments microsparitiques ou sparitiques et de micrite abondante intimement liée aux argiles. La granulométrie ne reflète donc pas l'ensemble de la roche mais son évolution traduit les variations des influences détritiques puisque les grains préservés représentent essentiellement la phase terrigène de la roche. Par ailleurs les auteurs signalent une décarbonatation par acide chlorhydrique particulièrement forte ce qui a pour conséquence de dissoudre d'autres phases minérales comme la pyrite. La fig. 2.12 reprend les données granulométriques et les teneurs mesurées de carbonates correspondantes afin de pouvoir observer les relations entre les deux paramètres. Cette courbe de carbonate est comparée aux valeurs mesurées dans cette étude. Si l'évolution est semblable : teneurs comprises entre 20 et 40 % pour les unités CO2 à CO4 et CO6 ; augmentation des teneurs (>40% en moyenne) dans CO5 ; teneurs fortement hétérogènes de CO8 à CO11 (20 à 80%), il est effectivement possible de noter une légère augmentation des teneurs de CaCO₃ dans la courbe de données ANTEA qui peut s'expliquer par les différences de méthodologie.

Les analyses granulométriques ont été effectuées par tamisage et sédigraphie pour les fractions inférieures à 80 µm (ANTEA, 1995). Les classes granulométriques retenues sont les argiles (<4µm), les silts (entre 4 et 63 µm) et les sables (>63µm). Les sédiments callovo-oxfordiens sont majoritairement constitués par des silts (40 à 60%) puis par la fraction argileuse (40% en moyenne). La classe des sables est très faiblement représentée, souvent inférieure à quelques pour cents sauf pour de rares échantillons. Si la roche est minéralogiquement constituée par des argiles en majorité (>50% pour la partie inférieure), granulométriquement ce sont les particules supérieures à 4 µm (silt) qui dominent dans la roche. Ceci n'est pas incompatible et peut résulter d'une part de formation d'agrégats argileux de taille >4µm, et d'autre part de la présence de particules argileuses de relativement grande taille, comme des illites ou des interstratifiés, comme le confirme les observations au MEB. Les kaolinites et les chlorites peuvent également former de grandes particules en plaquettes pouvant dépasser 10 µm. A l'inverse quartz, feldspath, pyrite peuvent être concentrés dans la fraction <4µm voire 2µm puisque ces espèces minéralogiques sont largement identifiées par DRX sur des pâtes orientées après prélèvement de sédiments < 2 µm.

L'évolution de cette granulométrie est comparée à la minéralogie totale de la roche (données ANDRA) ainsi qu'à l'évolution des cortèges argileux (fig. 2.12). Peu de variations sont enregistrées des unités CO3 à CO7 c'est à dire dans les argilites d'aspect homogène (zone à Jason et base de Cordatum). En revanche la partie haute du forage (unité CO8 à CO11) présente de fortes variations pour les fractions silteuses et argileuses et une forte proportion de la fraction sableuse (jusqu'à 20%) dans les unités CO10 et CO11 (zones C et D). La corrélation entre variation de la lithologie (fonction principalement de la teneur en carbonates) et variation de la granulométrie n'est pas évidente d'emblée. La partie inférieure du forage (unités CO3 à CO7) ne montre aucune relation directe entre les deux paramètres. L'unité CO5 (Callovien supérieur) plus carbonatée ne montre pas clairement de variation prononcée des fractions granulométriques (un pas d'échantillonnage plus fin serait cependant utile pour l'affirmer). De même, la zone A (fig. 2.12) qui correspond à une légère augmentation de la taille des particules et la zone B qui matérialise une nette augmentation de la fraction argileuse (passage de 50 à 80 %) ne coïncide pas avec une variation lithologique particulière. Dans la partie supérieure du forage (zone à Cordatum et Plicatilis) la corrélation entre les deux paramètres est plus claire, l'augmentation de la teneur en carbonates se traduisant par une diminution de la taille des particules (réduction de la proportion de silt). Une forte teneur en silt reflétant des influences détritiques plus importantes (les minéraux carbonatés étant détruits), il semble logique que les ensembles plus carbonatés soit appauvris en fraction silteuse et par conséquent enrichis en fraction argileuse. On peut noter toutefois que certains ensembles très carbonatés, comme le début de l'unité CO10, enregistrent des « passées » plus grossières (zone C). La présence de tempestites distales pourraient être invoquées pour expliquer de telles variations granulométriques dans des niveaux carbonatés.

D'une manière plus générale, si l'on associe augmentation de la taille des particules et augmentation du flux détritique, il est possible de voir une augmentation de ce dernier du Callovien supérieur au début de la zone à Plicatilis (unités CO5 à CO10), les apports détritiques du Callovien moyen étant proches du début de l'Oxfordien inférieur. La partie terminale du Callovo-Oxfordien argileux (unité CO11) correspond au contraire à une diminution des apports détritiques au profit d'une sédimentation de plus en plus carbonatée.

Enfin aucune relation n'est visible entre les variations de granulométrie et l'évolution des cortèges argileux. Le changement minéralogique majeur des argiles au sein de la sous-zone à Scaburgense ne coïncide avec aucune variation notable de la granulométrie.

1.4.2 - Evolution de la teneur en quartz de la fraction <2µm

En complément de l'étude des argiles contenues dans la fraction <2µm, la proportion de quartz de cette fraction est mesurée d'après l'intensité du pic à 4.26 Å (raie 100 du quartz basse température). Les grains de quartz correspondent à de petits cristaux automorphes néoformés. Des grains de quartz détritiques de petite taille peuvent également se trouver dans cette fraction argileuse bien qu'ils soient majoritairement observés en microscopie optique ou au MEB dans la fraction silteuse et sableuse (entre 40 et 100 µm). Une nette augmentation du quartz de la fraction <2µm est observée dans la partie haute du forage (Fig. 2.9 et 2.13). Cette évolution est croissante de l'unité CO7 à l'unité CO10 où les valeurs sont maximales. L'Oxfordien moyen (CO10, CO11) période pendant laquelle se réinstalle une sédimentation carbonatée (alternance de calcaires francs et marnes argileuses) est particulièrement enrichis en quartz. L'enrichissement en quartz de la fraction fine est à mettre en parallèle avec les phénomènes de silicification observés dans les calcaires. L'abondance de spicules de silicisponges (spicules monaxones ou tétraxones) semble responsable de ces accidents siliceux par libération de silice. Leur dissolution serait favorable à la précipitation de cristaux de quartz néoformés de taille inférieure à 2µm.

1.4.3 - Susceptibilité magnétique

Cinq types de comportement magnétique existent (Westphal & Pfaff, 1986 ; Walden *et al.*, 1999) :

1) les corps diamagnétiques se caractérisent sous champ par un moment magnétique faible, non proportionnel mais en sens inverse au champ appliqué (susceptibilité négative). L'aimantation rémanente de ces corps est nulle (pas d'aimantation lorsque le champ est nul). Les principaux minéraux concernés sont le quartz (masse spécifique de susceptibilité magnétique : $-5,8 \cdot 10^{-9} \text{ m}^3 \text{ kg}^{-1}$), la calcite ($-4,8 \cdot 10^{-9} \text{ m}^3 \text{ kg}^{-1}$), les feldspaths (alcalins : $-5 \cdot 10^{-9} \text{ m}^3 \text{ kg}^{-1}$), la kaolinite ($-19 \cdot 10^{-9} \text{ m}^3 \text{ kg}^{-1}$) ;

2) les corps paramagnétiques présentent une aimantation induite plus forte que celle des corps diamagnétiques qui augmente linéairement, dans le sens du champ appliqué. Dans les roches sédimentaires ce type de comportement est propre à certains minéraux argileux (smectite : $5-2,7 \cdot 10^{-8} \text{ m}^3 \text{ kg}^{-1}$, illite : $15 \cdot 10^{-8} \text{ m}^3 \text{ kg}^{-1}$), à la pyrite ($30 \cdot 10^{-8} \text{ m}^3 \text{ kg}^{-1}$) et à la dolomite ($1,1 \cdot 10^{-8} \text{ m}^3 \text{ kg}^{-1}$) ;

3) les corps anti-ferromagnétiques présentent une susceptibilité positive modérée. Les minéraux concernés sont principalement l'hématite ($0,27-1,7 \cdot 10^{-6} \text{ m}^3 \text{ kg}^{-1}$) et la goéthite ($0,35-1,26 \cdot 10^{-8} \text{ m}^3 \text{ kg}^{-1}$) ;

4) les corps anti-ferrimagnétiques, dépendante du champ et nettement plus forte que celle des deux corps précédents. Une aimantation résiduelle persiste même en l'absence de champ appliqué (aimantation rémanente) ; l'aimantation dépend de l'histoire magnétique antérieure de l'échantillon. Les minéraux concernés sont la magnétite ($390-1000 \cdot 10^{-6} \text{ m}^3 \text{ kg}^{-1}$), la titanomagnétite ($169-315 \cdot 10^{-6} \text{ m}^3 \text{ kg}^{-1}$), la pyrrhotite ($50-53 \cdot 10^{-6} \text{ m}^3 \text{ kg}^{-1}$) ;

5) les corps ferromagnétiques concernent les métaux purs tels que Fe, Co, Ni dont la masse spécifique de susceptibilité magnétique est supérieure à $68000 \cdot 10^{-6} \text{ m}^3 \text{ kg}^{-1}$. Dans les roches sédimentaires, la susceptibilité magnétique est la somme de ces différentes contributions.

Les valeurs de la susceptibilité magnétique des sédiments callovo-oxfordiens sont comprises entre $1 \cdot 10^{-7}$ et $1 \cdot 10^{-8} \text{ m}^3 \text{ kg}^{-1}$ (écarts significatifs). Les valeurs faiblement positives traduisent l'abondance de minéraux argileux (paramagnétiques), modulée par la présence de quartz et de calcite (corps diamagnétiques). Plusieurs remarques peuvent être dégagées :

- les variations de la susceptibilité magnétique traduisent bien les grandes différences de lithologie du forage, elles reflètent les proportions d'argile, comme l'indique la très bonne corrélation de ce signal avec la courbe de gamma ray ou l'évolution de l'aluminium (fig. 2.13) ;

- une nette anticorrélation avec le pourcentage de carbonate s'observe à faible amplitude ;

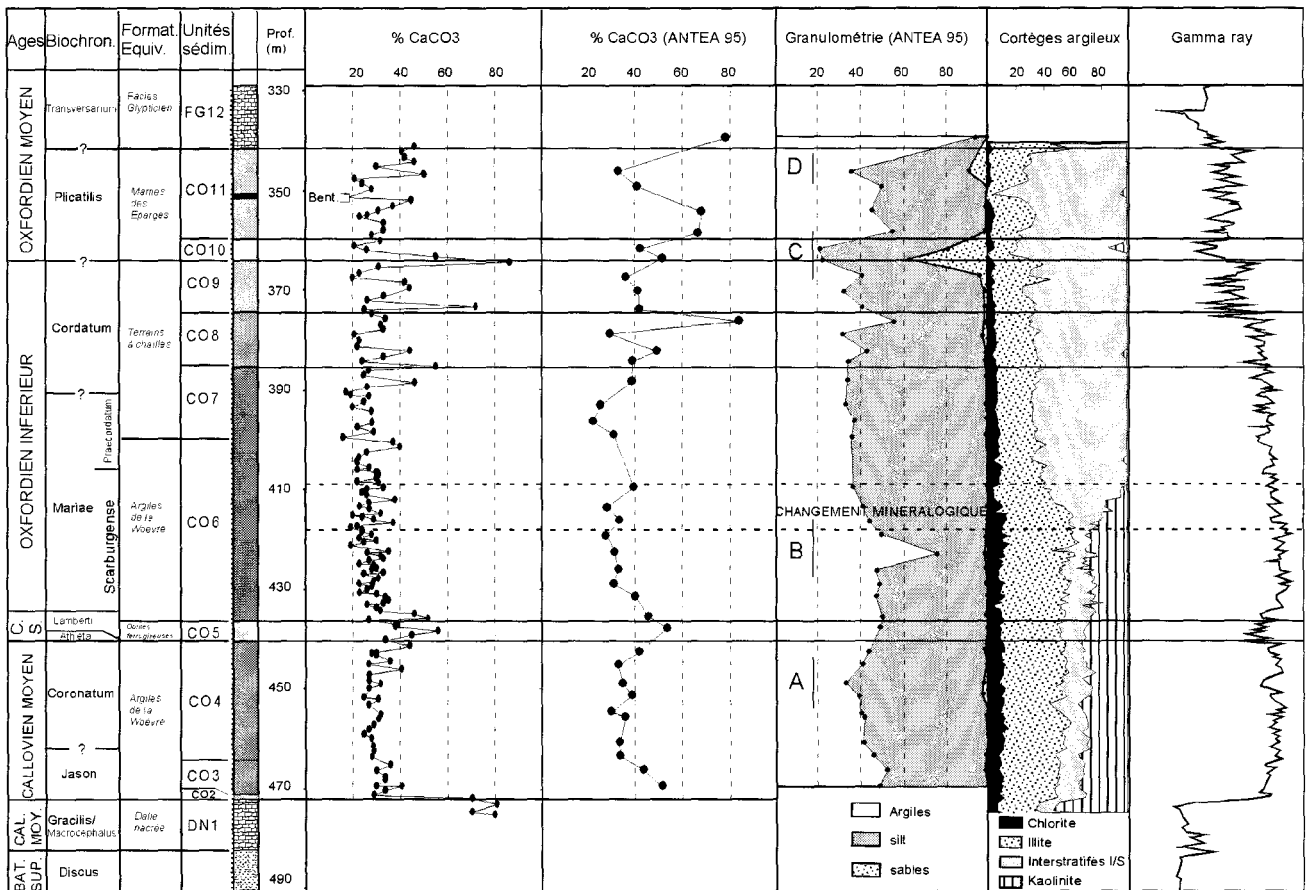
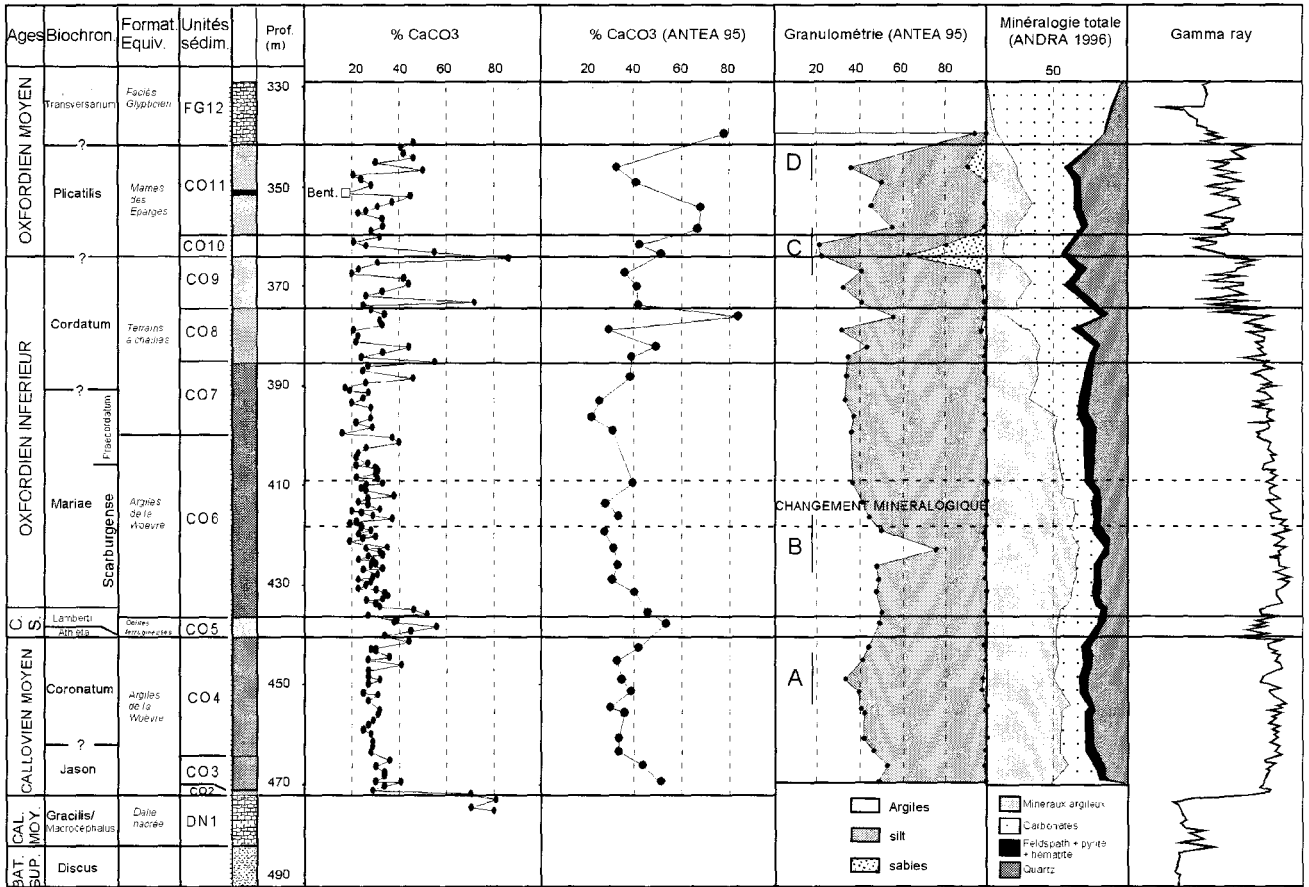


Fig. 2.12 – Comparaison de paramètres géophysiques, minéralogiques et granulométriques sur le Callovien-Oxfordien du forage HTM 102-ANDRA.

- à l'inverse, des cas particuliers existent où la susceptibilité magnétique se corrèle avec le pourcentage de carbonate ;

- les terriers pyritisés abondants entre 440 m et 390 m peuvent jouer un rôle sur ce signal magnétique comme le suggère l'augmentation des valeurs de susceptibilité magnétique entre ces cotes et la très bonne corrélation avec les teneurs en Fe_2O_3 et la susceptibilité magnétique, fig. 2.13) ;

- les cortèges argileux à chlorite, illite et interstratifiés I/S R1 ne connaissent pas de grandes variations vers 440 m et ne semblent pas responsable de l'augmentation du signal de la susceptibilité magnétique. En revanche, au-dessus de 420 m la diminution brutale du pourcentage d'illite couplée à la baisse progressive de chlorite et d'I/S R1 pourrait influencer ce signal.

- Deux maxima sont atteints, l'un légèrement en-dessous de 420 m et l'autre à 430 m. Ces deux pics se corrént parfaitement avec les maxima de gamma ray (fig. 2.13). Ils correspondent à des zones à argilosité maximum et pourraient traduire des inondations maximales.

1.4.4 - Comparaison des données avec la C.E.C. et la géochimie sur roche totale (ERM)

Les données obtenues par ERM (1995 a) sont confrontées aux données d'argiles, de calcimétrie, d'évolution de la teneur en quartz ou de susceptibilité magnétique. Les pourcentages d'oxydes sont obtenus par spectrométrie en fluorescence X (XRF) sur roche totale et par spectrométrie d'absorption atomique après fusion au métaborate de strontium (ERM, 1994). Les C.E.C mesurées sur roche totale, exprimées en meq./100 g, reflètent la quantité maximale de cations susceptibles d'être fixés par une argile en fonction des déficits de charge induits. Elles dépendront très largement des proportions des différents minéraux argileux et présentent des valeurs plus élevées pour les minéraux gonflants. La matière organique peut également jouer un rôle important en augmentant ces C.E.C..

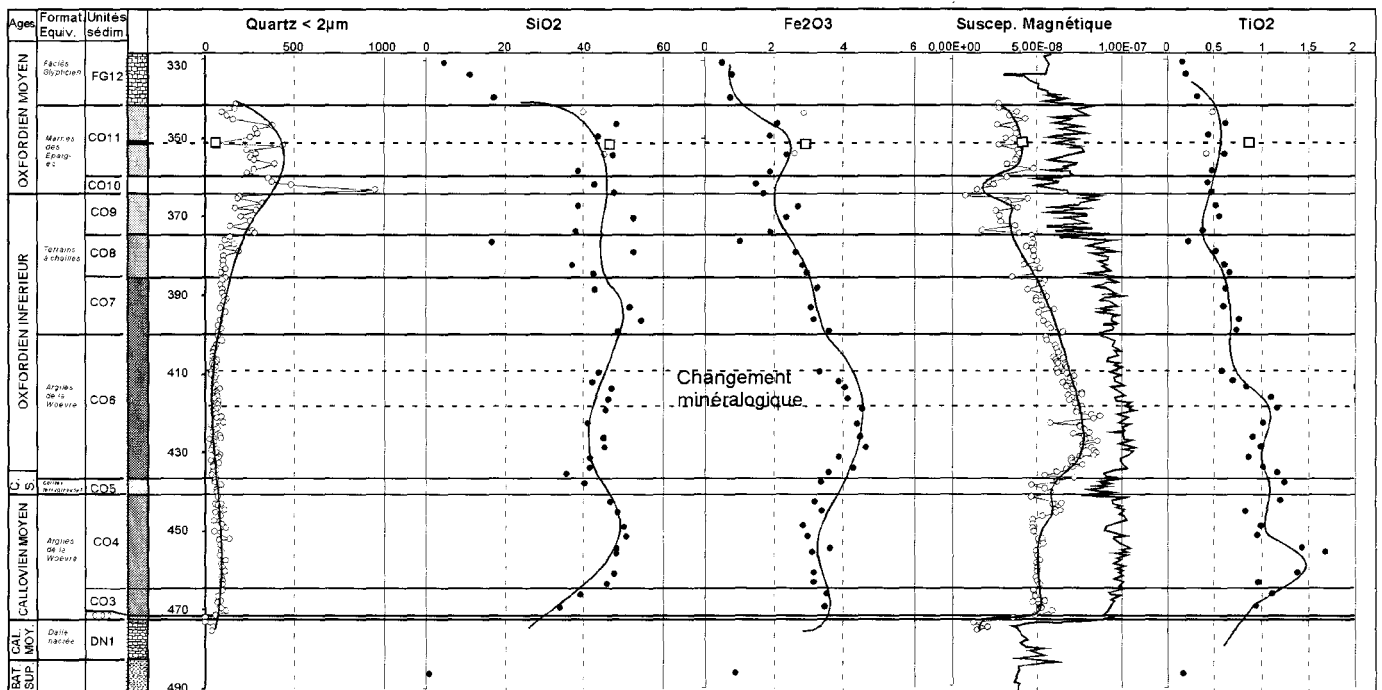
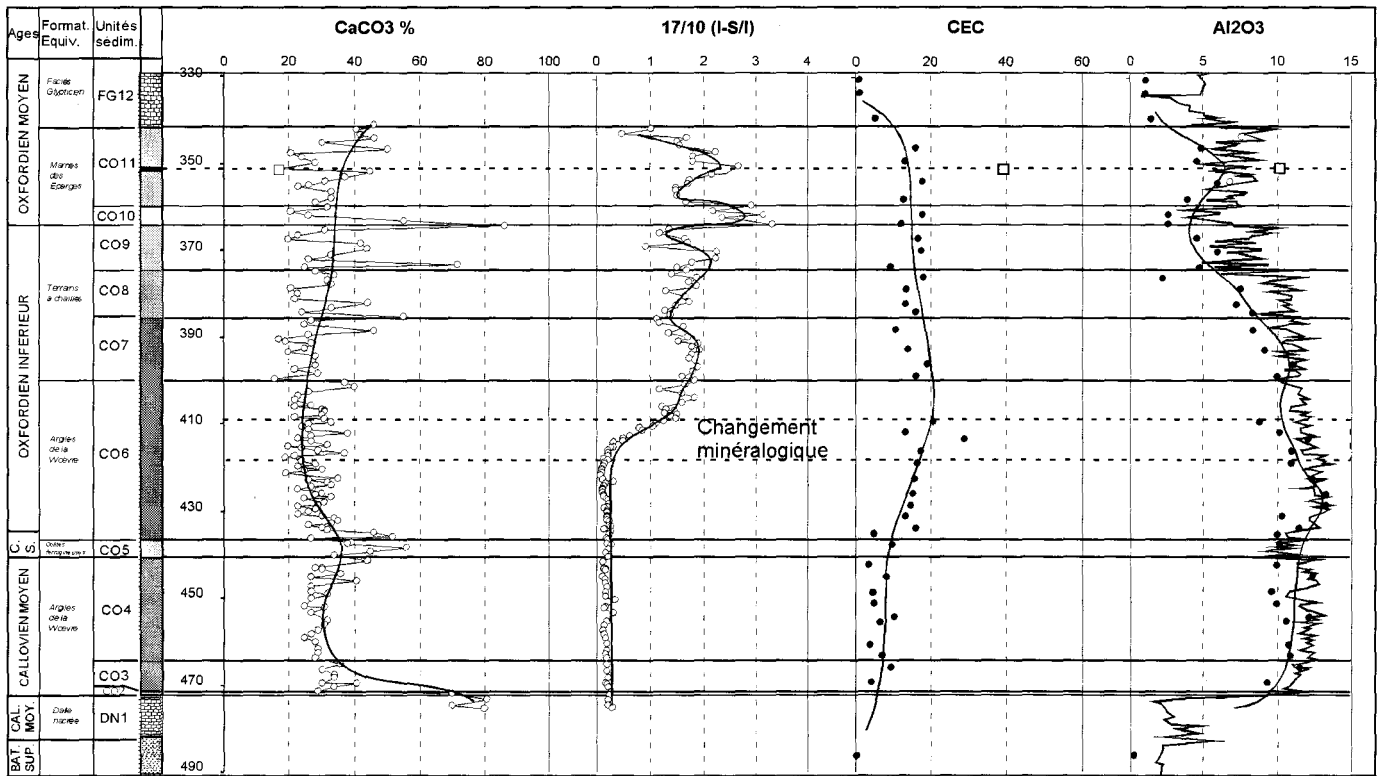
Les valeurs obtenues sur les sédiments callovo-oxfordiens oscillent entre 0 et 29 meq./100 g. Un découpage en trois zones peut être effectué (fig. 2.13):

1) des unités CO3 à CO5 (Callovien moyen et supérieur) les valeurs de C.E.C. sont comprises entre 0 et 10 meq./100 g et reflètent la faible abondance de phases argileuses expansibles.

2) Au-dessus, et jusqu'au changement minéralogique, les valeurs augmentent progressivement. Cette augmentation dans la zone de transition minéralogique traduit bien le passage d'I/S R1 à des I/S R0 et la diminution de l'illite et de la kaolinite. Il est en revanche plus difficile d'expliquer l'augmentation progressive de 445 m à 420 m puisque les cortèges argileux ne varient pas dans cet intervalle. L'augmentation de l'argilosité de la roche dans cet ensemble, comme le confirme l'évolution des teneurs en Al_2O_3 , la courbe de gamma ray ou la diminution progressive de $CaCO_3$, peut en revanche être invoquée.

3) La troisième zone, au-dessus du changement minéralogique et jusqu'à l'unité CO11, concerne des valeurs de C.E.C. comprises entre 10 et 20 meq./100 g reflétant la forte proportion de minéraux expansibles (I/S R0). Les fluctuations des valeurs dans cet ensemble sont liées à la présence de niveaux plus ou moins carbonatés, qui tend à diminuer les C.E.C. (ceci explique les très faibles valeurs mesurées pour l'unité FG12). A titre de comparaison, la mesure de C.E.C. de la bentonite replacée sur la courbe (fig. 2.13) montre un enrichissement caractéristique (cf chapitre 4).

L'évolution de la géochimie d'éléments majeurs (Al_2O_3 , SiO_2 , Fe_2O_3 et TiO_2) sont reportées sur la figure 2.13. Pour ces éléments, les valeurs mesurées pour la bentonite sont replacées afin de comparer le signal de celle-ci avec le signal moyen des argilites encaissantes. La technique de dosage n'est cependant pas la même (mesure par spectrométrie d'émission ICP-AES après fusion au métaborate de lithium). Afin de s'assurer d'une possible confrontation des résultats, des mesures personnelles sur des échantillons encaissants sont également reportés (points blancs). Les teneurs en majeurs de ces échantillons restent dans la gamme de valeurs attendues.



- Données géochimiques ou minéralogiques propres
 - Données géochimiques ou minéralogiques relatives à la bentonite
 - Données géochimiques ou minéralogiques ERM (1995)
- Signal diagraphie : gamma ray

Fig. 2.13 – Comparaison des évolutions minéralogiques et géochimiques sur le Callovien-Oxfordien du forage HTM 102 ANDRA.

L'évolution de l'aluminium traduit principalement le pourcentage d'argile dans la roche. Elle est de ce fait bien corrélée avec l'évolution du signal diagraphique en gamma ray, basé sur le comptage d'éléments radioactifs comme U, Th, et K majoritairement contenus dans les micas *s.s.* et minéraux argileux. Il est de nouveau possible de retrouver un maximum à 426-429 m confirmant un pic d'argilosité à cette profondeur.

L'évolution de la teneur en SiO₂ est anticorrélée à la teneur en carbonate : minimum au cours de l'unité CO5 plus carbonatée, valeurs très variables pour la partie haute du forage dépendant de la lithologie (la valeur <20 % SiO₂ à 376,46 m correspond à un banc carbonaté contenant 80% de CaCO₃; ERM, 1995b). Les plus fortes teneurs sont enregistrées durant l'unité CO4 autour de 450 m (Oxfordien moyen) et entre les unités CO7 et CO9 (fin de la zone à Mariae et zone à Cordatum). Les variations en SiO₂, directement reliées à la proportion en quartz, reflètent des périodes d'apports détritiques marqués. Les analyses granulométriques qui montrent pour ces mêmes périodes (zone granulométrique A et unités CO7 à CO9) un enrichissement de la fraction silteuse et sableuse le confirment. Rappelons toutefois que les unités CO9 à CO11 présentent une forte proportion de quartz compris dans la fraction <2µm traduisant plutôt une néoformation de petits cristaux de quartz. Comme, il n'est pas possible d'établir une corrélation entre les teneurs en SiO₂ et l'intensité du quartz dans la fraction <2µm (fig. 2.13), il faut envisager une diminution des quartz de la fraction silteuse pour les unités CO9 à CO11.

La courbe de Fe₂O₃ montre des fluctuations bien marquées avec des valeurs qui oscillent entre 0,5 et 4,5 %. Celles-ci augmentent progressivement jusqu'à la base du changement minéralogique puis diminuent à nouveau jusqu'à l'unité CO10. Une très légère augmentation est enregistrée dans l'unité CO11. Les principales phases minérales riches en fer correspondent aux sulfures (pyrite), aux oxydes et hydroxydes de fer (hématite, goethite), aux minéraux argileux (illite, chlorite, I/S, glauconite), aux micas (biotite) et dans une moindre mesure aux carbonates comme la dolomite et l'ankérite. Ces minéraux sont des corps paramagnétiques et ferromagnétiques, ce qui explique la très bonne corrélation avec la courbe de susceptibilité magnétique. Par rapport au signal de gamma ray la tendance globale est identique, mais il est possible de noter un déplacement des valeurs maximales plus prononcé pour la courbe de Fe₂O₃ suggérant l'existence d'un facteur indépendant de ceux intervenants dans les variations du gamma ray. Il pourrait s'agir des proportions de sulfures qui abondent dans les argilites de l'unité CO6 sous forme de framboïdes de pyrite dispersés dans la matrice, de terriers ou de moules de lamellibranches et ammonites pyritisés. Cette teneur en fer pourrait refléter pour une part les conditions d'oxydo-réduction liées à l'environnements de dépôt.

Le titane trouve son origine dans les minéraux lourds (rutile, anatase, brookite, ...) les micas *s.l.* (biotite, minéraux argileux) et les oxydes de fer (ilménite, titanohématite). Cet élément essentiellement apporté depuis le domaine continental est généralement associé au détritisme (Dymond *et al.*, 1997 ; Timothy D.A. & Calvert, 1998). Son évolution au sein des argilites callovo-oxfordiennes montre une décroissance progressive du Callovien moyen à l'Oxfordien moyen (unité CO4, autour de 455 m à unité FG12). Le changement minéralogique des argiles marque une nette diminution des teneurs en titane, élément présent dans le réseau cristallin des illites et en particulier des kaolinites. Compte tenu de la forte proportion d'argile dans la roche il est probable que la diminution soit liée au seul changement minéralogique des argiles.

1.4.5 - Comparaison avec les données des isotopes stables et la géochimie de la phase carbonatée (ENSMP)

124 échantillons (de 466,12 m à 360,23 m) identiques à ceux utilisées pour les études minéralogiques plus quelques échantillons complémentaires ont fait l'objet d'analyses géochimiques (isotopes stables ¹³C et ¹⁸O et éléments majeurs et traces de la phase carbonatée de la roche totale (Armines, 2001a et b, Brégoïn *et al.*, *in prep.*).

Les variations du signal de δ¹³C montrent (fig. 2.14)

1) une évolution à long terme indépendante de la lithologie avec l'augmentation progressive des valeurs jusqu'à 408 m avec un maximum à 2,4 ‰ dans la zone à Mariae, puis une légère décroissance et une stabilisation des valeurs autour de 2 ‰,

2) des fluctuations à plus court terme avec notamment une excursion positive autour de 450 m (zone à Coronatum),

3) des fluctuations haute fréquence.

Les valeurs de δ¹³C montrent que l'effet de la diagenèse est négligeable, seuls quelques échantillons montrent une relation avec la teneur en carbonate (>40% CaCO₃) dans le Callovien supérieur et l'Oxfordien inférieur. Les évolutions à long et court terme semblent refléter des modifications de la composition isotopique des paléoenvironnements (Armines, 2001a et b, Brégoïn *et al.*, *in prep.*). L'évolution croissante des valeurs jusqu'à la zone à Mariae pourrait être liée une transgression, permettant une augmentation de la productivité sur les marges continentales. Le même schéma à plus courte terme est envisageable au cours de la zone à Coronatum (Armines, 2001 a et b ; Brégoïn *et al.*, *in prep.*).

Le signal du δ¹⁸O fluctue entre -2,5 et 4 ‰ et montre deux maxima aux alentours de 440 m (Callovien supérieur) et 385 m (zone à Cordatum). De nouveau la diagenèse ne masque pas le signal originel. Ces

fluctuations pourraient refléter des modifications des paramètres océanographiques comme la température des eaux de surface (dans ce cas une amplitude de 4,5°C est enregistrée) et/ou la composition isotopique de l'eau de mer (apports d'eaux continentales). Des accidents isotopiques plus difficilement interprétables sont enregistrés entre 380 et 360 m et pourraient correspondre à des décharges d'eaux douces (Armines, 2001 a et b ; Brégoïn *et al.*, *in prep.*).

La courbe de manganèse de la phase carbonatée est également reportée (fig. 2.14), cet élément ayant une signification sédimentologique importante (variation de la chimie des eaux et de l'hydrothermalisme au niveau des dorsales, relations avec les variations du niveau marin, conditions d'oxydo-réduction, Emmanuel, 1993 ; Renard, 1985 ; Accarie *et al.*, 1989). Les valeurs fluctuent entre 103 et 533 ppm et montrent une évolution intéressante avec un premier ensemble où les teneurs sont constantes et relativement peu élevées (zone à Coronatum du Callovien moyen, unité CO4), un deuxième ensemble du Callovien supérieur à la base du changement minéralogique majeur des argiles où les valeurs croissent progressivement jusqu'à un plateau (de 417 m à 400 m) avec une concentration moyenne de 420 ppm et une quatrième zone marquée par la diminution progressive des valeurs (Armines, 2001 a et b ; Brégoïn *et al.*, *in prep.*).

De ces évolutions géochimiques, il est possible de dégager un certain nombre de points de comparaison avec les paramètres sédimentologiques, minéralogiques et géochimiques discutés précédemment :

1) Au changement minéralogique majeur des minéraux argileux enregistré entre 418 et 410 m sur le forage, correspondent des teneurs maximales en manganèse et des valeurs élevées du $\delta^{13}\text{C}$, ce qui suggère un événement commun d'ordre sédimentologique,

2) parmi les fluctuations à plus haute fréquence, certaines zones se marquent par des variations concomitantes d'un point de vue géochimique, minéralogique et de la granulométrie. C'est le cas par exemple de la zone autour de 450 m (zone à Coronatum) qui présente à la fois une modification de la granularité des sédiments (enrichissement en silt et sable), un enrichissement en SiO_2 , une diminution de l' Al_2O_3 et du gamma ray, un pic au niveau du $\delta^{13}\text{C}$ et un minima des valeurs de $\delta^{18}\text{O}$. C'est le cas également pour la partie haute du forage qui indépendamment des fluctuations de CaCO_3 montre une plus grande variabilité des différents paramètres considérés.

Ces remarques vont dans le sens d'un contrôle des différents paramètres mis en parallèle par des facteurs sédimentologiques communs qui peuvent être rattachés aux modifications des paléoenvironnements eux même tributaires des variations eustatiques et/ou de l'impact de la géodynamique interne (influence tectonique) ou externe (forçage climatique) (cf § 4).

1.5 - Interprétation en terme de stratigraphie séquentielle

1.5.1 - Les surfaces remarquables identifiées au cours de travaux antérieurs (DIASTRATA)

Des surfaces remarquables à l'origine d'un signal particulier en diagraphie (maxima, minima ou ruptures franches) ont pu être identifiées à partir des forages ANDRA et des corrélations régionales (Diastrata, 1997 ; ANDRA, 1998, 2001). Il s'agit de surfaces d'inondation maximale, de surfaces de première inondation (ou transgressive) et de surfaces de non conformité (limites de séquence) permettant la reconnaissance de cycles rétrogradants/progradants.

Un premier cycle débute à partir du Callovien moyen jusqu'à la surface appelée S1, maximum d'inondation, qui correspond d'après les corrélations avec d'autres forages du Bassin de Paris au sommet du Repère Inférieur Oolitique (RIO). Ces corrélations sont validées grâce aux datations biostratigraphiques indiquant la sous-zone à Lamberti (Diastrata, 1997 ; ANDRA, 1998, 2001). La deuxième surface identifiée, S1bis, représente un maximum d'inondation (maximum d'argilosité d'après les signatures diagraphiques) corrélable avec le changement d'assemblage argileux. Lui succède la surface S2, surface transgressive qui serait datée d'après des faunes de brachiopodes de la zone à Plicatilis. Enfin la surface S2B, surface de non conformité, marque le toit de la couche-hôte (Diastrata, 1997 ; ANDRA, 1998, 2001). D'autres surfaces (S1A entre S1bis et S2 ainsi que S2A entre S2 et S2B) peuvent être distinguées ; la corrélation de S1A à l'échelle des forages reste cependant plus ambiguë.

1.5.2 - Découpage séquentiel proposé à partir d'une démarche intégrée

Un grand cycle de transgression/régression Callovien-Portlandien est identifié dans le Bassin de Paris par Guillocheau (1991). Celui-ci est éventuellement divisé en deux cycles d'ordre supérieur Callovien-« Argovourauracien » et « Séquanien »-Portlandien. Pour Jacquin *et al.* (1998), deux cycles de deuxième ordre sont enregistrés dans l'Est du Bassin de Paris : un premier cycle débutant à la limite Bathonien moyen/supérieur et

finissant dans l'Oxfordien supérieur à la limite des zones *Bifurcatus/Bimammatum* (cycle T8/R8) et un deuxième cycle qui lui succède se terminant à la limite Jurassique/Crétacé (cycle T9/R9).

Dans cette étude, seul le premier de ces cycles de deuxième ordre est concerné. Il est subdivisé en cycle d'ordre supérieur (troisième ordre) dont la durée estimée varie entre 0,5 et 2 Ma, selon les âges fournis par Jacquin *et al.* (1998 ; âges isotopiques d'après Gradstein *et al.*, 1995).

Le découpage génétique proposé, correspond à l'identification d'unités stratigraphiques de limites isochrones, définies à partir d'outils diagrapiques comme le gamma ray et le sonic, de la succession verticale des faciès sédimentaires et des indications minéralogiques et géochimiques complémentaires. Ces unités sont limitées par des surfaces remarquables telles que surfaces de première inondation ou maximum régressif et surfaces d'inondation maximales (surfaces plus facilement repérables en fonction des outils disponibles et de l'absence de données 3D), conformément à la démarche employée par Cross (1988), Galloway (1989) ou Van Wagoner *et al.* (1988, 1990).

- Le Bathonien terminal reconnu en forage (zone à Discus) appartient à une unité progradante limitée par un maximum de régression à 482,5 m identifiée en diagrapie et correspondant à la limite entre Bathonien et Callovien (fig. 2.14). Ces dépôts correspondent à la fin de la plate-forme carbonatée aggradante bathonienne propice au développement des oolites.

- Le Callovien inférieur à calcaires bioclastiques, équivalent de la dalle nacrée, s'insère également dans une deuxième unité progradante où le maximum de régression est souligné par la surface durcie et perforée à 472,20 m, marquant la transition avec les premiers bancs argilo-marneux du Callovien moyen. Il s'agit d'une surface remarquable majeure (MR1) bien définie et facilement corrélable sur l'ensemble des forages. Elle se traduit par un changement lithologique, minéralogique (argiles) et diagrapique important (fig. 2.14). Les nouvelles attributions biostratigraphiques fournies au cours de cette étude permettent de s'assurer du caractère isochrone (à l'échelle de la zone d'ammonite) de cette surface. Notons toutefois que la lithologie du Callovien inférieur (zone à *Gracilis*) du forage MSE 101, 15 km au Nord, diffère de celle du forage HTM 102 avec la présence de calcaires bioclastiques plus argileux. Cette variation latérale de faciès traduit la progradation des dépôts du Nord vers le Sud, responsable également des réductions d'épaisseur pour le Callovien moyen selon la même direction entre MSE 101 et HTM 102 (différence d'environ 10 m) et la coupe de St Blin où seulement quelques mètres de Callovien moyen sont enregistrés (Marchand & Thierry, 1977 ; Collin, 2000 ; ANDRA, 2001).

- un premier cycle transgressif/régressif de troisième ordre complet Callovien moyen (MR1 à MR2) est mis en évidence (épaisseur d'environ 32 m pour 1,1 Ma). Il est limité par la surface transgressive (MR1) à 472,20 m et une surface transgressive (MR2) à la base de l'unité sédimentaire CO5 à 440,60 m qui est soulignée par un épais banc carbonaté. Cette surface bien marquée par les outils diagrapiques se traduit par une rupture assez nette dans l'enregistrement de la teneur en Mn des carbonates. La surface d'inondation (SI1) correspondant à ce cycle pourrait soit se situer au sein de la zone à *Coronatum* aux environs de 453 m, d'après le maxima en gamma ray (maximum d'argilosité), l'excursion positive en $\delta^{13}\text{C}$ ou la légère diminution d'illite (solution adoptée dans Pellenard, 1998), soit être placée aux environs de 464 m dans la zone à *Jason* (limite des unités sédimentaires CO3 et CO4) d'après le maxima exprimé en gamma ray, le minima en CaCO_3 et la forte abondance des faunes d'ammonites (solution adoptée dans Pellenard *et al.*, 1999). Une autre limite pourrait être définie autour de 449 m d'après le minima en gamma ray ou l'enrichissement des fractions silteuses et sableuses (surface de première inondation ou limite de séquence ?). Ces petites variations pourraient cependant matérialiser des limites de séquences de plus haute fréquence (paraséquences) difficilement appréciables par les microfaciès étant donné les faibles variations dans ce type d'environnement de dépôt d'offshore inférieur.

- Le Callovien supérieur est extrêmement condensé (environ 5 m pour 1,4 Ma) d'après la nature et l'abondance des faunes récoltées. Un maximum d'inondation MI2 aux environs de 436 m (limite CO5-CO6) et une surface régressive (MR3) terminant ce cycle deux mètres plus haut, peuvent être placées d'après la signature diagrapique. Ce cycle ne se marque pas par la modification de paramètres minéralogique ou géochimique particuliers.

- un troisième cycle transgressif/régressif, Oxfordien inférieur, (zone à *Mariae* et début *Cordatum*) s'étend depuis la surface MR3 jusqu'à la surface transgressive MR4 placée à 362 m (unité CO10). La surface d'inondation maximale correspondante peut être déduite à 417 m (sous-zone à *Scarburgense*, zone à *Mariae*) en se basant sur les outils diagrapiques (valeurs de gamma ray les plus fortes). Cette surface se situe dans une zone caractérisée 1) par la proportion d'argile la plus élevée du forage, 2) par l'abondance d'ammonites et des ichnogènes du type chondrites et 3) par un maxima de Mn lié aux carbonates. Elle coïncide par ailleurs avec le début du changement minéralogique majeur des minéraux argileux. Elle correspondrait au maximum d'inondation de deuxième ordre (cycle T8/R8 de Jacquin *et al.*, 1998).

- enfin un quatrième cycle transgressif/régressif, Oxfordien inférieur à Oxfordien moyen (fin de la zone à *Cordatum* - début de la zone à *Plicatilis*) débute à partir de la surface de première inondation MR4 (marqué par un minimum d'argilosité). Il correspond à la mise en place de la plate-forme carbonatée argovienne. Une surface

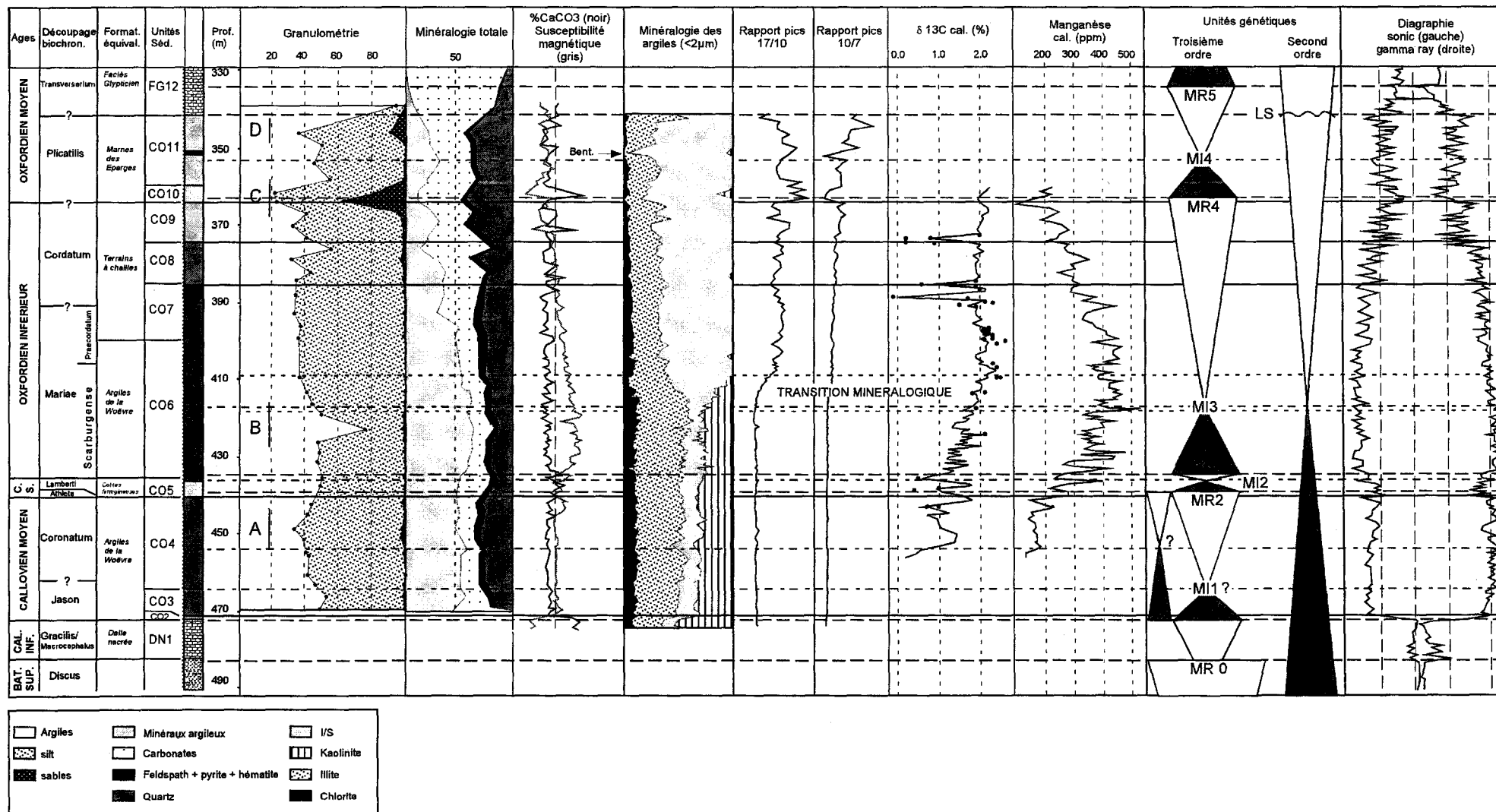


Fig. 2.14 - Evolution séquentielle du forage HTM 102 à partir des données diagraphiques, minéralogiques et géochimiques. Les données de diagraphie et minéralogie totale proviennent du rapport ANDRA (1996); les données de granulométrie du rapport ANDRA B RP 0ANT 95 018/A ANTEA (1995); les données géochimiques sur la phase carbonatée des rapports ANDRA DRP 0ARM 01-004/1 et DRP 0ARM 01-005/1 (ARMINES, 2001; les points noirs correspondent à des reprises d'analyse réalisées chez TFE).

d'inondation à 353 m (MI4) est caractérisée par le signal diagraphique et le pic d'argilosité sur roche totale. Une limite de séquence (LS4) pourrait être distinguée à 342 m (limite inférieure du faciès glypticien) marquant la réapparition d'une sédimentation carbonatée franche propre à l'Oxfordien moyen. Cette limite marque le début de la progradation de la plate-forme carbonatée argovienne.

Ces séquences génétiques de troisième ordre montrent des unités rétrogradantes plus marquées pour le cycle Callovien moyen-Callovien supérieur. En revanche, les deux cycles suivants (Oxfordien inférieur à moyen) sont caractérisés par des unités progradantes nettement plus développées. Ces distorsions des séquences de troisième ordre sont liées à l'effet de sommation de signaux de différentes fréquences : signal de troisième ordre modulé par les tendances à la régression ou à la transgression de deuxième ordre. Ces tendances s'accordent bien avec le positionnement de la surface d'inondation maximale du cycle de deuxième ordre au sein de la sous-zone à Scaburgense.

2 - Etudes sédimentologique et minéralogique de coupes complémentaires

Cette partie a pour but de présenter les coupes complémentaires où des données sur la composition terrigène et en particulier sur les assemblages argileux sont disponibles. La plupart des échantillons ont été acquis dans ce travail, d'autres sont issus d'un premier échantillonnage réalisé dans le cadre du projet « transect oxfordien » mené par le Groupe Français d'Etude du Jurassique. Enfin certaines données sont issues de la bibliographie. Un minimum d'interprétation y sera présenté, une discussion plus large faisant l'objet des parties 3 et 4.

2.1 - La coupe de Foug

La coupe de Foug (Meurthe-et-Moselle) se situe à 40 km environ au Nord-Est du forage MSE 101. Par rapport aux forages, elle constitue un équivalent latéral de l'Oxfordien inférieur et moyen. En domaine plus proximal de plate-forme carbonatée (plate-forme lorraine), les formations reconnues sont les Terrains à chailles, complexe marneux fossilifère à intercalations de bancs calcaires fins et les Calcaires Coralliens inférieur et supérieur, comprenant des marnes à polypiers, des calcaires à polypiers et un faciès à oncolithes (Geister & Lathuillère, 1991). Les zones identifiées correspondent à la fin de la zone à Mariae et des zones à Cordatum et Plicatilis (fig. 2.15). La formation récifale est relativement mal datée, mais un âge Oxfordien moyen est probable sur la base de données biochronologiques fournies par les ammonites et les brachiopodes (Enay & Boullier, 1981). La succession correspond à une séquence bathydécroissante (Geister & Lathuillère, 1991). Les Argiles de la Woëvre et le Terrain à chailles sont caractérisés par un environnement calme, à faune benthique circalittorale. Le sommet est marqué par un fond durci à grandes coquilles d'huîtres (*Deltoideum delta*) perforées par des clones et bivalves. Le complexe récifal inférieur est caractérisé par d'abondants coraux microsolenidés lamellaires, bivalves et échinides de domaine infralittoral (environnement faiblement éclairé et de basse énergie). Le complexe récifal supérieur se marque par la présence d'algues rouges et une croissance des coraux en dôme suggérant des eaux peu profondes bien éclairées (domaine médiolittoral), privées d'apports argileux et se termine par une surface d'émersion (Geister & Lathuillère, 1991).

Les cortèges argileux sont dominés par l'illite et des interstratifiés I/S R0 et R1 (fig. 2.15). L'évolution des assemblages argileux montre une augmentation constante de la proportion d'illite couplée à une augmentation des interstratifiés I/S R1 et une diminution des interstratifiés I/S R0. La kaolinite n'apparaît que dans l'Oxfordien moyen (?) parfois en proportion importante (20%) en parallèle de la disparition complète des I/S R0. L'augmentation d'illite et d'interstratifiés I/S R1 est à mettre en relation avec l'augmentation des carbonates, le développement des coraux et la diminution de la tranche d'eau.

L'évolution de la teneur en quartz de la fraction argileuse très variable montre des pics importants dans la première moitié de la coupe. Ces pics ne sont généralement pas liés aux variations des cortèges argileux mais varient par rapport à la lithologie, les plus fortes valeurs étant enregistrées dans les bancs carbonatés. Par rapport aux forages ANDRA, la comparaison de la nature et de l'évolution des cortèges argileux appelle trois remarques: 1) les cortèges présentent un mélange de deux types d'interstratifiés I/S ce qui n'était pas le cas au niveau des forages 2) l'augmentation progressive de l'illite dès la zone à Mariae n'est pas observée dans les forages 3) la réapparition de kaolinite au sommet de la coupe et la disparition des I/S R0 est cohérente avec le deuxième changement minéralogique observé dans les forages. Cependant le manque d'éléments de datation ne permet pas d'affirmer que celui-ci est synchrone avec celui observé à la limite Plicatilis/Transversarium dans le forage MSE 101 ou s'il intervient plus tardivement comme celui enregistré sur HTM 102.

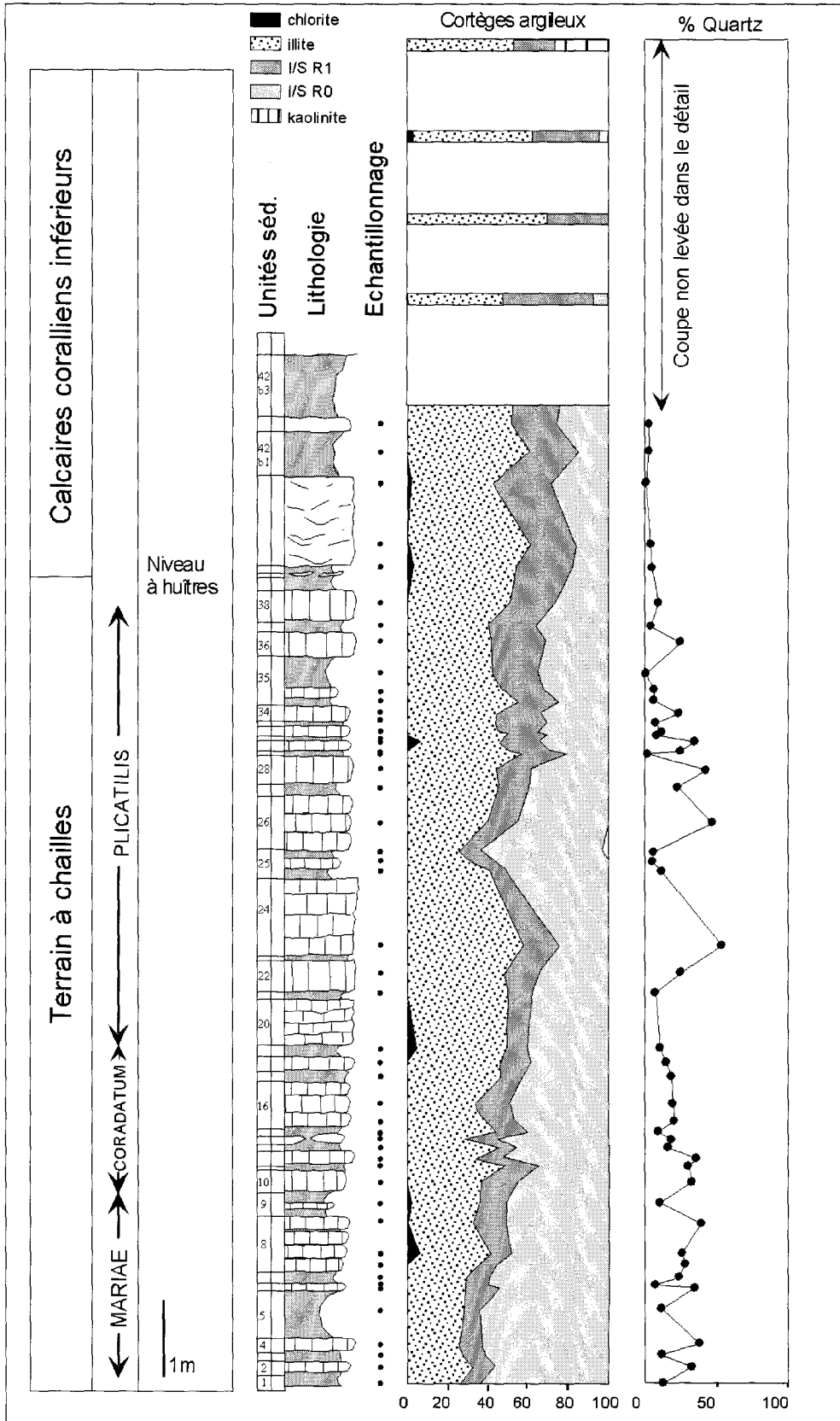


Fig. 2.15 - Evolution minéralogique de la fraction fine terrigène de l'Oxfordien inférieur et moyen de la coupe de Foug (plate-forme lorraine). Levé de coupe d'après GFEJ.

2.2 - Jonction avec le Nord de la plate-forme bourguignonne

2.2.1 - La coupe de St Blin

2.2.1.1 - Les données antérieures : calage biostratigraphique et données sédimentologiques

La coupe de St Blin est située en Haute-Marne à 20 km au Sud du forage HTM 102. Elle a été levée et datée en deux temps : Les premières données concernent le Callovien (Marchand & Thierry, 1977), les secondes l'Oxfordien inférieur, moyen et supérieur jusqu'à la zone à *Bifurcatus* (Collin, 2000 ; Collin & Courville, 2000). Il s'agit d'une des rares coupes dilatées permettant d'observer un équivalent latéral des forages avant de passer aux coupes condensées à oolithes ferrugineuses de la plate-forme bourguignonne (Collin, 2000).

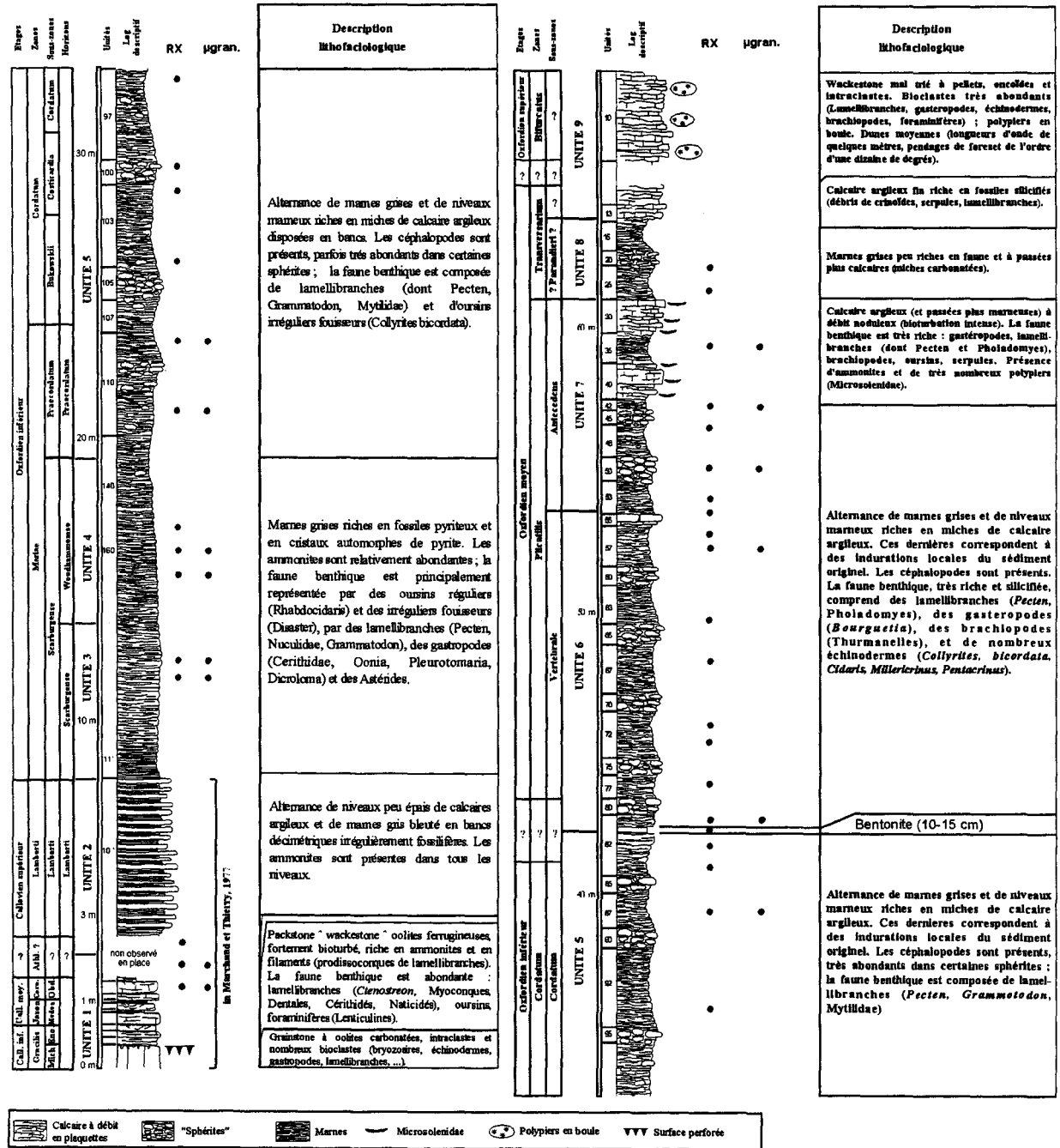


Fig. 2.16 – Détail lithologique et biostratigraphique de la coupe de St Blin (Collin et Courville, 2000) et positionnement des échantillons traités en DRX.

Le calage biostratigraphique est bien contraint grâce aux nombreuses faunes d'ammonites déterminées par P. Bonnot, P. Courville, D. Marchand et J. Thierry et permet d'approcher une résolution temporelle à la sous-zone d'ammonite ou à l'horizon près dans les cas les plus favorables (fig. 2.16). Le Callovien inférieur (zone à *Gracilis*) est divisé en deux ensembles séparés par une surface durcie et perforée (à la limite des sous-zones *Michalskii* et *Enodatum*). Au-dessus de la surface de discontinuité, des niveaux condensés carbonatés à oolithes ferrugineuses (Callovien inférieur et moyen) montrent des microfaciès caractéristiques d'environnements de type shoreface (Collin, 2000). Le Callovien supérieur (zone à *Lamberti*) à alternance de calcaires argileux et marnes, réduit à moins de 6 m, enregistre des environnements de dépôts légèrement plus distaux (offshore inférieur distal). L'Oxfordien inférieur et une partie de l'Oxfordien moyen se présentent sous forme de marnes argileuses à nodules plus carbonatés dispersés ou alignés sous forme de banc. Les environnements correspondant sont de type offshore inférieur distal. Le sommet de la série (zone à *Antecedens*) voit réapparaître une sédimentation plus carbonatée à coraux lamellaires (*microsolenidae*) traduisant une baisse progressive du niveau marin relatif (Collin, 2000). Un niveau de bentonite a pu être détecté dans ces sédiments argileux dans un intervalle mal daté de 3 m compris entre l'Oxfordien inférieur et moyen (cf. chapitre 4).

2.2.1.2 - Minéralogie des argiles

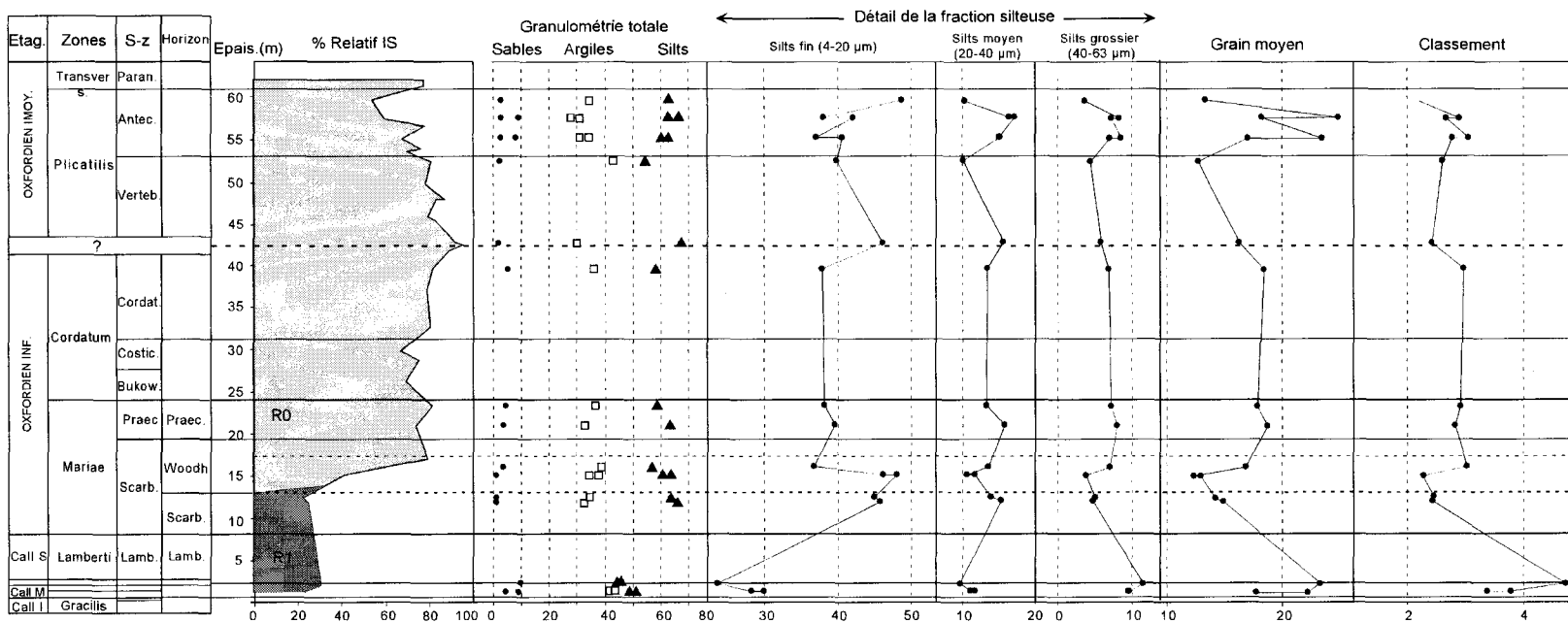
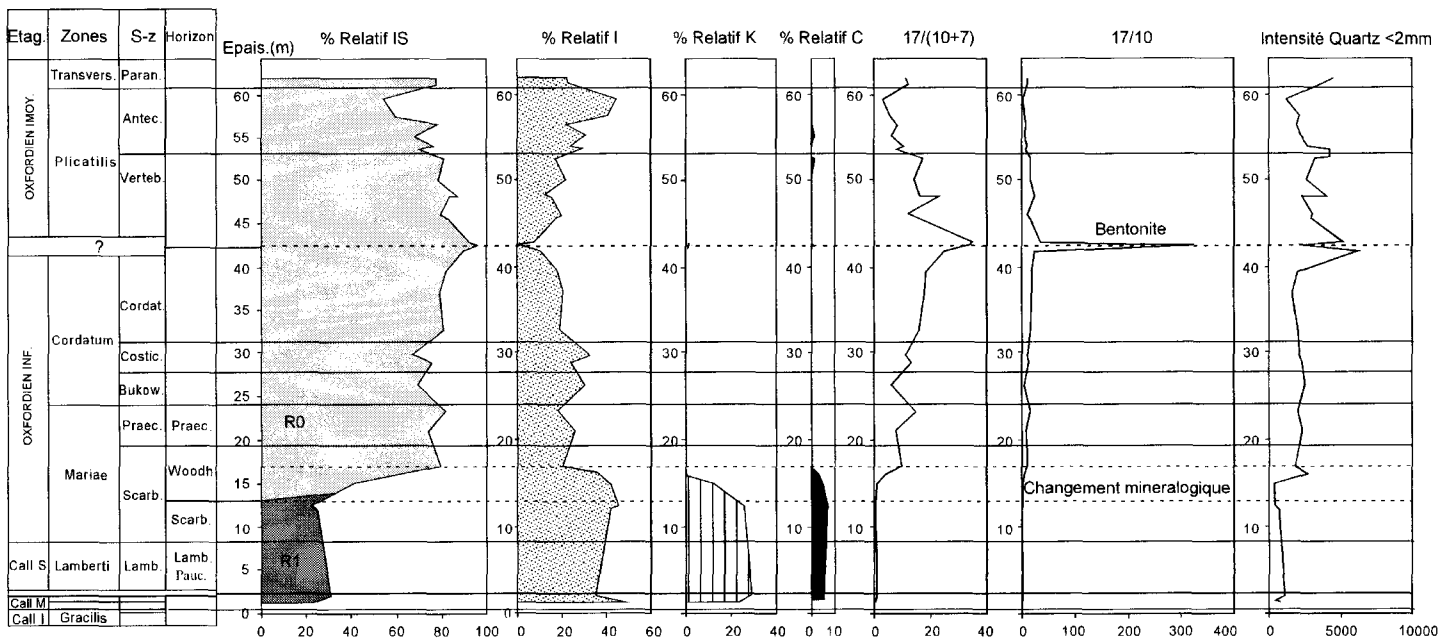
Afin de tester le signal détritique de cette coupe en comparaison des forages ANDRA, les cortèges argileux de 35 échantillons (fig. 2.16) ont été analysés par DRX (fraction $<2\mu\text{m}$). Les minéraux identifiés correspondent à de la kaolinite, de l'illite, des interstratifiés illite/smectite R1 ou R0 et de la chlorite (fig. 2.17). L'évolution des assemblages minéralogiques est principalement marquée par un changement argileux majeur de même ordre que celui enregistré en forage à savoir réduction de la proportion d'illite (de 40 % à 20 % en moyenne), disparition de la kaolinite et augmentation très nette des proportions d'interstratifiés (20 % à 70 % en moyenne) avec passage d'I/S R1 à des I/S R0 de bas en haut. Parmi les différences, il est possible de noter une disparition de la chlorite au niveau de la transition minéralogique alors que celle-ci ne faisait que diminuer pour les forages. La transition est de nouveau très brève, puisqu'elle s'effectue au sein du même horizon d'ammonite. La haute résolution temporelle fournie par le découpage biochronologique permet de dater précisément ce changement minéralogique à l'horizon à Woodhamense (sous-zone à Scarburgense, zone à *Mariae*). La datation de ce changement minéralogique moins précise dans le forage HTM 102 permettait toutefois d'attribuer un âge à la sous-zone d'ammonite à Scarburgense. Ce changement y est par ailleurs enregistré dans la partie supérieure de cette sous-zone, ce qui est compatible avec la datation à l'horizon Woodhamense de la coupe de St Blin. Cet événement est donc synchrone régionalement, puisqu'il est enregistré en quatre points différents (3 forages ANDRA, St Blin) dans la même sous-zone d'ammonites voire horizon sur un transect d'au moins 35 km (surface minimale couverte : 150 km²).

L'absence quasi permanente de chlorite à St Blin après la transition minéralogique, contrairement aux forages, pourrait suggérer une source de ce minéral depuis le Nord, si l'on interprète son origine comme sédimentaire (cf chapitre 3). A l'exception de la chlorite, les proportions relatives des autres minéraux argileux sont constantes d'un site à l'autre ce qui ne traduit pas une sédimentation préférentielle originelle d'une famille de minéraux argileux, tributaire entre autre de l'éloignement du rivage ou des conditions hydrodynamiques.

A partir de l'Oxfordien moyen, la sédimentation enregistre une décroissance des proportions d'interstratifiés R0 au profit d'illite marquant une inversion minéralogique beaucoup plus progressive. Le sommet d'*Antecedens* se marque par une augmentation très nette d'illite concomitante à l'apparition d'épais calcaires argileux à polypiers lamellaires. Cette évolution minéralogique n'est pas sans rappeler l'inversion minéralogique enregistrée sur MSE 101 au passage *Plicatilis/Transversarium*. Toutefois celle-ci s'effectuait de manière brutale et correspondait à la transformation d'I/S R1 en R0 et à la réapparition de kaolinite ce qui n'est pas le cas pour St Blin. La diminution d'I/S R0 au profit d'illite est à mettre en relation avec la tendance à la diminution du niveau marin relatif bien marquée par l'installation de formes pionnières de polypiers puis de coraux en boules et de calcaires à nombreux bioclastes benthiques au cours de l'Oxfordien moyen et supérieur. Ce cas de figure est comparable à l'évolution minéralogique de la coupe de Foug.

Les variations de la teneur en quartz de la fraction $<2\mu\text{m}$ présentent un signal comparable à celui identifié dans les forages avec une augmentation notable à partir du changement minéralogique et un maximum au voisinage de la limite Oxfordien inférieur/moyen (zone où s'intercale le niveau de bentonite). Là encore, des silicifications visibles macroscopiquement dans certains bancs carbonatés apparaissent et semblent liées à la forte teneur de silicisponges présents dans le sédiment (spicules monaxones et tétraxones abondants identifiés lors du lavage des marnes). A nouveau, l'enrichissement en quartz de la fraction $<2\mu\text{m}$ correspond vraisemblablement à des cristaux de quartz néoformés précipitant dans la porosité. Ces phénomènes diagénétiques particuliers ne sont donc pas liés à des processus diagénétiques locaux qui pourraient être les témoins de l'activité de migrations préférentielles de fluides ou de fortes conditions d'instabilité minéralogique

Fig. 2.17 – Evolution des paramètres minéralogique et granulométrique sur le Callovien-Oxfordien de la coupe de St Blin.



dans les forages, mais plutôt les témoins d'une diagenèse précoce « classique » liée au milieu de dépôt et à l'abondance de silicisponges.

Enfin une bentonite (horizon argileux plastique blanchâtre pluricentimétrique composé par un cortège argileux à plus de 90 % de smectites) est identifié entre les zones à Plicatilis et Cordatum. Il présente les mêmes caractéristiques minéralogiques que le niveau de smectite enregistré sur le forage HTM 102. Si ce niveau correspond au même événement (cf chap. 4), un point de repère chronologique important pourrait être établi entre la coupe de St Blin et les forages, ce qui permettrait de réajuster le calage biostratigraphique moins précis (particulièrement pour la partie terminale de l'Oxfordien inférieur et Oxfordien moyen) des forages ANDRA.

2.2.1.3 - Etude microgranulométrique

Une étude par microgranulométrie laser a été effectuée sur quelques échantillons afin d'établir des comparaisons avec le forage HTM 102.

Les sédiments sont majoritairement composés de silts (50-70%) et d'argiles (30-40%), associés à une faible proportion de sable (<10 %, fig. 2.17). Ces données sont cohérentes avec les proportions établies par ANTEA (1995) pour HTM 102. Les seules différences résident dans des proportions légèrement plus marquées de la fraction sableuse à St Blin. L'évolution temporelle de la granulométrie ne montre pas de variations significatives selon un découpage en trois classes argiles (<4 µm), silt (4-63 µm) et sable (>63 µm). En revanche, la subdivision de la fraction silteuse en silts fin, moyen et grossier ainsi que l'utilisation des paramètres granulométriques tels que grain moyen ou classement montrent une certaine variabilité. Les sédiments du Callovien moyen et supérieur présentent une fraction silteuse relativement grossière. Le changement minéralogique daté de Woodhamense se marque par une nette diminution des fractions silteuses les plus grossières et un meilleur classement. L'enrichissement en particules détritiques plus fines des minéraux pourrait traduire un éloignement plus important du rivage lié à une période d'inondation maximale qui serait de nouveau concomitante au changement minéralogique. Un deuxième pic d'enrichissement en silt fin se marque au passage Oxfordien inférieur/moyen au voisinage du niveau de bentonite. Cette période correspond également, indépendamment de la bentonite, à un maximum d'I/S R0 (ce qui est également le cas pour le forage HTM 102). Une deuxième surface d'inondation maximale pourraient être placée à ce niveau rappelant le maximum d'inondation MI4 du forage HTM 102. Il est toutefois nécessaire de rester prudent sur l'interprétation de tels résultats granulométriques compte tenu du petit nombre d'échantillons traités et des faibles variations enregistrées.

2.2.2 - Les coupes au Sud de la Faille de Vittel

2.2.2.1 - Le signal minéralogique de la coupe de Bologne

La coupe de Bologne (Haute-Marne), à 30 km au Sud-Ouest du forage HTM 102, immédiatement au Sud de la faille de Vittel appartient au bloc structural Morvan-Vosges (fig. 1.7). La coupe relativement dilatée de 32 m d'épaisseur présente des alternances de marnes grises et de calcaires argileux noduleux à céphalopodes peu abondants. Les faciès suggèrent un environnement de dépôt de type offshore inférieur distal (Collin, 2000). Seul l'Oxfordien est représenté sur cette coupe (sous-zone à Praecordatum de l'Oxfordien inférieur à zone à Bimmamatum de l'Oxfordien supérieur).

Une quinzaine d'échantillons fournis par P.Y Collin ont fait l'objet d'analyses minéralogiques. Les cortèges sont dominés par des I/S R0 (60 à 90 % en proportion relative) puis par de l'illite (10 à 40 %). Chlorite et kaolinite sont présentes à l'état de trace, dans quelques échantillons (fig. 2.18). La teneur en quartz de la fraction <2µm diminue à la fin de la sous-zone à Praecordatum puis augmente progressivement à partir de Plicatilis. Malgré une recherche du niveau de bentonite au passage Cordatum/Plicatilis, aucun élément lithologique ou minéralogique n'a permis de détecter un tel niveau. La zone où devrait se trouver cet horizon est toutefois relativement condensée (3 m pour la sous-zone à Vertébrale contre 10 m à St Blin) réduisant les probabilités de préservation d'un tel horizon.

L'évolution minéralogique est relativement conforme à celle observée dans le forage HTM 102 et la coupe de St Blin. La base de la coupe commençant à partir de la sous-zone à Praecordatum, il n'est pas surprenant que le changement minéralogique majeur ne soit pas enregistré. Parmi les différences, les proportions relatives d'illite sont particulièrement faibles au sein de la sous-zone à Praecordatum et l'évolution de l'illite se marque par une augmentation assez nette au sein de la zone à Cordatum (15% à 30% en moyenne) du bas de la coupe vers le haut, ce qui n'est pas enregistré à St Blin ou en forages. Par ailleurs l'évolution des proportions d'I/S R0 par rapport à l'illite au cours de l'Oxfordien moyen est inverse à celle enregistrée habituellement. La kaolinite n'est présente en trace que sur un des échantillons, ce qui suggère une origine authigène locale comme

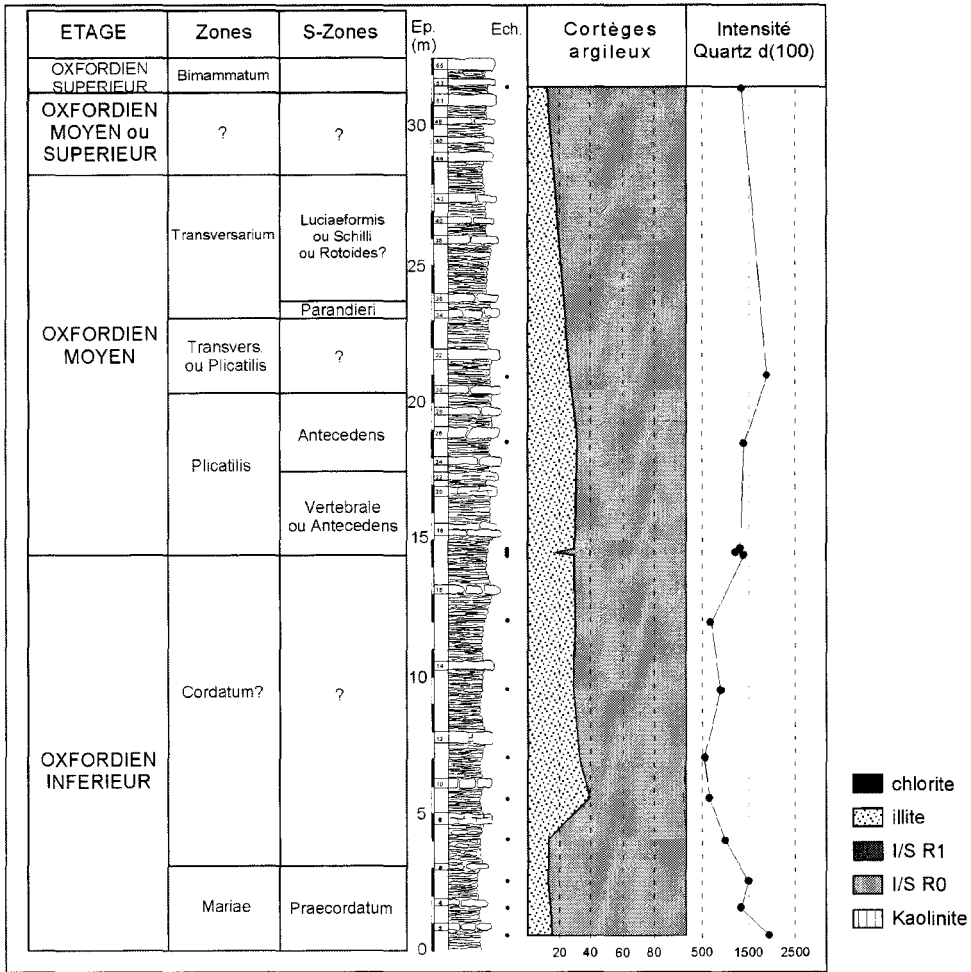


Fig. 2.18 – Evolution minéralogique de la fraction <math><2\mu\text{m}</math> de l'Oxfordien inférieur à supérieur de la coupe de Bologne (levé lithologique et datations Collin, 2000).

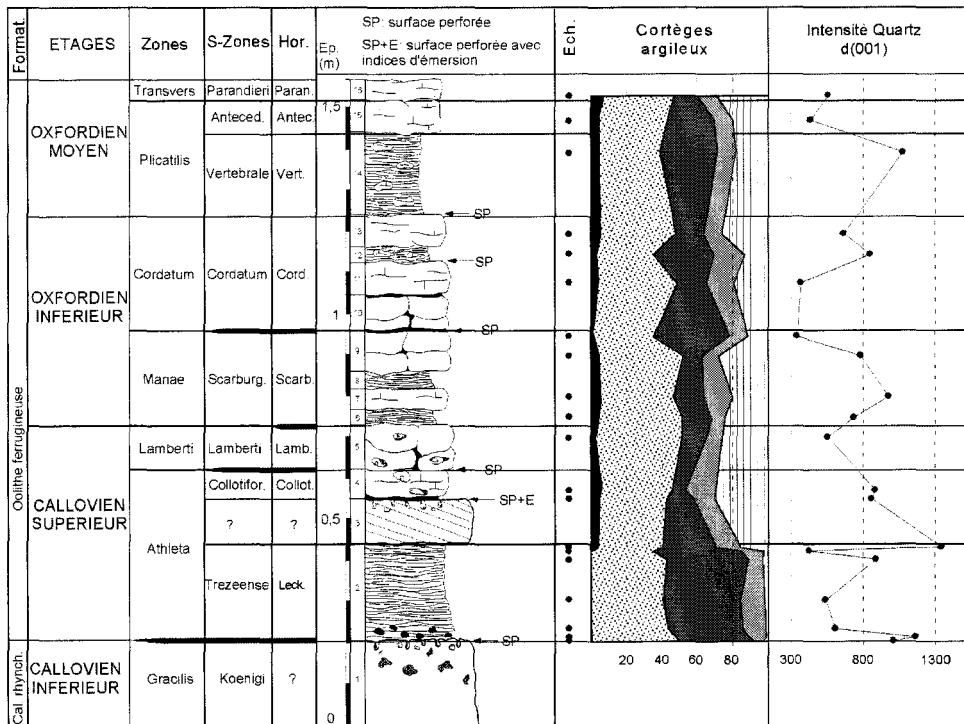


Fig. 2.19 – Evolution minéralogique de la fraction <math><2\mu\text{m}</math> du Callovien inférieur à l'Oxfordien moyen de la coupe de Veuxhaules-sur-Aubes (levé lithologique et datations Courville & Collin, 1997).

dans le forage HTM 102. La quasi absence de chlorite conforte l'idée que ce minéral détritique proviendrait d'une source septentrionale. L'augmentation du quartz dans la fraction inférieure à 2 µm dans les zones à Plicatilis et Transversarium semble, comme dans les forages ou sur la coupe de St Blin traduire des silicifications locales associées aux silicisponges.

La relative bonne correspondance du signal argileux entre cette coupe et celle de St Blin ou des forages ANDRA suggère que l'accident de Vittel n'a pas joué de rôle majeur sur la sédimentation argileuse. Les faibles teneurs en illite enregistrées à l'Oxfordien moyen pourraient cependant traduire un piégeage de ces minéraux en amont.

2.2.2.2 - Le signal minéralogique de la coupe de Veuxhaules-sur-Aube

La coupe de Veuxhaules-sur-Aube (Côte d'Or) située à 40 km au Sud-Ouest de Bologne représente une coupe type des séries condensées de la plate-forme bourguignonne (Courville & collin, 1997 ; Collin, 2000). La coupe bien datée (détermination P. Courville) correspond aux dépôts du Callovien inférieur, supérieur et Oxfordien inférieur et moyen (fig. 2.19). Le Callovien inférieur est constitué de calcaires grainstones à oolithes carbonatées, pellets et bioclastes déposés dans un environnement de shoreface. Le toit est perforé et dolomitisé. Le Callovien moyen est absent, le Callovien supérieur repose directement sur la surface durcie et perforée du Callovien inférieur. Les dépôts sont toujours de type shoreface montrant des calcaires argileux et des marnes à rares oolithes ferrugineuses. Une surface durcie et perforée avec indices d'émersion est enregistrée dans la zone à Athleta. L'Oxfordien inférieur se marque par des calcaires packstone à wackestone et marnes d'offshore proximal. Les sédiments de l'Oxfordien moyen très riches en oolithes ferrugineuses se sont déposés dans des environnements de type offshore inférieur proximal (Collin, 2000).

L'analyse minéralogique de 20 échantillons a été effectuée sur cette coupe afin de tester le comportement de la fraction terrigène sur les coupes condensées en domaine plus proximal. Les cortèges argileux sont composés principalement d'illite, d'interstratifiés illite/smectite R1 et R0 et de kaolinite, la chlorite étant présente à l'état de traces (<8 %). Aucune trace de berthiérine ou de chamosite n'a été identifiée. Les principales variations du signal argileux correspondent au passage d'assemblages dominés par l'illite et des interstratifiés I/S R1 à des assemblages à quatre composants minéralogiques dominés par l'illite et la kaolinite (fig. 2.19). Cette transition s'effectue un peu avant la fin de la sous-zone à Trezeense (horizon à Leckenbyi) de la zone à Athleta du Callovien supérieur, dans des marnes de couleur rouille. Le premier niveau au-dessus de la surface durcie perforée avec indice d'émersion au sein de la zone à Athleta (sous-zone à Collotiformis) se marque par une diminution des interstratifiés de type R1 et une augmentation de la kaolinite. Le Callovien supérieur, l'Oxfordien inférieur et moyen ne montrent pas de grandes variations si ce n'est quelques fluctuations des proportions d'illite, d'I/S R1 ou de kaolinite. A partir du changement minéralogique de la sous-zone à Trezeense, chlorite, kaolinite et illite varient dans le même sens à l'opposé des interstratifiés R1. Les interstratifiés I/S R0 sont relativement constants et semblent évoluer indépendamment des autres familles de minéraux argileux. Deux pics montrant un enrichissement en I/S aux dépens de l'illite, de la kaolinite et de la chlorite sont enregistrés au passage des zones Mariae/Cordatum et au sommet de Cordatum. L'évolution du quartz de la fraction <2 µm, présente trois zones d'enrichissement: au niveau de la transition minéralogique, au sein de la zone à Mariae et au sein de la zone à Plicatilis (sous-zone à Vertebrale).

Le signal de la minéralogie des argiles est totalement opposé à celui identifié dans les coupes dilatées en milieu d'offshore inférieur distal. Non seulement le changement minéralogique majeur au sein de la sous-zone à Scarburgense n'est pas enregistré mais un deuxième changement minéralogique de nature et d'âge différent est mis en évidence. L'identification de kaolinite en fortes proportions dès le Callovien supérieur est surprenante puisque cette famille de minéraux argileux n'est enregistrée nul part ailleurs à la même époque dans l'Est du bassin de Paris. Une relation peut être établie entre la présence de ce minéral, les conditions paléobathymétriques de plus faible tranche d'eau (offshore supérieur proximal) et les stades d'émersion reconnus. L'origine de ce minéral, fréquemment associé à la formation de sols sous un climat chaud et humide (Milot, 1964 ; Chamley, 1989) pourrait traduire l'existence de terres émergées au Sud où se développe vraisemblablement une végétation importante responsable des apports de rameaux feuillés identifiés dans les marnes du Callovien supérieur (Collin 2000).

2.3 - Coupes du Jura français

Les assemblages argileux du Callovien-Oxfordien sont étudiés dans le domaine jurassien à la limite entre le Bassin de Paris et le bassin subalpin, afin de tester l'influence de la paléogéographie sur le message terrigène et d'identifier les sources du matériel détritique. L'Oxfordien moyen y sera traité grâce à l'étude de coupes retenues dans le cadre du projet « transect oxfordien » animé par le GFEJ afin de comparer le signal avec celui enregistré dans l'Est du Bassin de Paris.

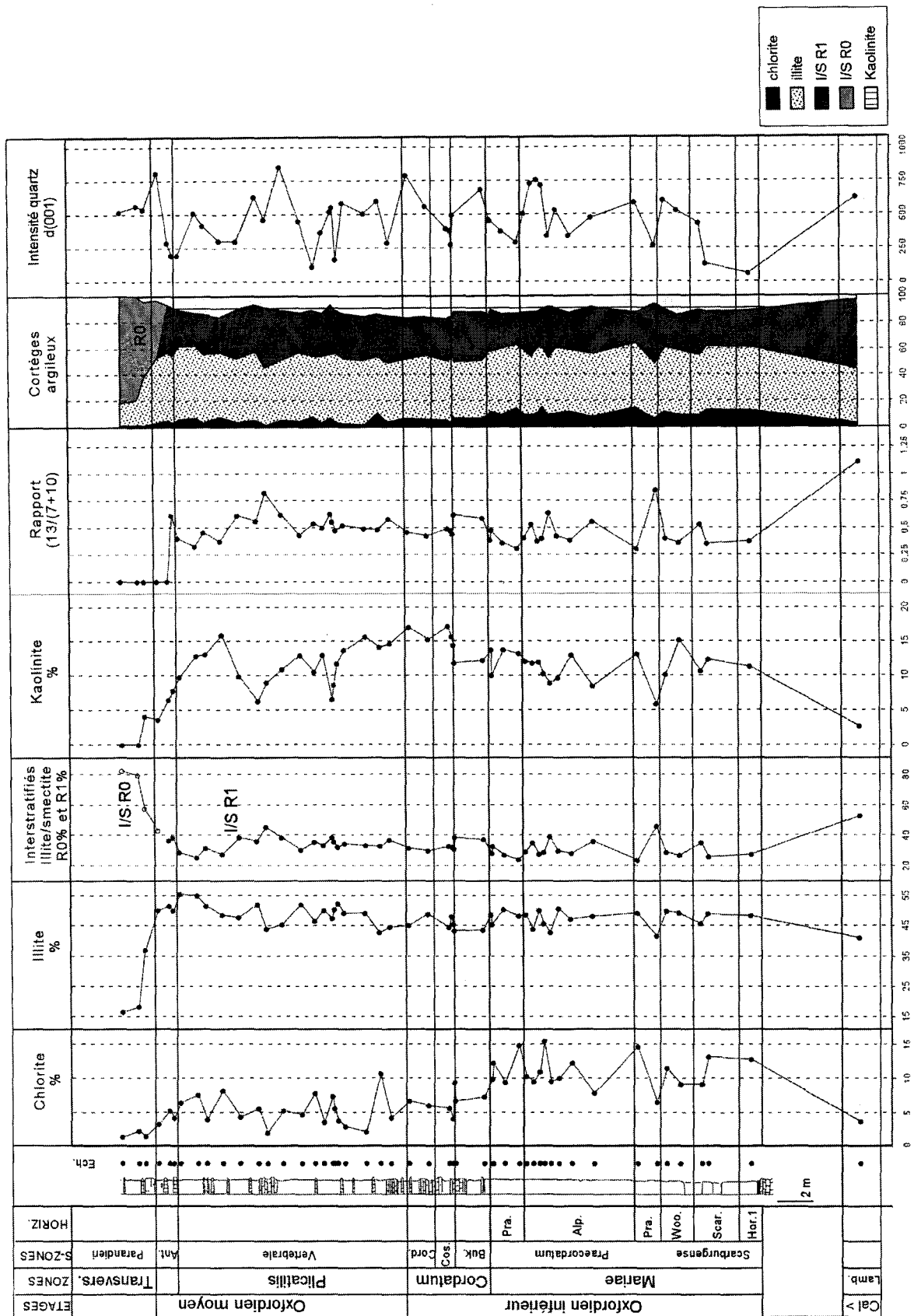


Fig. 2.20 – Evolution minéralogique de la fraction <math>< 2\mu\text{m}</math> du Callovien moyen à l'Oxfordien moyen de la coupe de Crotenay (Jura). Levé lithologique et datations Courville *et al.*, 2000). Un levé lithologique plus complet est fourni en annexe.

2.3.1 - La coupe de Crotenay : coupe de référence du domaine jurassien pour le Callovo-Oxfordien

2.3.1.1 - Les données antérieures : calage biostratigraphique et données sédimentologiques

La coupe de Crotenay (Jura) comprend des terrains datés de l'Oxfordien inférieur (zone à Mariae, sous-zone à Scarburgense) à l'Oxfordien moyen (zone à Transversarium) avec une résolution à l'horizon ou à la sous-zone d'ammonite et constitue probablement la meilleure coupe connue présentant les faciès argileux de l'Oxfordien inférieur et moyen de la région (Courville *et al.*, 2000). D'une épaisseur totale de 37 m, la série comprend les Marnes à renggeri, les Couches de Passage et les couches de Birmensdorf. Il est possible d'y reconnaître la zone à Mariae (16 m) sous forme de marnes sombres homogènes, la zone à Cordatum (4,50 m) à alternance de marnes et calcaires argileux et niveaux repères riches en brachiopodes, la zone à Plicatilis (14 m) à dominante marneuse où s'intercalent des bancs calcaréo-marneux, marqué au sommet par des spongiaires abondants et le début de la zone à Transversarium (Courville *et al.*, 2000, fig. 2.20 et annexe). D'après les reconstitutions paléogéographiques proposées par Enay *et al.* (1984), cette coupe appartient à un domaine de plate-forme externe distale en limite de talus.

2.3.1.2 - Minéralogie des argiles

De l'Oxfordien inférieur (base de la sous-zone à Scarburgense) à l'Oxfordien moyen (sous-zone à Vertébrale) les assemblages argileux peu variables sont dominés par de l'illite (40-55 % en proportion relative), des interstratifiés I/S R1 (20-40 %), de la kaolinite (5-20 %) et de la chlorite (0-15 %, fig. 2.20). Un seul échantillon du Callovien moyen montre un cortège argileux plus riche en interstratifiés R1. Un changement minéralogique important est enregistré à partir de la sous-zone à Antecedens (Oxfordien moyen). Il se marque par une diminution progressive mais relativement rapide (une sous-zone d'ammonite) de l'illite, de la kaolinite et de la chlorite au profit d'interstratifiés I/S R0. Les interstratifiés I/S R1 disparaissent complètement au niveau du changement minéralogique et la kaolinite disparaît peu après dans la sous-zone à Parandieri. Ce changement est de même nature que celui enregistré dans l'horizon à Woodhamense de l'Est du Bassin de Paris mais se produit bien plus tardivement. Un changement minéralogique majeur est donc enregistré dans le Jura cinq sous-zones d'ammonite (soit au minimum 1,32 Ma d'après les chartes proposées par Jacquin *et al.*, 1998) par rapport à celui enregistré sur l'Est du Bassin de Paris.

Dans l'intervalle Oxfordien inférieur – Oxfordien moyen jusqu'à la sous-zone à Vertébrale, des périodes à plus fortes teneurs en kaolinite sont identifiées : de la sous-zone à Costicardia au début de Vertébrale et au sommet de la sous-zone à Vertébrale. Les proportions de ce minéral argileux évolue parallèlement avec celles d'illite et de chlorite et en opposition avec les interstratifiés. Les variations de la teneur en quartz de la fraction < 2µm semblent indépendantes des variations de la minéralogie des argiles.

Illite et chlorite étant des minéraux argileux primaires résultant généralement de l'érosion du socle et du transport depuis le continent jusqu'au milieu marin (Millot, 1964 ; Chamley, 1989), une origine détritique de la kaolinite qui varie de la même façon est par conséquent envisagée. La fluctuation de ce minéral pourrait refléter des variations de la pédogenèse sur les terres émergées.

L'absence de changement au sein de Scarburgense et l'enregistrement d'un changement minéralogique dans la sous-zone à Antecedens suggèrent l'influence de la paléogéographie (barrières topographiques, pièges sédimentaires, courants marins différents...) sur la préservation du matériel terrigène entre le Bassin de Paris et le domaine jurassien à l'Oxfordien inférieur si on admet qu'aucune influence diagénétique ne vient perturber le signal argileux (cf § 3).

2.3.2 - Signal argileux de l'Oxfordien moyen des coupes de Bonnevaux-le-Prieuré, Le Pontet et Giron

2.3.2.1 - Les données antérieures : calage biostratigraphique, données lithologiques et environnements de dépôt

La coupe de Bonnevaux-le-Prieuré à proximité d'Ornans (Doubs) est la plus septentrionale des coupes étudiées dans le Jura. Elle appartient, d'après les reconstitutions paléogéographiques proposées par Enay *et al.* (1984), à un domaine récifal de plate-forme interne. Quatre formations carbonatées y sont reconnues : les Couches de Bonnevaux, les Calcaires de Dôle, l'Oolithe corallienne de Pagnoz et les Calcaires de Clerval (fig. 2.21). Les calcaires de Bonnevaux correspondent à un mudstone à pellets et spicules avec présence de silex au

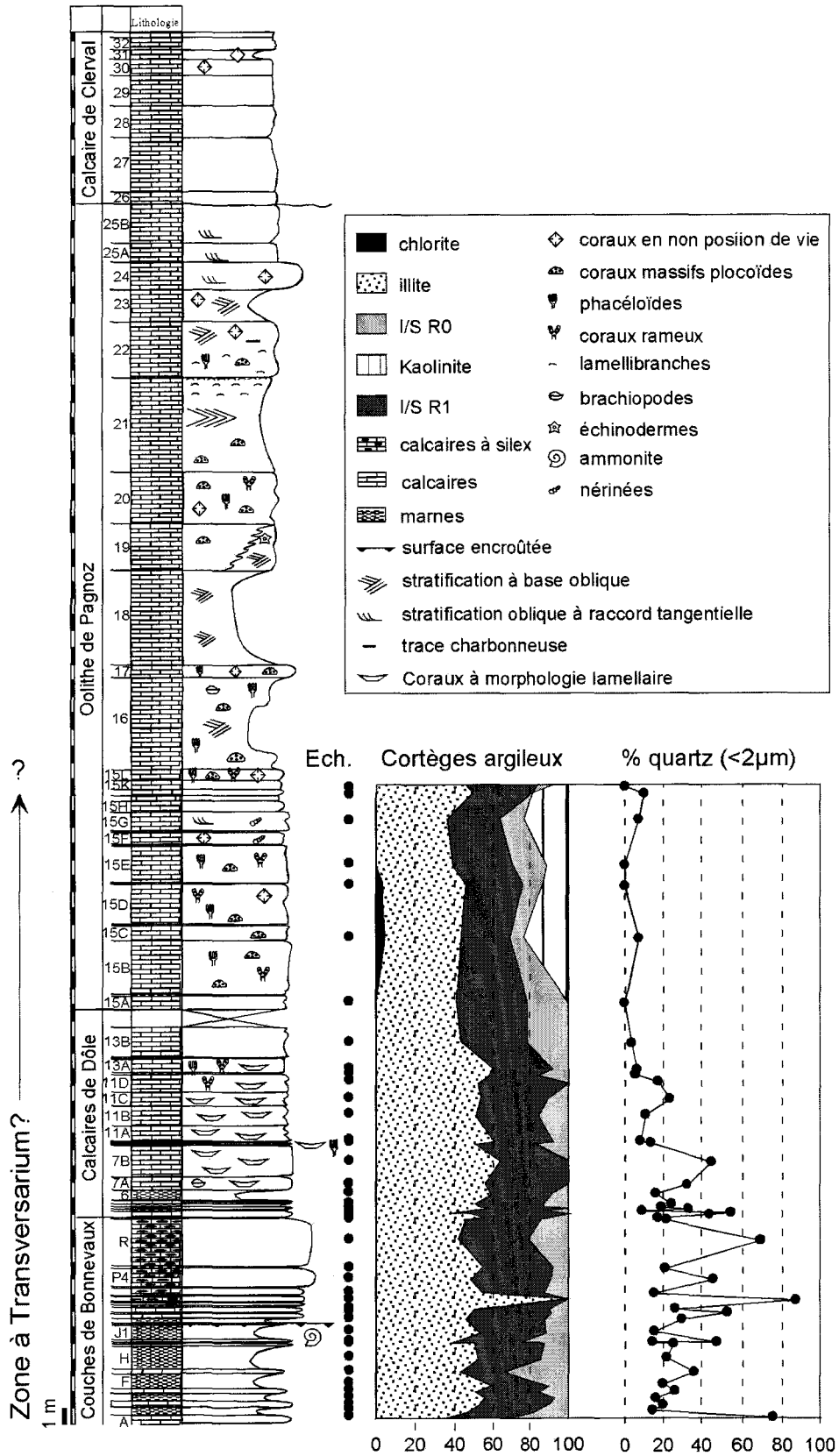


Fig. 2.21 – Evolution minéralogique de la fraction <2µm de l'Oxfordien moyen de la coupe de Bonnevaux-le-Prieuré (Jura). Levé lithologique et numérotation des bancs: Habrand (1998). La base de la coupe pourrait coïncider avec la limite Plicatilis/Transversarium (Bouhamdi, 2000). L'âge Transversarium est établi sur la base de corrélation.

sommet. Les Calcaires de Dôle marquent l'installation de madréporaires dominés par des formes pionnières lamellaires. L'Oolithe Corallienne de Pagnoz correspond à un environnement de type shoreface à niveaux construits de madréporaires et à zones plus protégées (Bouhamdi, 2000). En l'absence de faunes d'ammonites, les datations sont peu précises et les corrélations difficiles avec les coupes de bassin. Si un âge oxfordien moyen semble bien établi (Enay *et al.*, 1988), l'identification de la zone à *Transversarium* ou la localisation de la limite *Plicatilis/Transversarium* semblent plus délicate même si une tentative de corrélation est proposée par Bouhamdi (2000) qui place cette limite à la base de la coupe.

La coupe du Creux-du-Giron à proximité de Moirans (Jura), 80 km au Sud de Bonnevaux-le-Prieuré et 30 km au Sud de Crotenay est datée de l'Oxfordien moyen (zone à *Plicatilis*, sz. Vertébrale à zone à *Transversarium*, sz. Rotoïdes). Les formations correspondantes sont les calcaires hydrauliques à alternance de marnes grises et calcaires fins et les Couches d'Effingen. Les calcaires hydrauliques équivalents latéraux des Couches de Birmensdorf se distinguent de ces dernières par l'absence de biohermes à spongiaires. Ils sont toutefois et notamment dans la partie inférieure de la coupe riches en spicules d'éponge (Démospouges *Geodiidae*, Bouhamdi, 2000). Cette coupe présente le faciès caractéristique à alternances marnes/calcaires regroupées en faisceaux de l'Oxfordien moyen (fig. 2.22). Les faisceaux de bancs carbonatés et certains bancs carbonatés épais constituent des repères lithologiques (R1 à R7) corrélables à l'échelle du bassin subalpin, de la bordure vivaro-cévénole à la partie méridionale du Jura (Gaillard & Rolin, 1988 ; Gaillard *et al.*, 1996 ; Bouhamdi, 2000).

La coupe du Pontet à 10 km environ au Sud-Est de la coupe du Creux-du-Giron est levée dans la formation des Couches de Birmensdorf jusqu'à la limite des sous-zones Schilli/Rotoïdes. Au-dessus lui succède la formation des Couches d'Effingen (fig. 2.23). La lithologie est semblable à celle du Creux-du-Giron et l'individualisation des faisceaux permet une bonne corrélation avec la coupe du Creux-du-Giron et les coupes du bassin subalpin méridional. Celle-ci se marque par la présence de biohermes à spongiaires (Gaillard, 1983) et d'une faune benthique fortement diversifiée (Bouhamdi, 2000). Compte tenu de l'abondance de cette faune benthique et notamment des nombreuses éponges siliceuses (*Hexactinellides* et *Lithistides*), de la présence d'encroûtements algaires et de l'absence de figures sédimentaires marquant un hydrodynamisme prononcé, un environnement de dépôt de type circalittoral en zone photique profonde est proposé, les biohermes à spongiaires formant une frange en bordure de plate-forme externe et limite de talus (Gaillard, 1983 ; Enay *et al.*, 1984).

2.3.2.2 - Minéralogie des argiles

2.3.2.2.1 - Coupe de Bonnevaux-le-Prieuré

L'étude des cortèges argileux est limitée à la partie inférieure de la coupe. Ils sont constitués d'une forte proportion d'illite (40 à 50 %) et d'interstratifiés I/S R1 et R0 (40 à 50 %, fig. 2.21). Elle est associée à de faibles proportions de chlorite (0-5%) dans quelques niveaux. L'apparition de kaolinite (jusqu'à 20 %) aux dépens des interstratifiés I/S à partir du banc 15A constitue le phénomène majeur enregistré sur cette coupe. Quelques variations dans la proportion de l'illite peuvent également être observées avec un enrichissement dans la formation des Calcaires de Dôle. Un échantillon très riche en illite est mis en évidence dans le banc N, mais la mauvaise cristallinité des argiles liée à une forte proportion en quartz de la fraction $<2\mu\text{m}$ ne permet pas d'exclure la présence d'interstratifiés. L'évolution de la teneur en quartz ($<2\mu\text{m}$) montre un enrichissement très net à la base de la coupe dans les Couches de Bonnevaux et le début des Calcaires de Dôle. Les accidents siliceux sont reconnus à la base de la coupe et associés à la présence de nombreux spicules d'éponges. De nouveau, l'augmentation de la teneur en quartz de la fraction argileuse traduit la néoformation de petits cristaux de quartz à partir de la silice libérée par les organismes à minéralogie originelle siliceuse.

2.3.2.2.2 - Coupe du Creux-du-Giron

Les assemblages argileux relativement complexes correspondent à un mélange dominé par l'illite (25-40 %) et les interstratifiés I/S R1 et R0 (20-35 %), auxquels sont associés des proportions moindres de chlorite, de kaolinite et d'interstratifiés irréguliers chlorite/smectite (C/S). Un changement minéralogique similaire à celui observé sur la coupe de Bonnevaux-le-Prieuré se produit au-dessus du repère R4 (apparition de kaolinite en proportion voisine de 20%, augmentation de la teneur en illite et chlorite, disparition d'interstratifiés I/S R0 au profit d'interstratifiés I/S R1, fig. 2.22). Ce changement s'effectue à partir du repère R4 dans la sous-zone à Schilli. La partie inférieure de la coupe se marque par des zones à mélange d'interstratifiés I/S R1 et R0 (base de la coupe et repère R2). La teneur en interstratifiés C/S mineure (5%) est constante sur l'ensemble de la coupe. Les variations des cortèges argileux sont indépendantes de la lithologie. L'évolution de la teneur en quartz de la fraction argileuse est également voisine de celle observée à Bonnevaux-le-Prieuré. Une nette diminution est

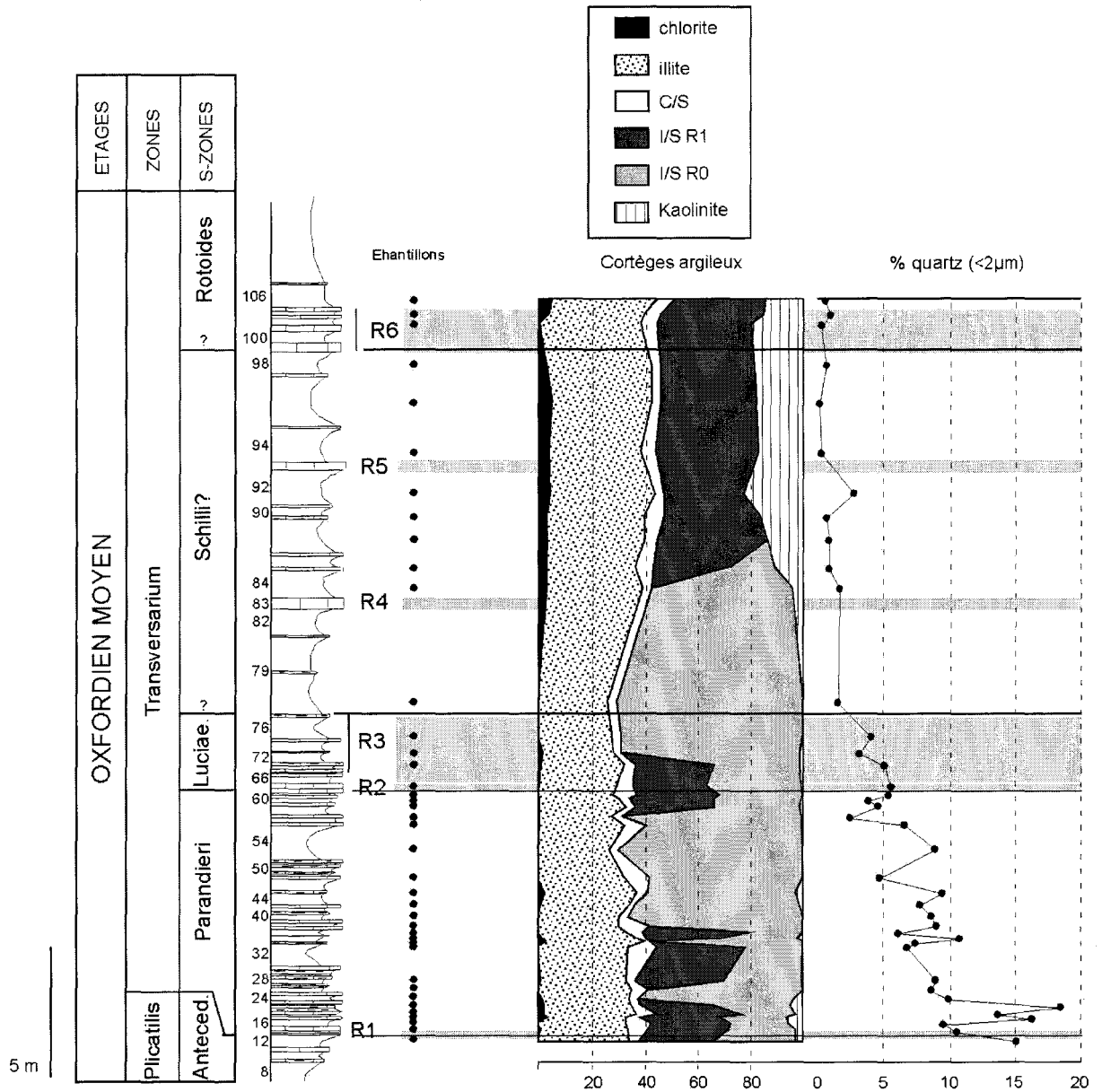


Fig. 2.22 – Evolution minéralogique de la fraction $<2\mu\text{m}$ de l'Oxfordien moyen de la coupe du Creux-du-Giron (Jura). Levé lithologique et numérotation des bancs: GFEJ.

enregistrée depuis la base de la coupe jusqu'au toit du faisceau repère R3. De nouveau cette tendance se corrèle avec la diminution de la proportion de spicules d'éponges dans le sédiment du bas en haut de la coupe. Ces indications minéralogiques sont cohérentes avec les observations de Gaillard (1983).

2.3.2.2.3 - Coupe du Pontet

Les assemblages argileux sont composés de chlorite, d'illite, d'interstratifiés I/S R1, I/S R0, C/S et de kaolinite (fig. 2.23). Chlorite et interstratifiés C/S sont seulement présents à l'état de traces. Aucun changement

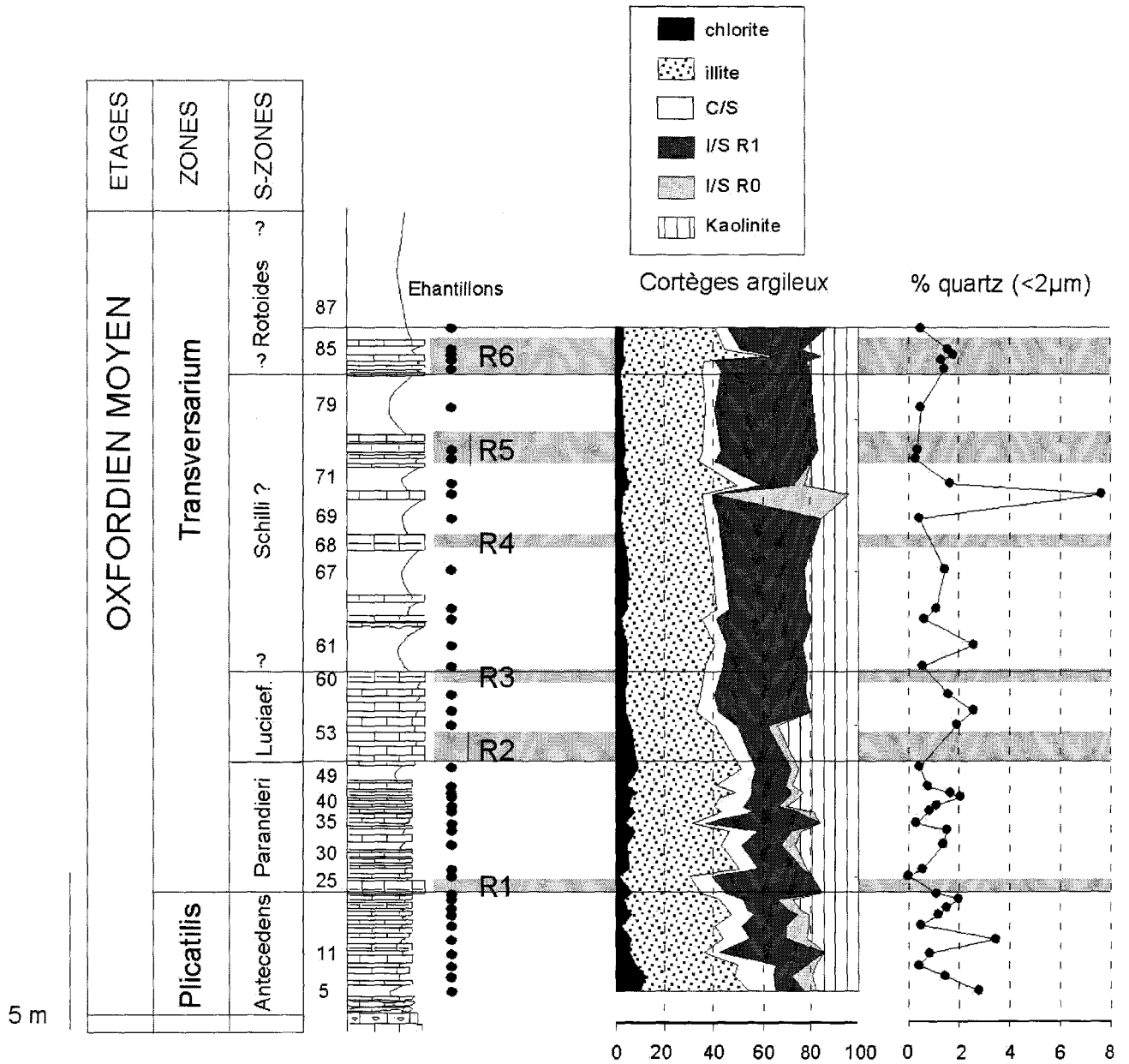


Fig. 2.23 – Evolution minéralogique de la fraction <math><2\mu\text{m}</math> de l'Oxfordien moyen de la coupe du Pontet (Jura). Levé lithologique et numérotation des bancs: GFEJ.

minéralogique important n'est enregistré. Seules quelques fluctuations dans les proportions de kaolinite, d'interstratifiés I/S R1 et d'illite sont visibles dans la partie inférieure de la coupe. Ces fluctuations sont corrélables avec la teneur en quartz de la fraction argileuse (faibles concentrations de quartz associées aux cortèges dominés par des interstratifiés I/S). Dans la partie haute de la coupe, un échantillon particulier (banc 70) est caractérisé par l'absence d'I/S R1, au profit d'I/S R0 et la diminution de kaolinite. Il possède également une teneur élevée en quartz de la fraction <math><2\mu\text{m}</math>. L'influence de la lithologie est bien marquée pour cet échantillon, l'enrichissement en quartz pourrait traduire la présence de silicifications associées à la présence d'éponges. L'absence de changement minéralogique (apparition de kaolinite au-dessus de R4) avait déjà été signalée par Gaillard (1983).

En résumé, les coupes du Jura correspondant à des environnements variables à faciès carbonatés de plate-forme interne ou à alternances marnes/calcaires fins de plate-forme externe distale montrent des changements importants dans les cortèges argileux :

1) un premier changement majeur est enregistré à la fin de la zone à Plicatilis. Il est marqué par l'arrivée d'I/S R0 aux dépens d'I/S R1, la diminution d'illite et la disparition de kaolinite. Ce changement est semblable à celui identifié dans les forages ANDRA mais intervient plus tardivement.

2) un deuxième changement minéralogique se marque par l'arrivée de kaolinite au sein de la zone à Transversarium (sous-zone à Schilli). Deux coupes l'enregistrent (Bonnevaux-le-Prieuré, Creux-du-Girons) mais le manque d'informations biostratigraphiques ne permet pas d'apprécier le caractère synchrone ou diachrone de ce changement. En revanche celui-ci n'existe pas dans une coupe un peu plus distale en bordure de talus (le Pontet).

2.4 - Le Callovien et l'Oxfordien de la bordure ardennaise

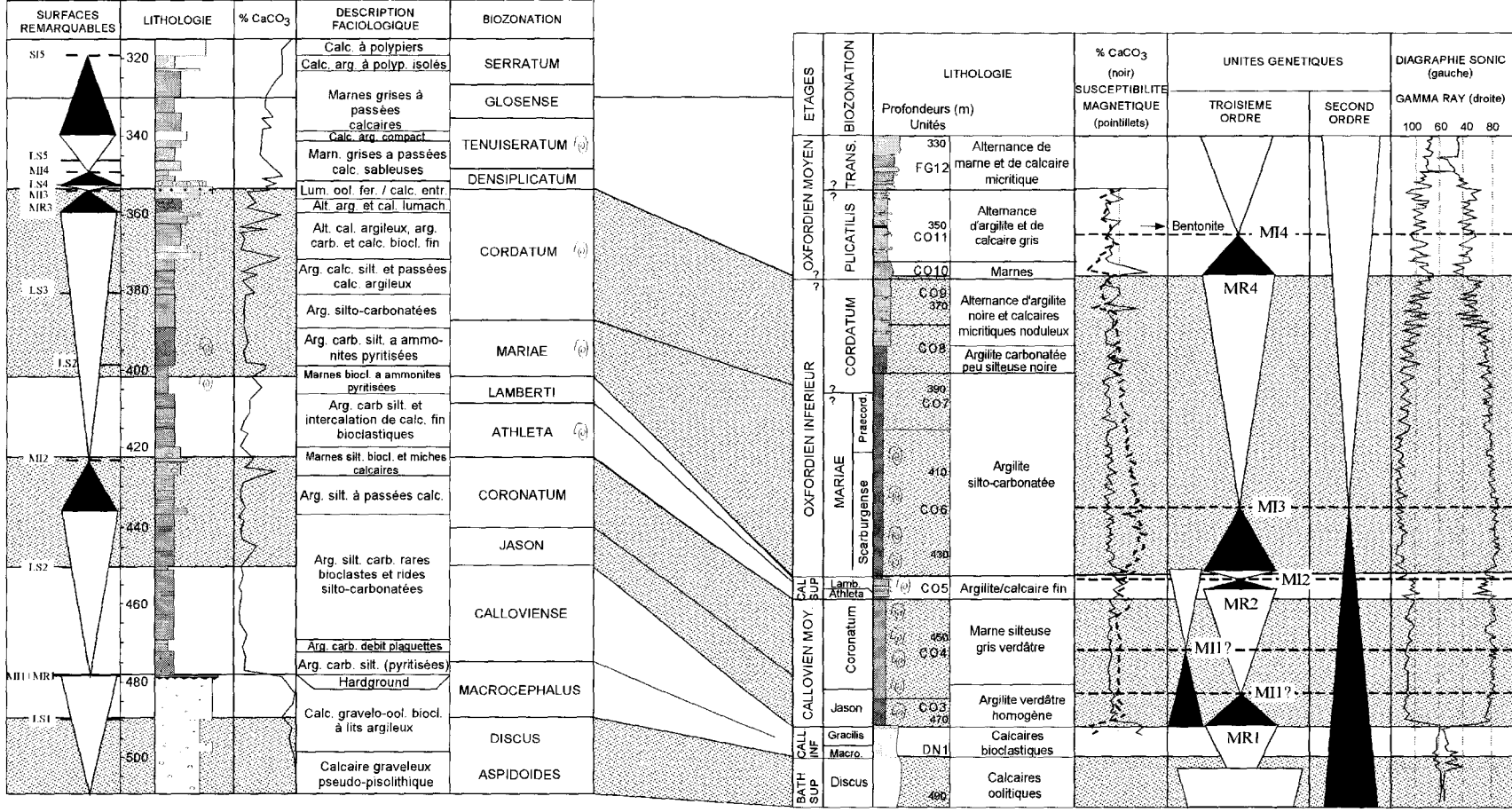
2.4.1 - Forage A 901

2.4.1.1 - Données lithologiques, biostratigraphiques et séquentielles

Le forage A901 réalisé en 1989 par l'ANDRA à proximité de Montcornet (Aisne, fig. 2.26) traverse les terrains du Coniacien au Dévonien inférieur (1123 m de profondeur) et recoupe les dépôts du Callovien et de l'Oxfordien entre 220 et 490 m. L'analyse des faciès a été réalisée par le BRGM (rapport ANDRA 621RPBRG-91 003, 1991) et complétée par des observations de carottes pour la partie callovo-oxfordienne (Lefrançois, 1995). Les données biostratigraphiques sont basées sur la détermination des foraminifères, des nannofossiles, des ostracodes, des pollens et des ammonites (BRGM, 1991) et complétées par des déterminations d'ammonites réalisées par D. Marchand (Lefrançois, 1995). L'évolution lithologique est semblable à celle enregistrée dans l'Est du Bassin de Paris (fig. 2.24) : les derniers niveaux calcaires à passées oolithiques riches en lamelibranches et crinoïdes sont datés du Bathonien terminal au Callovien inférieur. Une surface durcie marque le passage à des marnes argileuses calloviennes, à ammonites et lamelibranches pyritisés. Le passage Callovien/Oxfordien est caractérisé par l'abondance de petites ammonites pyritisées, alors que l'Oxfordien inférieur est riche en terriers pyritisés. Le sommet de l'Oxfordien inférieur comprend des niveaux à oolithes ferrugineuses et se marque par une augmentation du taux de carbonate. Enfin l'Oxfordien moyen est associé à des calcaires récifaux macroporeux à gros polypiers. Le détail de la lithologie et du découpage biostratigraphique est résumé sur la figure 2.24). La dominance de *Cardioceratinae* parmi les faunes d'ammonites et la présence de *mytilidae* et de *rhynchonelles* suggèrent une profondeur de dépôt relativement faible (50 m). La conservation d'apophyses et de valves de lamelibranches en connexion traduit un milieu calme (Lefrançois, 1995, Lefrançois *et al.*, 1996).

Malgré l'incertitude biostratigraphique respective des forages A901 et HTM 102, la corrélation des deux sondages distants de plus de 150 km, permet de visualiser à l'échelle de la zone d'ammonite la géométrie des corps sédimentaires. L'évolution lithologique et l'épaisseur de la série argileuse sont relativement voisines (130-150 m pour HTM 102/MSE101, 155 m pour A901), mais on constate un net diachronisme dans l'arrivée du matériel terrigène, daté au passage Callovien inférieur/moyen dans HTM 102 alors que celui-ci est daté de la première zone d'ammonite (*Z.* à *Macrocephalus*) dans le forage A901. Le Callovien inférieur y est par ailleurs beaucoup plus développé atteignant 40 m alors qu'il ne présente que 10 m au niveau du forage HTM 102. De même le Callovien supérieur est bien développé dans le forage A901 (20 m) alors que celui-ci est très condensé (inférieur à 5 m) au niveau d'HTM 102. L'ensemble à passées plus carbonatées du Callovien supérieur identifié sur HTM 102 (unité CO5) est observable plus bas dans la série sur le forage A901 (fin de la zone à *Coronatum*, début de la zone à *Athleta*). En revanche dans les deux cas, les faunes d'ammonites sont abondantes au Callovien supérieur suggérant des taux de sédimentation plus faibles. Les niveaux à oolithes ferrugineuses du passage Oxfordien inférieur/moyen n'ont pas été mis en évidence sur les forages de Haute-Marne/Meuse mais correspondraient à l'unité plus carbonatée CO10 (ANDRA, 2001). La position des surfaces remarquables au sein de l'épisode callovo-oxfordien argileux proposée pour le forage A901 (BRGM, 1991) reste relativement éloignée des propositions faites pour HTM 102. Seule la base et le sommet des forages présentent des surfaces a priori corrélables (MR1, MR4, M14). Si l'on considère une surface d'inondation maximale de deuxième ordre au sein de *Mariae* comme nous le proposons pour l'Est du Bassin de Paris, il apparaît dès lors une augmentation des épaisseurs des dépôts transgressifs (Bathonien supérieur à Oxfordien inférieur) du Sud vers le Nord et une diminution des épaisseurs des dépôts régressifs (Oxfordien inférieur à Oxfordien moyen) selon la même direction. Ce schéma s'accorde bien avec la position plus proximale du forage A901 sur la plate-forme ardennaise et les conditions de préservation différentielle des dépôts transgressifs/régressifs le long d'un profil de dépôt proximal/distal (partitionnement volumétrique selon Sonnenfeld & Cross, 1993).

Fig. 2.24 – Biostratigraphie, lithologie et découpage séquentiel du forage A901 ANDRA (BRGM, 1991).
 Comparaison avec le forage HTM 102 ANDRA.



2.4.1.2 - Minéralogie des argiles

L'étude des cortèges argileux de ce forage sur l'intervalle Callovo-Oxfordien avait été réalisée sur environ 95 échantillons à l'université de Lille dans le cadre d'une collaboration avec l'ANDRA (Debrabant *et al.*, 1992).

Dans le forage A901 où la succession des terrains et l'échantillonnage sont les plus complets, les assemblages argileux sont composés par des interstratifiés I/S R0 (assimilés à des smectites) en très fortes proportions (jusqu'à 90%), de l'illite, de la kaolinite et dans des proportions mineures de la chlorite, des interstratifiés I/S désordonnés R1 et C/S (fig. 2.25). La proportion relative de chaque minéral argileux et le rapport des pics d'I/S R0 sur l'illite (17/10) permet d'identifier différentes zones minéralogiques. La première, datée du Bathonien inférieur et Callovien inférieur, se marque par la dominance de kaolinite et d'illite puis d'interstratifiés I/S R1. La seconde correspond à un changement minéralogique important et progressif se traduisant par la diminution de kaolinite et d'I/S R1 au profit d'I/S R0. Kaolinite, illite et I/S R1 s'opposent aux I/S R0, le rapport de pic 17/10 rend bien compte de ce changement minéralogique. Enfin une troisième zone est largement dominée par des I/S R0 et dans une moindre mesure par l'illite. Quatre sous-zones peuvent être identifiées au sein de cette zone, les sous-zones 3b et 3d se caractérisant par une augmentation d'illite et la présence de kaolinite aux dépens d'I/S R0. Dans le détail, le rapport du pic 17/10 montre des fluctuations à plus haute fréquence des variations de la proportion d'illite et d'I/S R0.

La comparaison du signal de la minéralogie des argiles de ce forage avec les données des forages ANDRA permet de mettre en évidence :

- 1) l'absence du changement minéralogique majeur enregistré dans l'Est du Bassin de Paris dans la sous-zone à Scarborough, horizon à Woodhamense.
- 2) une évolution minéralogique à grande échelle semblable (diminution puis disparition de la kaolinite et augmentation brutale des I/S R0) mais diachrone et plus continue (diminution progressive de l'illite et de la kaolinite)
- 3) des zones de réapparition de kaolinite concomitantes avec l'augmentation d'illite
- 4) l'absence d'un deuxième changement minéralogique enregistré dans l'Oxfordien moyen et supérieur

Si l'influence de la diagenèse d'enfouissement est négligeable sur cette série (cf §3), il faut considérer des conditions de sédimentation des minéraux argileux différentes entre les deux sites, conditions qui peuvent refléter 1) des sources de matériel terrigène variables, 2) l'influence de la proximité des rivages, 3) la présence de zones de piégeage ou de courants alimentant les bassins de façon différentielle (cf § 4).

Il est également possible de s'interroger sur le changement minéralogique observé dans ce forage : s'agit-il d'un changement d'origine sédimentaire de même ordre et reflétant les mêmes causes que celui observé pour les forages ANDRA mais exprimé de manière plus précoce dans cette aire géographique ou d'un tout autre événement ? Faut-il voir un lien entre la zone 3b qui montre à petite échelle une évolution minéralogique semblable et de même âge que celle enregistrée dans l'Est du Bassin de Paris ?

2.4.2 - Coupes complémentaires du Callovien-Oxfordien de la bordure ardennaise

Les données d'analyse de faciès et d'argiles du forage ont pu être complétées par Lefrançois (1995) par l'étude de la coupe de Dommery, 30 km à l'Est. Des données personnelles complémentaires (lever de coupe et analyse de 73 échantillons par DRX) ont également été réalisées sur les coupes de Villers-le-Tourneur et Montigny-sur-Vence, 40 km à l'Est du forage A901, sur la coupe de Mont-Dieu 20 km au Sud-Est et par l'étude de forages de subsurface de GDF au Nord de Signy-l'Abbaye (fig. 2.26).

La coupe la plus complète a été levée à partir d'affleurements récents situés sur le tracé de la future autoroute A34 entre Neuvizy et Villers-le-Tourneur (Courville & Dudicourt, *in prep.*). Elle débute dans le Callovien supérieur (horizon à Praelamberti, comm. pers. P. Courville) par des niveaux calcaires silicifiés (faciès « gaize » oxfordienne ou faciès « dommery » suggérés par Lefrançois, 1995). Ces faciès s'étendent jusqu'à l'horizon à Elisabethae (base de l'Oxfordien inférieur) puis sont surmontées par des alternances marnes/calcaires jusqu'à la sous-zone à Costicardia. Des marnes plus claires à oolithes ferrugineuses datées de la sous-zone à Cordatum apparaissent sur quelques mètres, conformément aux observations de Boutier *et al.*, (1997). L'Oxfordien moyen se présente sous forme de marnes sombres où s'intercalent de rares bancs carbonatés noduleux avant de passer à des calcaires récifaux à spongiaires puis madréporaires. Les cortèges argileux sont très largement dominés par des I/S R0 (environ 90%) associés à 10 % d'illite et à des traces de chlorite. Aucune variation minéralogique majeure n'est enregistrée. Ces données sont cohérentes avec le forage A901 mais ne montrent pas la sous-zone minéralogique 3b, ni la présence de trace d'interstratifiés I/S R1 et C/S.

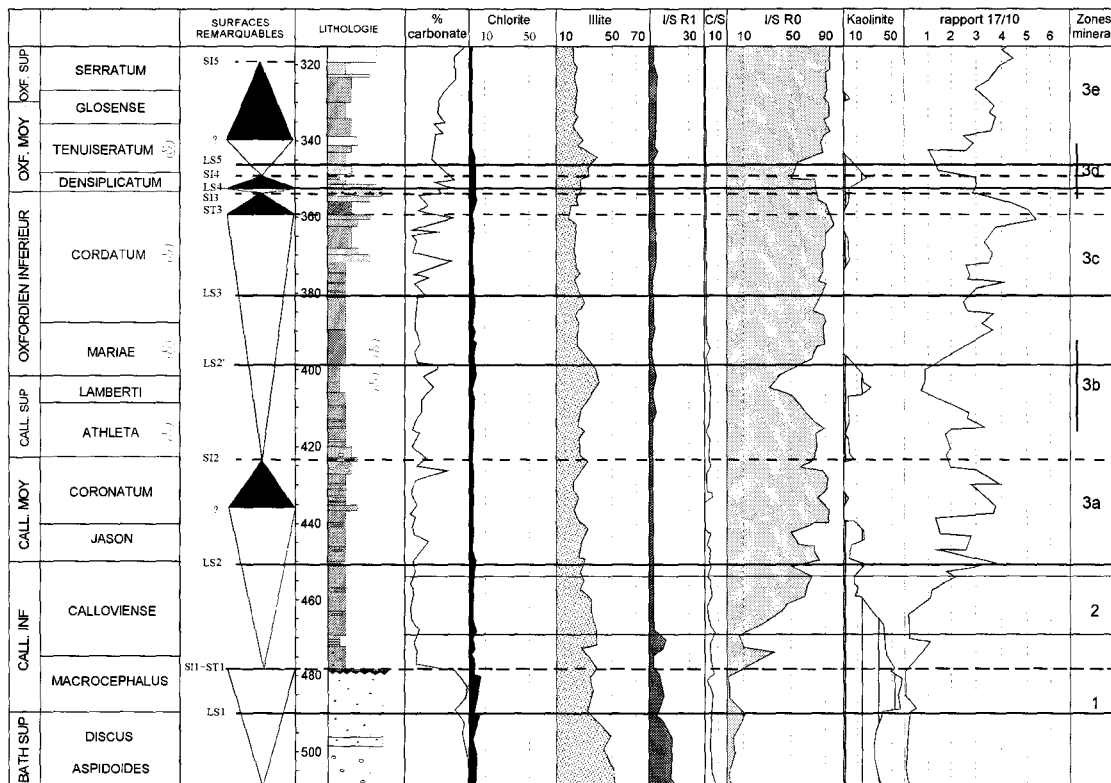


Fig. 2.25 – Evolution minéralogique (cortèges argileux et teneur en carbonate) du forage A901 ANDRA (Debrabant *et al.*, 1992). Individualisation de zones minéralogiques et comparaison avec le découpage séquentiel.

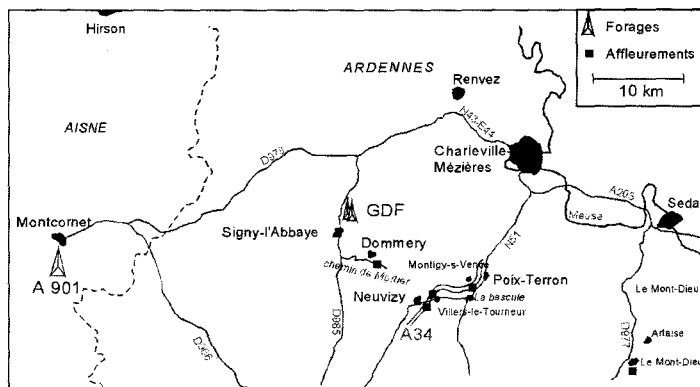


Fig. 2.26 – Localisation des affleurements et forages (profond: ANDRA et de subsurface: GDF) étudiés en Ardennes

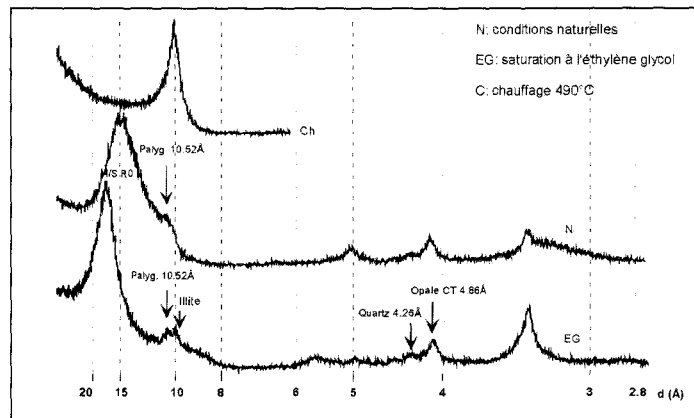


Fig. 2.27 – Diffractogramme caractéristiques de la coupe de Mont-Dieu. Mise en évidence de palygorskite associée à de l'opale dans des cortèges dominés par des smectites.

La coupe de Dommery d'une épaisseur de 70 m, a permis l'observation du Callovien supérieur et du début de l'Oxfordien inférieur (zone à *Mariae*, sous-zone à *Scarburgense*, Lefrançois, 1995 ; Lefrançois *et al.*, 1996). Après 10 m d'argiles azoïques, 35 m de bancs siliceux à « faciès gaize » permettent d'identifier les horizons à *Paucicostatum*, *Thuouxensis* et *Scarburgense*. Ils sont surmontés par des alternances d'argile et bancs silicifiés. L'étude des argiles par DRX révèle à nouveau la prédominance des interstratifiés I/S R0 (60-80%) associés à de l'illite (10-30%), des I/S R1, de la vermiculite, de la kaolinite, de la chlorite de manière sporadique de la palygorskite et des interstratifiés 14-14 à pôles smectitique, choritique et vermiculitique (Lefrançois, 1995). Ces associations complexes et les variations enregistrées dans l'abondance de l'illite aux dépens des I/S R0 semblent liées à la présence d'opale CT et de clinoptilolite abondante dans les niveaux siliceux qui ont été échantillonnés pour les analyses d'argiles (Lefrançois, 1995).

La coupe de Mont-Dieu a permis d'observer plus à l'Est, 4 m de l'extrême base de l'Oxfordien inférieur se présentant sous forme de calcaire argileux à débit noduleux et en plaquettes. Les cortèges argileux sont largement dominés par des I/S R0 (80-90%) alors que l'illite et la palygorskite sont identifiées en faible quantité. On note également la présence d'opale en forte proportion (fig. 2.27). La présence de palygorskite est peu commune dans les assemblages argileux du Callovo-Oxfordien et semble propre aux faciès oxfordiens enrichis en opale de la bordure ardennaise. La coexistence de ce minéral avec l'opale CT suggère une origine diagénétique. Des observations au MET de ces argiles fibreuses permettraient sans doute d'apporter des informations sur le caractère néoformé ou détritique de ce minéral.

La coupe au lieu dit la Rosière au Sud de Montigny-sur-Vence à 4 km à l'Est de Poix-Terron toujours sur le tracé de l'autoroute A34 permet d'observer les premiers mètres des sédiments argileux reposant au dessus des faciès carbonatés oolithiques. Seuls 4 m de coupe ont pu être levés dans des argiles sombres plastiques azoïques (fig. 2.28). L'absence de faunes d'ammonites ne permet pas de dater ces sédiments mais la proximité des calcaires oolithiques bioclastiques sous-jacents laisse supposer qu'il s'agit du Callovien inférieur si aucune discontinuité majeure n'est enregistrée par rapport au forage A901. La lithologie se compose de marnes argileuses homogènes sombres où s'intercalent de bancs marno-calcaires noduleux de couleur rouille parfois laminés et des niveaux lumachelliques centimétriques d'ostreïdés. Un banc carbonaté repère à nodules phosphatés et rhynchonelles est préservé dans la série. Des fragments centimétriques de bois flotté peuvent également être identifiés. La présence des niveaux d'accumulation de coquilles cassées à base érosive et les lamines observées suggèrent un environnement de dépôt gouverné par des tempestites distales, à la limite de l'offshore supérieur et inférieur (Pl. VI, photos A et B). Certains bancs se caractérisent par l'abondance de grains de quartz détritiques relativement gros (100-150µm, Pl. VI, photo C). Cette fraction terrigène, grossière par rapport à ce qui est enregistré à l'Est du Bassin de Paris (grains de quartz entre 40 et 100 µm), suggère un rapprochement des côtes.

Les cortèges argileux (16 échantillons) se composent d'interstratifiés I/S R0 et R1, d'illite, de chlorite et de kaolinite. Une évolution minéralogique est enregistrée sur ces quelques mètres et se marque par une augmentation importante d'I/S R0 (50 à 70%) aux dépens de la kaolinite (20 à 5%) et d'illite (20 à 10%). Cette évolution est conforme à la fois par l'identification des espèces minérales et leurs proportions respectives, à celle identifiée pour la zone minéralogique 2 du forage A901 (zone à Calloviense du Callovien inférieur).

Un échantillon prélevé dans un niveau de tempestite (au-dessus du banc repère à rhynchonelles) se marque par une légère augmentation des proportions de chlorite, illite et kaolinite. L'influence des tempêtes semble jouer ici un rôle sur la composition des cortèges argileux. Ces courants qui favorisent la remobilisation d'éléments plus grossiers depuis des zones plus proximales pourraient enrichir la fraction argileuse en minéraux sédimentant plus près des rivages comme l'illite, la kaolinite ou la chlorite de taille supérieure aux smectites ou interstratifiés.

A proximité de Signy-l'Abbaye, des forages GDF, d'une épaisseur de 20 m à dominante argileuse ont pu être étudiés. De nouveau et malgré une recherche soignée d'organismes fossiles sur les 20 m de carottes, aucune ammonite ou fragment d'ammonite déterminable n'a pu être identifié. Les faciès observés, semblables à ceux de la coupe de la Rosière, et l'absence de faunes d'ammonites pourraient suggérer qu'il s'agit de la base du Callovien. Il est toutefois nécessaire de rester prudent sur la valeur stratigraphique de ces dépôts, des attributions biostratigraphiques basées sur les microfaunes seraient souhaitables pour confirmer l'âge Callovien inférieur. Ces forages permettent cependant d'observer les faciès dans le détail (annexes) et de visualiser l'évolution minéralogique de la fraction argileuse. L'analyse faciologique permet d'identifier comme dans la coupe de la Rosière de nombreuses figures de tempestites distales sous forme de bancs à accumulation de coquilles brisées ou de bancs carbonatés à lamines obliques (HCS). Une faune benthique domine largement (*ostrea*, *pholadomyes*, *pecten*, *mytilidae*) associée à quelques traces de terriers pyritisés (*chondrites*) et fragments de bois flotté. Un intervalle de deux mètres montre la présence d'oolithes ferrugineuses dispersées dans une matrice argileuse jaunâtre. De nouveau, un environnement de type offshore supérieur à inférieur proximal peut être déduit. L'évolution des cortèges argileux se marque par le passage d'assemblages à illite, kaolinite et I/S R1 dominants à assemblages à I/S R0 dominants vers le haut.

Ce type d'évolution est du même ordre que celui des zones 2 et 3a du sondage A901 confortant l'idée d'un changement minéralogique majeur sur l'ensemble de la bordure ardennaise marqué par la diminution puis la disparition progressive de la kaolinite et des I/S R1 au profit d'I/S R0 à la limite Callovien inférieur/moyen. Le manque de données biostratigraphiques sur les coupes complémentaires ne permet pas d'apprécier le caractère synchrone ou diachrone de ce changement à l'échelle de la plate-forme ardennaise.

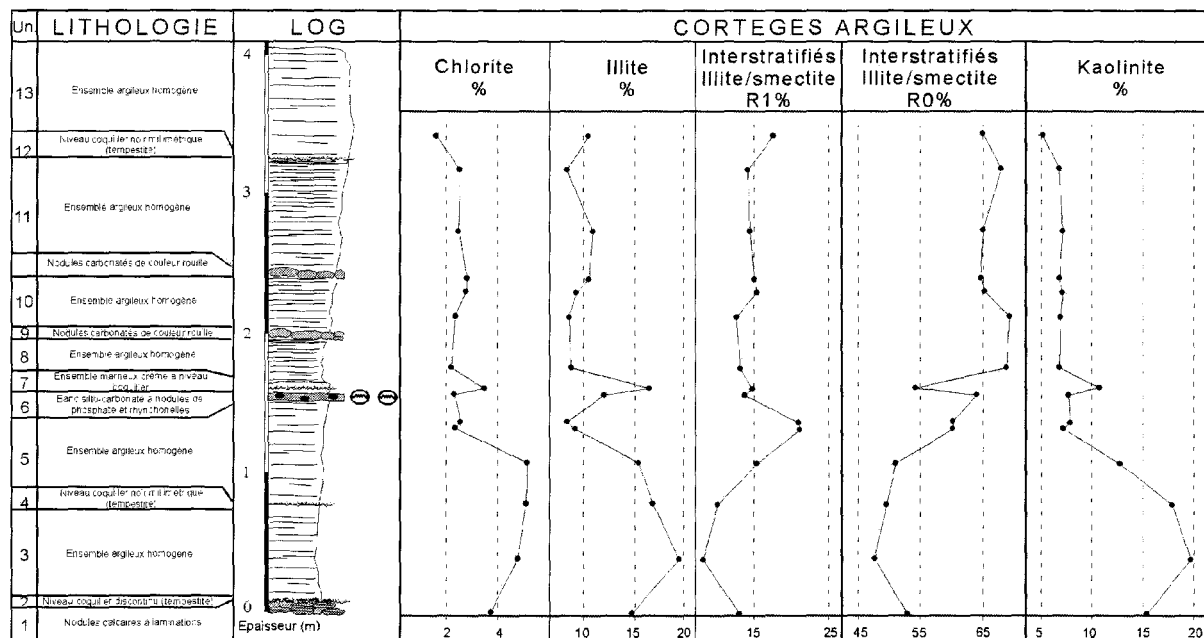


Fig. 2.28 – Biostratigraphie, lithologie et découpage séquentiel du forage A901 ANDRA (BRGM, 1991). Comparaison avec le forage HTM 102 ANDRA.

2.5 - Le Callovien et l'Oxfordien du Nord du Bassin de Paris : Boulonnais et Picardie

Peu de coupes où affleurent le Callovien et l'Oxfordien sont actuellement disponibles dans le Nord de la France. Le Callovien supérieur et le début de l'Oxfordien inférieur ont pu être levés sur les talus de la RN42 entre St Omer et Boulogne, entre les communes de Colembert et Le Wast. Par ailleurs deux forages profonds APO 1 bis (Boulogne) et Vermandovilliers (Somme) étudiés par Bonte (1979) puis Decommer (1981) permettent d'apporter quelques précisions sur la lithologie, le contenu palynologique et l'évolution des cortèges argileux. Plus récemment, deux forages carottés de 50 m au passage Oxfordien/Kimméridgien (Schnyder *et al.*, 2000) renseignent sur la stratigraphie, l'analyse sédimentologique et la minéralogie des argiles de la fin de l'Oxfordien moyen, début de l'Oxfordien supérieur (fin de la zone à Plicatilis début de la zone à Cautisnigrae) jusqu'au Kimméridgien inférieur.

2.5.1 - Les coupes de Le Wast et de Colembert

Ces deux coupes présentent 21 m de marnes sombres (Argiles de Montaubert et du Coquillot) à nombreuses faunes d'ammonites pyritisées, favorables à des datations à l'horizon d'ammonite (détermination D. Marchand) où s'intercalent quelques bancs carbonatés parfois bioclastiques (fig. 2.29). Les datations réalisées indiquent des âges calloviens supérieurs (sous-zone à Treezense) à oxfordiens inférieurs (sous-zone à Praecordatum). La lithologie, les faciès et le contenu faunique sont très proches des observations réalisées sur les formations équivalentes de la coupe d'Uzelot, situées 15 km au NE (Vidier *et al.*, 1993). L'analyse faciologique révèle une alternance de bancs centimétriques à décimétriques calcaréo-marneux à ammonites et lamellibranches, plus rarement gastéropodes, brachiopodes et échinodermes et des interbancs argileux à petites ammonites pyritisées, bélemnites, lamellibranches (*Gryphea*, *Pholadomya*) brachiopodes et nombreux fragments de bois, centimétriques à pluridécimétriques, plus ou moins pyritisés. Les premiers mètres argileux ont un caractère azoïque comme pour la coupe d'Uzelot où des remaniements de crocodiliens ont pu être identifiés. Les marnes s'enrichissent par la suite en ammonites pyritisées dont l'abondance est maximale au cours de la zone à

Lamberti. Les microfaciès effectués sur la majorité des bancs calcaréo-marneux se présentent sous forme de micrite partiellement recristallisée à nombreux fins lamellibranches (prodissoconques) et foraminifères (lenticulines), pyrite abondante et plages de phosphate jusqu'à la sous-zone à Scarbursgense (Pl. VI, photos E, G, H). En revanche ceux-ci se marquent par une augmentation très nette de la phase détritique grossière à partir de l'horizon à Praemartini (quartz abondants anguleux à subanguleux de 80-100 µm associés à des particules de muscovite, Pl. VI, photo F).

L'analyse des cortèges argileux des interbancs marneux (22 échantillons) indique des assemblages dominés par l'illite (40% en moyenne), des interstratifiés I/S R1 (30% en moyenne), la kaolinite (20-30%) et la chlorite (15% en moyenne). Aucune évolution importante n'est enregistrée, les proportions respectives de chaque minéral demeurent relativement constantes de même que les différents rapports de pics testés.

2.5.2 - Les forages APO 1bis (Boulogne) et de Vermandovilliers

Une dizaine d'échantillons du forage APO 1bis avaient été analysés sur l'ensemble des étages Callovien et Oxfordien (Decommer, 1981; Decommer & Chamley 1981). Les cortèges sont caractérisés par l'illite, des interstratifiés I/S désordonnés de type R1, des I/S R0 (ou smectite) la kaolinite et la chlorite. Les variations minéralogiques de la fraction argileuse sur ce forage montre une évolution comparable à celle enregistrée dans les forages ANDRA de l'Est du Bassin de Paris: illite et kaolinite dominantes au Callovien et à l'Oxfordien inférieur, I/S R0 dominant à l'Oxfordien moyen et supérieur, puis diminution des proportions d'I/S R0 au profit de l'illite et de la kaolinite à la fin de l'Oxfordien moyen. La principale différence concerne la conservation de la kaolinite (25%) pendant l'Oxfordien moyen. La très faible résolution d'échantillonnage ne permet pas de dater précisément le changement minéralogique. Le premier échantillon à I/S R0 dominant étant situé à la base de l'Oxfordien moyen, il semble probable que le changement minéralogique ait eu lieu au cours de l'Oxfordien inférieur.

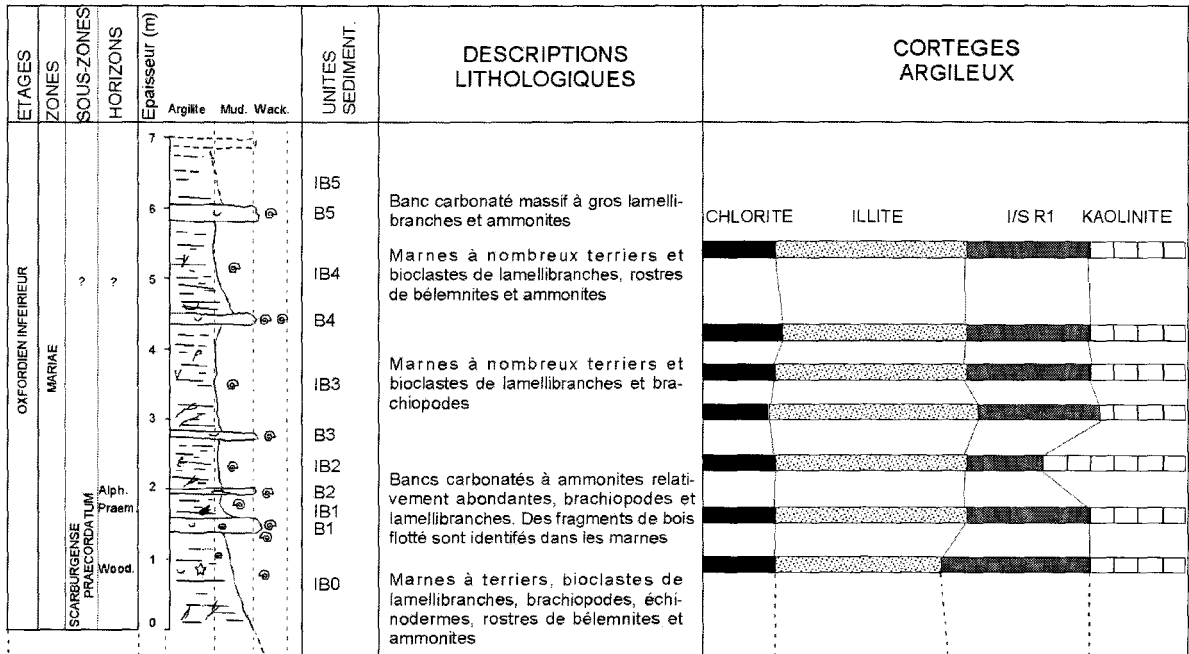
Le forage de Vermandovilliers, 130 km au Sud-Est est en position intermédiaire entre les forages APO 1bis et A901 (fig. 1.1). L'analyse de 16 échantillons d'argile traités en DRX sur l'ensemble des étages Callovien et Oxfordien (Decommer, 1981) permet d'observer une évolution minéralogique différente de celle enregistrée au niveau d'APO 1bis mais proche de celle du forage A901. L'apparition d'I/S R0 s'effectue au cours du Callovien. Ce minéral va dominer largement les assemblages argileux jusqu'à l'Oxfordien inférieur, le passage Oxfordien inférieur/moyen se marquant par une réapparition de la kaolinite et de l'illite. De nouveau, la faible résolution d'échantillonnage et l'absence de calage biostratigraphique précis ne permet pas positionner le changement minéralogique enregistré au Callovien.

Les affleurements et forages de la partie septentrionale du Bassin de Paris permettent d'identifier deux secteurs distincts matérialisant des provinces minéralogiques. Les sédiments du Boulonnais sont enrichis en illite et kaolinite durant l'ensemble du Callovien et Oxfordien inférieur (au moins jusqu'à la sous-zone à Praecordatum d'après la coupe de Colombert) puis des interstratifiés I/S R0 prennent le relais, à l'image de ce qui est enregistré dans l'Est du Bassin de Paris. En Picardie comme en Ardennes, les interstratifiés I/S sont largement dominants dès le Callovien (Callovien inférieur pour la bordure ardennaise). Cette répartition des minéraux argileux pourrait suggérer la présence de barrières paléogéographiques fonctionnant dès le Callovien empêchant une sédimentation homogène des minéraux argileux dans le bassin et ses bordures selon un schéma classique qui ne dépendrait que de facteurs paléobathymétriques (cf §4).

2.6 - Le Callovien-Oxfordien de la bordure occidentale du Bassin de Paris

La bordure orientale du massif armoricain et la partie méridionale du bassin anglais (Sud-Dorset) ont fait l'objet d'études détaillées (Hallam & Sellwood, 1968 ; Fily & Rioult, 1980 ; Chowdhury, 1982 ; Dugué, 1989, 1990, 1991, 1995 ; Rioult *et al.*, 1991 ; Norris & Hallam, 1995). Cette partie permettra de faire un rappel des principales modalités de la sédimentation, de l'évolution paléogéographique et de la distribution spatiale et temporelle des cortèges argileux sur la bordure occidentale du Bassin anglo-parisien, principalement sur la base des travaux de Dugué (1989, 1990 et 1991). La coupe de la « Falaise des Vaches Noires » (Villers-sur-Mer) a été revisitée en présence d'O. Dugué dans l'espoir d'y retrouver un ou plusieurs niveaux de bentonite. L'étude minéralogique de plusieurs horizons ocres ou blanchâtres, susceptibles de correspondre à des bentonites ne s'est pas révélée positive. Les données minéralogiques (argiles) recueillies sur cette coupe notamment dans l'Oxfordien inférieur, en complément des analyses déjà réalisées par Dugué (1989), confirment les observations de ce dernier sans montrer d'évolution particulière, on ne s'attardera donc pas à décrire ces cortèges où à les repositionner sur la coupe de la Falaise des Vaches Noires.

Coupe de Colembert (RN 42)



Coupe de Le Wast (RN 42)

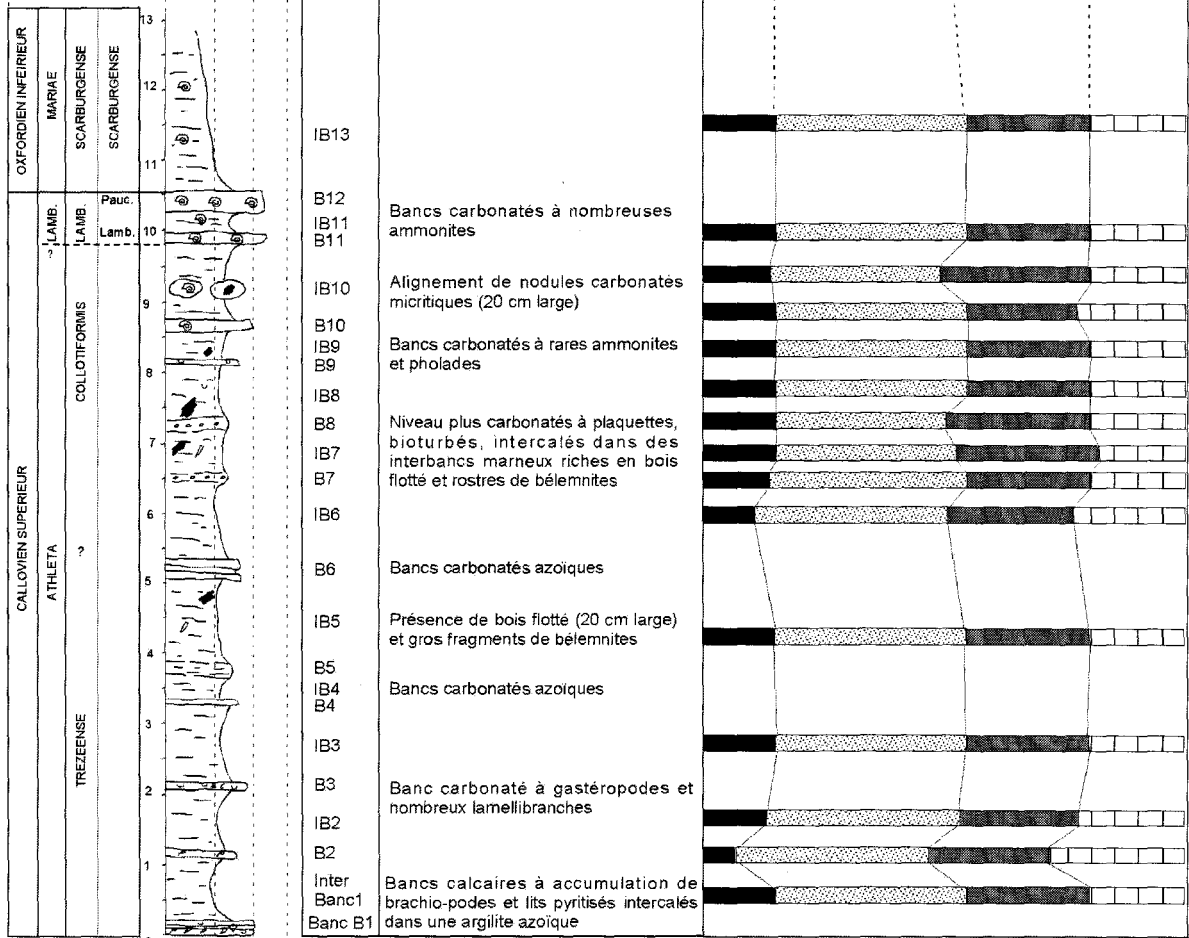


Fig. 2.29 – Levé lithologique et analyse minéralogique (fraction <math><2\mu\text{m}</math>) des dépôts du Callovien supérieur et de l'Oxfordien moyen des coupes de Le Wast et Colembert (Boulonnais).

2.6.1 - Evolution paléogéographique et paléoenvironnementale de la bordure armoricaine

Au Callovo-Oxfordien, l'individualité sédimentaire de la bordure armoricaine qui s'étend du Maine jusqu'au Nord de la Normandie (Pays d'Auge), en marge du Massif Armoricain émergé, s'explique par le jeu antagoniste de structures à tendances positives (Eperon du Perche) et de structures subsidentes comme le Sillon marnoux périarmoricain (Dugué, 1991). Ce dernier rattaché aux failles de Seine-Sennely au Nord et au Sillon houiller au Sud, héritage d'un rift avorté paléozoïque (Autran *et al.*, 1986), isole le bloc armoricain du reste du bassin anglo-parisien et constitue un réceptacle préférentiel pour les sédiments terrigènes fins. Quatre épisodes sédimentaires caractérisent la série du Callovo-Oxfordien (Dugué, 1989):

1) après la sédimentation carbonatée bathonienne, un épisode terrigène caractérisé par l'installation de vasières proches des terres émergées (abondance de bois fossiles, spores, pollen), se met en place dès le Bathonien supérieur. Les milieux de dépôts deviennent par la suite de plus en plus ouverts se caractérisant par une sédimentation argileuse à décharges silteuses et passées d'oolithes ferrugineuses (Callovien moyen, Oxfordien inférieur) ;

2) un épisode de transition terrigènes/carbonates dès la fin de l'Oxfordien inférieur (zone à Cordatum) marqué par des changements paléogéographiques, hydrodynamiques, sédimentaires et fauniques (faciès de plus haute énergie, détritisme plus important, modification des cortèges argileux, retour de faunes pélagiques mésogéenne) ;

3) un épisode carbonaté oxfordien moyen, avec retour d'une plate-forme carbonatée permettant l'installation de petites constructions récifales (Coral-patches) et de barrières oolithiques ;

4) un épisode de transition carbonates/terrigenes oxfordien supérieur avec reprise de la subsidence et de l'érosion des terres émergées (Sables de Glos à faciès deltaïque) et périodes d'instabilité tectonique (déformations synsédimentaires d'origine sismique, Dugué, 1995).

Sur cette bordure, l'enregistrement de la sédimentation au Callovo-Oxfordien est donc perturbé par deux crises tectoniques, l'une au passage Oxfordien inférieur/moyen, l'autre à l'Oxfordien supérieur. Les aires émergées constituent la source du matériel terrigène lors des périodes d'instabilité et leur lieu de stockage au cours des périodes de calme tectonique relatif (Dugué, 1991).

2.6.2 - Distribution des cortèges argileux sur la bordure occidentale du Massif Armoricain et de la bordure méridionale anglaise

Les phases minérales reconnues sont l'illite, la kaolinite, la chlorite et des interstratifiés I/S R1 et R0 (smectite *s.l.*). L'épisode terrigène du Callovien à l'Oxfordien inférieur marque l'existence de deux provinces minéralogiques (Dugué, 1989, 1991): l'une au Nord (Pays d'Auge, Pays de Caux) est dominée principalement par des illites et de la kaolinite, l'autre au Sud (Perche, Saosnois) présente des I/S R0 en plus de la kaolinite et de l'illite. L'épisode de transition terrigènes/carbonates à la limite Oxfordien inférieur/moyen est caractérisé par l'arrivée rapide d'I/S R0 au détriment de la kaolinite et de l'illite pour le Nord de la bordure. Peu ou aucun changement ne sont enregistrés dans les provinces du Sud (Maine). Dans le Sud-Dorset, l'arrivée d'I/SR0 et la disparition de kaolinite et de chlorite s'effectuent de manière brutale au cours de l'Oxfordien inférieur à la limite des formations de l'Oxford Clay et de Nothe Grit. L'Oxford Clay présente des cortèges à illite et kaolinite dominantes, avec l'Oxford Clay moyen (z. Athleta) caractérisé par de fortes proportions de kaolinite tandis que l'Oxford Clay supérieur (z. Mariae) se marque par une diminution de kaolinite au passage des sous-zones Scarburgense/Praecordatum (Norris & Hallam, 1993). Les I/S R0 dominent les cortèges argileux dès l'Oxfordien inférieur en Angleterre et la base de l'Oxfordien moyen en Normandie, persisteront jusqu'à l'Oxfordien supérieur (Dugué, 1989, 1991). Au cours de l'épisode carbonaté, deux provinces minéralogiques se distinguent : le Sud-Dorset et le Pays d'Auge sont marqués par des cortèges à I/S R0 et illite dominants, tandis que le reste de la bordure armoricaine présente des cortèges à composition variable d'I/S R0, d'illite et de kaolinite. Dans la seconde de ces provinces minéralogiques, les secteurs les plus proches des terres émergées présentent des proportions d'I/S R0 en quantité plus importante.

Plusieurs points importants relatifs à la répartition géographique et l'évolution temporelle des cortèges argileux méritent d'être soulignés :

1) A nouveau un changement minéralogique majeur et brutal est enregistré, il est de même nature que celui identifié dans les forages ANDRA dans l'Est du bassin de Paris,

2) ce changement ne s'observe que dans les secteurs les plus distaux par rapport aux bordures émergées du Massif Armoricain (Sud-Dorset, Pays d'Auge), celui-ci s'effectue de manière diachrone entre la partie méridionale anglaise (Oxfordien inférieur, zone à Cordatum) et la partie septentrionale armoricaine (passage Oxfordien inférieur/moyen),

3) il est concomitant à une phase d'instabilité tectonique dans le Nord de la bordure armoricaine,

4) la kaolinite absente dans le Sud-Dorset et le Pays d'Auge est présente pendant l'ensemble du Callovo-Oxfordien sur les bordures du massif Armoricaïn ; les coupes les plus proximales montrent un enrichissement préférentiel en I/S R0 par rapport à la kaolinite,

5) la distribution des minéraux argileux est contrôlée par la paléogéographie (évolution physiographique de la bordure), la sédimentation différentielle, fonction de l'hydrodynamisme et de l'éloignement du rivage et les crises tectoniques exprimées,

6) enfin plusieurs sources d'approvisionnement sont envisagées comme le montre les I/S R0 qui sédimentent soit en milieu proximal, soit au large.

3 - Influence de la diagenèse sur les minéraux argileux des coupes et forages étudiés au Callovien et Oxfordien du Bassin de Paris

Une discussion sur l'influence de la diagenèse doit être menée à chaque fois que l'étude des assemblages argileux est réalisée sur des séries sédimentaires, afin de dégager la part respective des apports détritiques, des transformations minéralogiques qu'ont pu subir les minéraux après leur dépôt. Plusieurs indices, géologiques (corrélation des changements minéralogiques d'une coupe à l'autre, durée des changements, relation avec la lithologie), minéralogiques (nature des phases minérales, évolution des interstratifiés, indices de cristallinité...) ou la présence de géothermomètres (matière organique, inclusions fluides) permettent de mesurer l'action d'une diagenèse active. Ayant déjà abordé les néoformations argileuses engendrées dans les stades de diagenèse précoce (présence de phases argileuses mineures néoformées mise en évidence par datation K-Ar et par MEB; niveau de cendres volcaniques altérées en bentonite), nous nous intéresserons plus particulièrement à l'action de la diagenèse tardive liée à l'enfouissement des séries sédimentaires (diagenèse thermique d'enfouissement) susceptible de perturber fortement la composition minéralogique initiale des cortèges argileux. La question de savoir si les sédiments du Callovo-Oxfordien de l'Est du Bassin de Paris ont été affectés ou non par une telle diagenèse est de première ordre pour les conditions de stabilité à long terme de la couche argileuse en vue du stockage envisagé de déchets radioactifs dans les argilites de la Meuse. Différentes études pluridisciplinaires ont par ailleurs été menées dans ce sens par différents laboratoires afin de répondre à cette question (ERM, 1995 a, b, c, 1996 ; CREGU, 1995 a, b ; Claret *et al.*, 1999 ; Elie *et al.*, 1999 ; Fourcade *et al.*, 1999 ; Mosser-Ruck *et al.*, 1999 ; GDR FORPRO, 2001 in ANDRA, 2001 ; Rousset *et al.*, 2001).

3.1 - Rappel sur les transformations minéralogiques des minéraux argileux sous l'action de la diagenèse d'enfouissement thermique

Plusieurs facteurs influencent l'évolution diagénétique observée dans les bassins sédimentaires: gradient géothermique, anomalies thermiques, pression hydrostatique et lithostatique, temps, présence de fluides interstitiels et circulations hydrothermales, perméabilité, nature des cations interfoliaires des smectites et rapport liquide/solide (Velde, 1985 ; Lanson, 1990 ; Chamley, 1989, Clauer & Chaudhuri, 1995). Les minéraux affectés par la diagenèse tendent vers de nouvelles espèces minérales en équilibre avec l'environnement diagénétique.

Les principales évolutions diagénétiques observées avec l'augmentation de profondeur correspondent à :

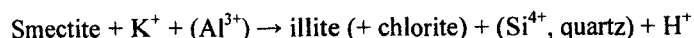
- 1) une diminution progressive des minéraux gonflants (smectite, interstratifiés illite/smectite),
- 2) une augmentation des proportions d'illite et de chlorite,
- 3) une tendance à l'amélioration de la cristallinité de l'illite,
- 4) une diminution de l'âge K-Ar des illites.

Suivant les cas, mais de façon non systématique, ces transformations peuvent s'accompagner de la diminution et/ou de la disparition de kaolinite, du passage d'interstratifiés désordonnés (I/S R0) à des interstratifiés ordonnés qui s'enrichissent en illite (I/S R1 puis R2, et R3), de la présence d'interstratifiés réguliers (allevardite, corrensité) (Dunoyer de Segonzac, 1969 ; Velde, 1985, Chamley, 1989 ; Weaver, 1989 ; Lanson & Champion, 1991 ; Clauer & Chaudhuri, 1995).

Les nombreuses données bibliographiques montrent qu'en moyenne et pour un gradient géothermique normal (30°/km) les transformations minéralogiques s'effectuent à partir de 2 à 3 km pour des températures supérieures à 80° (Chamley, 1989). Le temps de résidence des températures liées à la surcharge ou à des accidents thermiques d'origines variées aura une influence plus importante sur la diagenèse argileuse que les valeurs maximales de température en elles-mêmes. Ces pics thermiques marqueront davantage la matière organique qui sert de témoin géothermométrique plus précis (Chamley, 1989 ; Lanson, 1990).

L'illitisation des smectites est probablement le processus dominant dans l'histoire de la diagenèse d'enfouissement thermique des sédiments argileux. Les interstratifiés illite/smectite ont fait l'objet de nombreuses études depuis le concept de l'illite comme terme ultime d'une série de conversion smectite - illite dans des conditions de diagenèse d'enfouissement (Kübler, 1964 ; Lanson, 1990 ; Lanson & Champion, 1991 ;

Mathieu & Velde, 1989 ; Lanson & Meunier, 1995). Les réactions mises en jeu ne sont pas toujours clairement établies. Il est possible d'envisager différents types de réactions, par réorganisation à l'état solide, par dissolution des feuillets smectitiques et nourrissage des feuillets illitiques ou par des processus intermédiaires (Weaver & Beck, 1971 ; Hower *et al.*, 1976 ; Boles & Franks, 1979). D'une manière générale les réactions sont du type :



où le potassium et l'aluminium nécessaires proviennent de la dissolution des feuillets de smectites, des feldspaths potassiques, de micas ou de sources externes dans les cas de système ouvert. D'après Eslinger & Peaver (1988), la tendance générale à la disparition progressive des interstratifiés et de la kaolinite en fonction de la profondeur s'accompagne d'une augmentation de la chlorite et de l'illite. Cependant cette illitisation pourrait également générer du quartz et de la kaolinite secondaires en présence limitée de potassium.

3.2 - L'évolution minéralogique du Callovien-Oxfordien à l'Est du Bassin de Paris (forages ANDRA)

Les sédiments argileux callovo-oxfordiens des forages ANDRA de l'Est du Bassin de Paris enregistrent au cours de la zone à Mariae (410 m de profondeur) un changement minéralogique important marqué par la diminution notable en profondeur des phases minérales riches en smectites au profit d'un enrichissement en illite, interstratifiés riches en feuillets illitiques (R1), kaolinite et dans une moindre mesure en chlorite. Des études préliminaires (ENSG, 1995 ; ERM, 1995, 1996) suggéraient une origine diagénétique marquée par une illitisation croissante et la formation de quartz et de la kaolinite en profondeur, se fondant sur les travaux de Lanson (1990) et Mathieu & Velde (1989) sur des forages situés au centre ou en bordure du Bassin de Paris. L'analyse à haute résolution de la minéralogie des argiles des forages dans un cadre biochronologique bien contraint, l'analyse de coupes et forages complémentaires du Bassin de Paris et les données issues des datations K-Ar, les mesures de paléothermicité basées sur la matière organique, les inclusions fluides ou les marqueurs pétrographiques permettent de discuter ce point de vue.

3.2.1 - Arguments géologiques et minéralogiques

Un certain nombre de faits d'ordre sédimentologique ou stratigraphique vont à l'encontre d'un changement minéralogique gouverné par une diagenèse d'enfouissement thermique :

- La transition minéralogique s'effectue brutalement : verticalement (sur une dizaine de mètres) et temporellement (au sein d'une même sous-zone d'ammonite), ce qui semble peu compatible avec un évolution diagénétique, qui se marque habituellement par un caractère continu et une baisse progressive du pourcentage de feuillets smectitiques (Dunoyer de Segonzac, 1969 ; Deconinck, 1992).

- Cette transition s'effectue au sein d'un ensemble lithologiquement homogène et aucune relation entre lithologie et variations des cortèges argileux n'est observée sur l'ensemble du forage, hormis le passage des calcaires du Callovien inférieur aux argilites du Callovien moyen. Or l'action de la diagenèse se traduit fréquemment par une étroite relation entre lithologie et minéralogie des argiles (Deconinck, 1987 ; Levert & Ferry, 1988 ; Chamley, 1989).

- Le changement minéralogique est corrélable d'un forage à l'autre sur le même intervalle stratigraphique (sous-zone à Scarburgense) sur plus de 15 km. Par ailleurs, la coupe de St Blin 20 km au Sud enregistre le même changement minéralogique dans la même sous-zone d'ammonite. De même l'enregistrement de la sédimentation argileuse sur la coupe de Bologne demeure cohérent avec un changement minéralogique dans Scarburgense puisque la sous-zone à Praecordatum plus jeune se marque par des I/S R0 et une absence de kaolinite. Le passage des I/S R1 à R0 s'effectue donc à des profondeurs différentes. Si une diagenèse d'enfouissement thermique était responsable de cette transition minéralogique, il faudrait qu'elle ait eu lieu bien avant le décapage des couches sus-jacentes et les stades de compression cénozoïques qui affectent le bassin, c'est à dire de manière homogène (charge sédimentaire équivalente, gradient géothermique homogène) sur un transect d'au moins 50 km.

- Le début de cette perturbation minéralogique des argiles est corrélable avec des événements d'ordre sédimentologique, minéralogique et géochimique (maximum d'argilosité, pic de gamma ray et de susceptibilité magnétique, valeurs maximales des teneurs en Mn) suggérant un contrôle par des processus sédimentaires plutôt que diagénétiques. Elle pourrait se corréliser entre autre avec une surface d'inondation maximale de deuxième ordre reconnue sur l'ensemble des bassins Ouest européens.

- Les données paléothermométriques fournies par l'état de maturation de la matière organique sont conformes avec un enfouissement maximal de la série de l'ordre de 500 à 700 m (Elie *et al.*, 1999). Cet enfouissement semble insuffisant pour générer une forte diagenèse thermique généralement observée au delà de

2000-3000 m, si les gradients géothermiques de cette partie du Bassin de Paris étaient voisins de 30°/km. Des données d'inclusions fluides de sédiments de l'Hettangien pour des forages de l'Est du Bassin de Paris indiquent des valeurs maximales de paléotempératures atteintes de 130°C pour un enfouissement de 2km (Guilhaumou & Gaulier, 1991) confortant l'idée que les gradients géothermiques sont restés modérés. L'étude de forages du bassin de Paris (Lanson, 1990 ; Mathieu & Velde, 1989) montrent l'apparition de minéraux illitiques témoins selon les auteurs d'une diagenèse d'enfouissement au delà de 1000 m (I/S R1 à 1000 m dans le sondage de Chevraumont ; I/S R1 à 1810 m dans le sondage de Donnemarie ; interstratifiés R1 à 1000 m et apparition d'I/S R3 à 1200 m pour un forage réalisé à l'Est du Bassin de Paris).

Parmi les arguments d'ordre minéralogique contradictoires d'une influence diagénétique poussée il est possible de noter que:

- Sur le site MSE 101, au niveau de la coupe de Foug ou plus tardivement sur le forage HTM 102 des interstratifiés I/S R1 sont identifiés au-dessus des interstratifiés R0 (Oxfordien moyen) en même temps que réapparaissent la kaolinite et l'illite en plus fortes proportions. Une illitisation croissante en fonction de la profondeur n'est donc pas enregistrée à l'Oxfordien mais des zones minéralogiques à transition rapide s'observent indépendamment de la lithologie, suggérant un contrôle par des facteurs géodynamiques externes.

- L'indice de cristallinité des illites ne montre pas d'évolution particulière de bas en haut du forage.

- Les datations K-Ar (Rousset *et al.*, 2001, FORPRO in ANDRA 2001) des différentes fractions granulométriques n'indiquent pas de rajeunissement avec la profondeur mais des âges toujours plus élevés (174 à 292 Ma) que l'âge stratigraphique traduisant une forte signature détritique.

- L'observation des échantillons au MEB et l'analyse pétrographique des dolomites ne révèlent pas une diagenèse poussée. L'absence de cristaux dolomitiques de texture hypidiotopique à xénotopique ou de dolomite baroque suggère une évolution thermique peu poussée (DIASTRATA, 1997). Peu de minéraux argileux montrant un caractère de néoformation typique au MEB ont été observés, ceux identifiés dans la fraction très fine (0,02 µm, Rousset *et al.*, 2001) ne représentent qu'une faible proportion de la fraction argileuse.

- L'apparition de kaolinite en profondeur semble peu logique avec une évolution diagénétique classique. Cette phase minérale, même si elle est moins sensible à l'altération diagénétique par rapport aux minéraux smectitiques tend à diminuer ou à disparaître au profit d'illite et de chlorite (sauf dans des cas particulier ou la quantité de potassium est limitée, Hoffman & Hower, 1979).

3.2.2 - Les indications paléothermométriques disponibles : données de la MO et des inclusions fluides (CREGU)

Les analyses de la matière organique ont été réalisées sur des échantillons du forage HTM 102 et forages voisins (CREGU 1995 a, b ; Elie *et al.*, 1999, ANDRA 2001). La présence de biomarqueurs insaturés et instables (hopènes et ββ-hopanes) révèle que les formations sédimentaires n'ont pas été soumises à de fortes températures. L'analyse moléculaire des fractions aromatiques et saturées confirme le caractère immature de la matière organique.

La pyrolyse d'un échantillon permet de déterminer un couple temps-température à partir duquel la distribution des biomarqueurs insaturés observés commence à être modifiée. Les résultats indiquent une température maximale atteinte de 40°C pour les sédiments du Callovo-Oxfordien, pour une durée de 160 Ma. En considérant des temps plus courts d'anomalie géothermique, il est possible de déterminer des températures maximales de 42 °C pendant 50 Ma ou de 48° pendant 10 Ma (CREGU, 1996 in ANDRA 2001). Ces données sont confirmées par l'étude de populations d'inclusions fluides monophasées d'échantillons carbonatés bathoniens, oxfordiens ou inclusions biphasées liquide/vapeur de ciments sparitiques tardifs. Les résultats impliquent une température probablement inférieure à 50°C et dans tous les cas inférieure à 70° (Ayt Ougoudal, 1996 in ANDRA, 2001 ; Fourcade *et al.*, 1999).

3.3 - Les changements minéralogiques des argiles à l'échelle du Bassin de Paris au Jurassique moyen et supérieur

Le forage A 901 au Nord du Bassin de Paris (bordure ardennaise) montre une épaisseur d'enfouissement de 1100 m à la base du Mésozoïque. La transition Callovien/Oxfordien se situe à 400 m. Plusieurs arguments minéralogiques et de matière organique montrent que le rôle de la diagenèse d'enfouissement au Jurassique moyen et supérieur est faible (Debrabant *et al.*, 1992 ; Deconinck, 1992).

Il en est de même pour les coupes des falaises littorales de Pays d'Auge ou du Sud-Dorset qui enregistrent des changements minéralogiques rapides, une absence d'amélioration de la cristallinité de l'illite en profondeur ou la présence de minéraux smectitiques du Trias au Crétacé (Dugué, 1989, 1991). La distribution verticale des assemblages argileux des forages APO Ibis et Vermandovilliers ne montre pas non plus, à grande échelle, de

relation avec la profondeur reflétant des conditions de diagenèse d'enfouissement (Decommer & Chamley, 1981).

La confrontation des différentes coupes et forages disponibles sur les bordures du Bassin de Paris permet de constater qu'un changement minéralogique important de même nature est enregistré durant l'épisode argileux du Callovo-Oxfordien. Celui-ci est apparemment synchrone à l'échelle du site de l'Est c'est à dire régionalement comme le suggère les corrélations entre les différents forages et les coupes disponibles plus au Sud. Il est daté de la sous-zone à Scarborough, horizon à Woodhamense (Oxfordien inférieur). En revanche, il est diachrone à l'échelle du bassin, où il apparaît :

- de manière précoce sur la bordure ardennaise et en Picardie (Callovien inférieur)
- plus tardivement dans les coupes 1) du Sud-Dorset (au passage des sous-zones Costicardia/Cordatum, Oxfordien inférieur), 2) dans le Boulonnais, 3) sur la bordure occidentale du bassin de Paris (entre la fin de l'Oxfordien inférieur et le début de l'Oxfordien moyen). Seuls des forages au centre du bassin où le recouvrement sédimentaire est supérieur semblent indiquer une évolution diagénétique plus poussée pour les sédiments au passage Dogger-Malm (Lanson, 1990 ; Mathieu et Velde, 1989).

4 - Discussion sur l'origine des argiles et des modifications minéralogiques du Bassin de Paris au Callovien-Oxfordien

4.1 - Relation entre assemblages argileux, lithologie, paléoenvironnements et évolution séquentielle des dépôts

4.1.1 - Influence des paléoenvironnements et de la sédimentation différentielle

Le signal argileux n'est pas sensible dans le détail aux variations lithologiques, mais il existe à grande échelle des variations des cortèges argileux en fonction de la nature de la roche et des environnements de dépôt associés. Plusieurs cas de figures se présentent :

1) Les calcaires bioclastiques du Callovien inférieur des forages de Haute-Marne/Meuse présentent des cortèges dominés par la kaolinite (50%), puis par l'illite (30%) tandis que les marnes et argilites sus-jacentes du Callovien moyen sont caractérisées par des teneurs plus faibles en kaolinite (30%) liées à l'enrichissement en illite (40%) et en I/S R1 (15%). Les calcaires bioclastiques et oolithiques à stratifications obliques ou entrecroisées, comme les formations oolithiques bathoniennes sous-jacentes, sont caractéristiques d'un milieu de dépôt de type shoreface à hydrodynamisme bien marqué. L'abondance de kaolinite et d'illite dans ces milieux agités et peu profonds de plate-formes internes carbonatées semble caractéristique puisqu'elle est également reconnue sur la bordure ardennaise ainsi qu'en Normandie au Bathonien supérieur et Callovien inférieur (Dugué 1989 ; Debrabant *et al.*, 1992). Cette relation n'est toutefois pas généralisée à l'ensemble du bassin comme l'attestent les cortèges à illites, interstratifiés illite/vermiculite et smectite des calcaires bathoniens supérieurs et calloviens inférieurs de la bordure bourguignonne (Thierry, 1980) ou les cortèges à illite et smectite dominants du forage de Sancerre-Couy (fig. 1.1 ; Delavenna, 1990). Néanmoins, l'abondance de kaolinite et d'illite dans ces milieux de dépôt agités est assez classique.

2) La réinstallation d'environnements peu profonds carbonatés à l'Oxfordien moyen et supérieur, sera de nouveau associée à une forte abondance de kaolinite et d'illite en plus d'interstratifiés. De telles observations sont également vérifiées dans le domaine jurassien (Gygi & Persoz, 1986 ; Pittet, 1996). Ainsi la réinstallation d'environnements plus proximaux dès l'Oxfordien moyen dans le forage MSE 101 se marque par l'augmentation d'illite et la réapparition de kaolinite. En revanche, ce phénomène intervient plus tardivement dans les forages situés plus au Sud. Le diachronisme important enregistré (au minimum une zone d'ammonite) dans l'apport de kaolinite et d'illite pourrait traduire l'influence de milieux à hydrodynamisme plus calme au Sud ou un éloignement plus important par rapport aux sources pourvoyeuses des particules terrigènes fines. Cela s'accorderait avec le caractère plus silto-carbonaté et la réduction d'épaisseur des unités sédimentaires de la partie haute du forage MSE 101 par rapport aux forages HTM 102 et EST 103/104 (ANDRA, 2001), qui vont également dans le sens d'un environnement de dépôt plus proximal ou de milieux plus agités pour le forage MSE 101.

3) L'augmentation d'illite aux dépens de smectite se fait également sentir dès la zone à Antecedens sur la coupe de St Blin lors du passage de faciès d'offshore inférieur aux faciès plus carbonatés d'offshore supérieur proximal à coraux pionniers lamellaires. Ce secteur n'enregistre toutefois pas de kaolinite, ce qui pourrait suggérer un piégeage dans des environnements plus proximaux. La plate-forme Lorraine au Nord-Est, soumise dès l'Oxfordien inférieur à un régime plus carbonaté à faciès construits, pourrait jouer ce rôle, mais les données de la coupe de Foug située sur cette plate-forme n'étaye pas une telle hypothèse puisque la kaolinite n'y apparaît que tardivement. La kaolinite n'est pas piégée sur la plate-forme ardennaise puisqu'elle n'est présente qu'en

trace au passage Oxfordien inférieur et moyen. Cela pose le problème des sources pourvoyeuses de kaolinite à l'Oxfordien.

L'origine et l'abondance prépondérante de la kaolinite et de l'illite dans des environnements plus proximaux, à hydrodynamisme plus marqué, sont vraisemblablement à rattacher aux processus de sédimentation différentielle liée à la taille et à la morphologie de tels minéraux. Les particules d'illite et de kaolinite de plus grande taille sédimentent préférentiellement en domaine de plate-forme interne et en environnements agités, alors que les smectites ou interstratifiés à composante smectitique sédimentent plus au large. Ce processus est fréquemment évoqué (Deconinck, 1992) et semble responsable des différences minéralogiques enregistrées entre des domaines proximaux de plate-forme et les milieux plus profonds de bassin. Il a bien été démontré sur les plate-formes jurassiennes du mésozoïques (Persoz, 1982 ; Darsac, 1983 ; Adatte & Rumley, 1984 ; Deconinck *et al.*, 1985 ; Gygi & Persoz, 1986). Au Callovo-Oxfordien, les effets de la sédimentation différentielle sont déjà évoquées pour la bordure armoricaine, permettant dans certains cas d'expliquer la forte hétérogénéité des cortèges argileux rencontrés selon un gradient proximal/distal (Dugué, 1989, 1991).

A l'inverse, sur la coupe de Veuxhailles au Nord de la plate-forme bourguignonne, la kaolinite apparaît dans des faciès plus distaux d'offshore supérieur et inférieur alors qu'elle est absente dans les faciès sous-jacents de shoreface. Compte tenu du fait que ce minéral est absent dans les formations sous-jacentes (Thierry, 1980) il est probable que ce minéral n'était pas érodé durant le dépôt des faciès les plus proximaux du Bathonien et Callovien inférieur. L'apparition de kaolinite dans les faciès plus distaux pourrait être liée à l'érosion de ce minéral depuis des terres émergées au Sud dès la fin du Callovien supérieur (sous-zone à Collotiformis) et ne serait pas directement à relier aux environnements de dépôt dans ce cas, mais à des périodes d'émersion non permanentes d'aires positives, probablement situées au sud.

4.1.2 - Relation avec le découpage séquentiel

De nombreux travaux ont permis d'établir un lien entre l'évolution des minéraux argileux et les courbes de variation du niveau marin. Les niveaux riches en smectite sont fréquemment associés aux périodes de haut niveau marin (Jacquin & Thiry, 1989 ; Debrabant *et al.*, 1992, Thiry & Jacquin 1992 ; Deconinck, 1993, Daoudi *et al.*, 1995). Cette correspondance résulte de la combinaison :

- du développement des plate-formes carbonatées en périodes de haut niveau marin favorisant le processus de sédimentation différentielle,
- du relèvement des profils d'équilibre à terre et de l'éloignement des aires continentales émergées,
- des faibles taux de sédimentation (Deconinck, 1992). Inversement, des périodes d'abondance de kaolinite et d'illite au détriment de la smectite correspondent à des bas niveaux. Des relations inverses ont toutefois été décrites dans le Boulonnais de l'Oxfordien moyen au Tithonien où les prismes de bas niveau marin enregistrent les concentrations en smectite les plus fortes (Proust *et al.*, 1995 ; Schnyder *et al.*, 2000). Dans ce cas, c'est l'émersion de larges surfaces peu déclives en période de bas niveau marin qui seraient favorables à la pédogenèse des smectites (Deconinck, 1992). Enfin, il est possible de noter des associations smectite-kaolinite au détriment de l'illite pendant les périodes de bas niveau marin (Deconinck, 1993). On ne peut donc établir de relations strictes entre la nature des cortèges sédimentaires et la composition de leur fraction argileuse. Ces relations dépendront de la physiographie des bordures, des conditions climatiques et de la pédogenèse.

4.1.2.1 - A l'échelle des forages ANDRA de l'Est du Bassin de Paris

La correspondance entre l'évolution verticale des cortèges argileux et le découpage séquentiel proposé pour le forage HTM 102 (fig. 2.14) permet de montrer:

1) Une relation nette avec les cycles de deuxième ordre. La surface d'inondation de deuxième ordre MI3 proposée au sein de la sous-zone à Scarborough coïncide avec l'arrivée massive d'interstratifiés I/S R0 (que l'on assimilera par simplification à des smectites) corrélativement à l'abaissement concomitant des teneurs en illite et kaolinite. Cette relation évidente à première vue est toutefois ambiguë, puisque la période enregistrant les concentrations maximales de smectites se situe plus haut que la surface d'inondation elle-même. Par ailleurs, le cycle transgressif ne montre pas d'enrichissement progressif des smectites et le cycle régressif de deuxième ordre n'est pas marqué par une diminution progressive de ce minéral. Autrement dit, si la surface d'inondation maximale de deuxième ordre est effectivement concomitante avec le changement minéralogique, marqué par l'arrivée de smectites, la signature minéralogique brusque et asymétrique suggère l'intervention d'autres facteurs. Un contrôle eustatique par les cycles de basse fréquence ne semble donc pas expliquer à lui seul le signal argileux enregistré.

2) Des relations moins évidentes avec les cycles de plus haute fréquence (troisième ordre). Dans la partie inférieure du forage (sous le changement minéralogique), les variations minéralogiques sont discrètes et

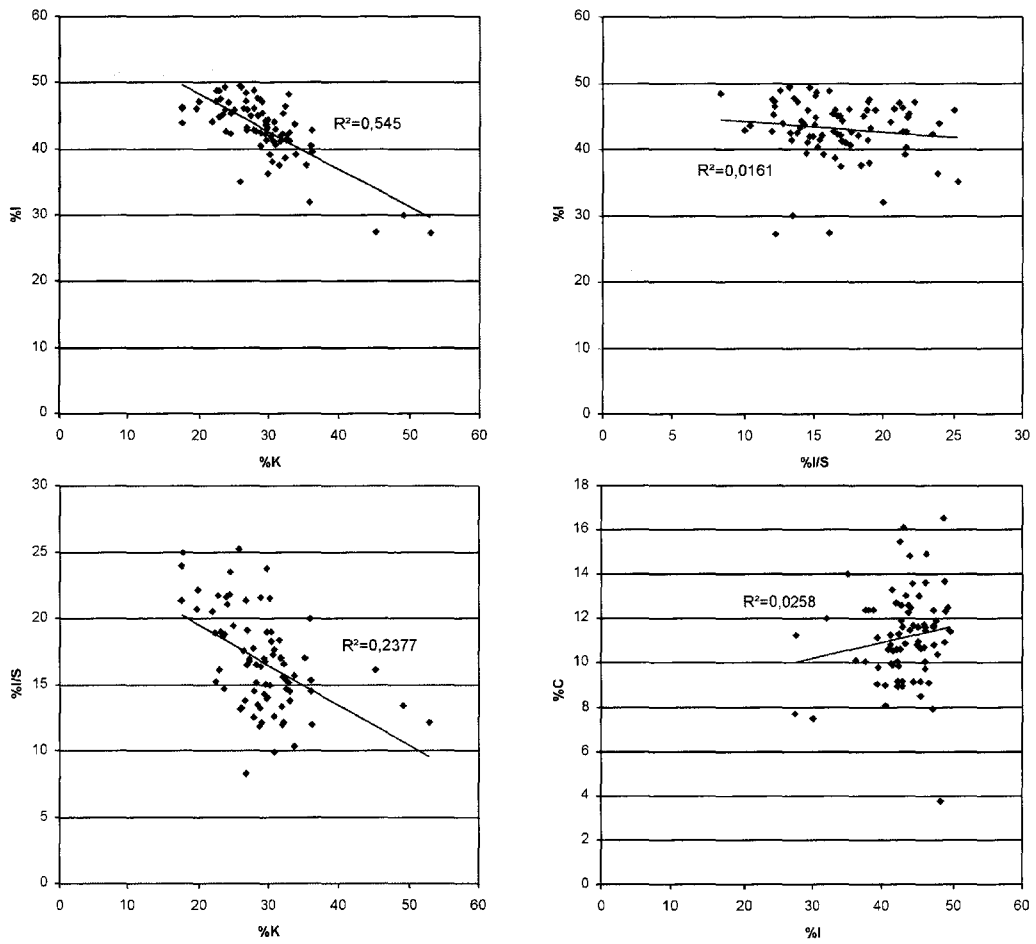


Fig. 2.30a – Relations entre espèces argileuses pour les échantillons de la partie basse du forage HTM 102 ANDRA.

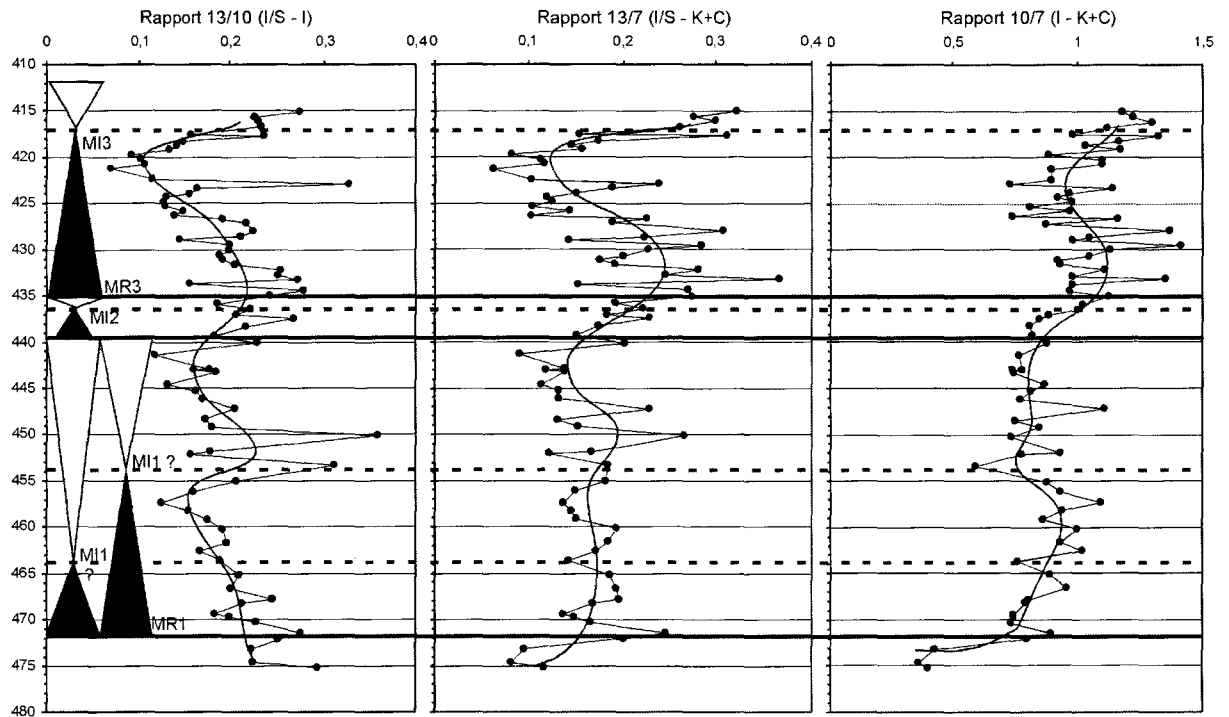


Fig. 2.30b – Détail de la partie basse du forage HTM 102 ANDRA. Comparaison du signal argileux (rapport d'aire de pics) vis à vis du découpage séquentiel établi.

les relations entre les différentes phases minérales sont peu claires (fig. 2.30a). Toutefois, l'utilisation de rapports d'intensité de pics de diffraction (fig. 2.30b) permet d'observer une augmentation des proportions d'interstratifiés I/S R1 et de kaolinite (rapport 13/10 et 10/7) au voisinage de la surface d'inondation MI1 si l'on place celle-ci à 454 m. Ce type d'association en période de haut niveau marin pourrait rappeler les relations entre signal argileux et variations eustatiques observées dans le Berriasien du bassin Vocontien (Deconinck, 1993). Une deuxième période d'augmentation des I/S R1 est enregistrée entre 440 et 433 m, c'est à dire au cours du Callovien supérieur. Les cortèges argileux sont peut-être à nouveau sensibles à la période de haut niveau marin (surface MI2) mais la forte condensation ne permet pas de discuter dans le détail des relations eustatiques et minéralogiques. Il est possible de noter toutefois que la limite MR3 coïncide avec une nette diminution de kaolinite comme le suggèrent les rapports de pic 13/7 et 10/7. De telles relations entre variations des minéraux argileux et fluctuations du niveau marin, montrent que les I/S R1 se comportent comme des smectites, dans un cas habituel, c'est à dire enrichis en période de haut niveau marin. L'augmentation concomitante d'I/S R1 et de kaolinite, minéraux généralement néoformés ou transformés au cours la pédogenèse, pourrait suggérer une érosion moins active en période de haut niveau marin, favorisant le transport des argiles issues des sols (illites dégradées en I/S R1 et kaolinite). A l'inverse, les périodes régressives semblent favorables à une érosion plus poussée permettant à la fois l'érosion du substrat rocheux (responsable des minéraux illitiques ?) et des sols sus-jacents.

Dans la partie supérieure du forage, il est possible d'identifier une relation nette, par l'intermédiaire du rapport de pic I/S R0 (smectites) sur illite (17/10), entre l'augmentation de l'argilosité totale et la diminution de smectite au profit d'illite (fig. 2.14). Les variations se corrélaient également aux surfaces de troisième ordre MR4 et MI4. Cependant les relations établies sont inverses à celles couramment décrites. Le pic maximal de smectite est corrélé avec la surface régressive et c'est l'intervalle transgressif entre MR4 et MI4, qui marque une période d'accumulation de smectite, alors que le signal décroît pour être minimal un peu avant la surface d'inondation maximale MI4. Ce type de relation rappelle celui observé dans le Jurassique supérieur du Boulonnais (Proust *et al.*, 1995 ; Schnyder *et al.*, 2000). Dans ce cas, il faudrait envisager la formation de sols à smectites sur les rebords des domaines émergés en période régressive, soumis à l'érosion permanente lors de la remontée du niveau marin au cours de l'intervalle transgressif. Au moment de la période d'enneigement maximal (MI4), ces sols seraient partiellement immergés et laisseraient place à une sédimentation argileuse plus diversifiée. L'augmentation de la fraction granulométrique sableuse et des proportions du quartz total de la roche pendant ces périodes à sédimentation smectitique s'accorde avec cette interprétation. Le signal argileux ne répondrait donc plus de la même manière face aux variations eustatiques par rapport à la partie inférieure du forage, ce qui permet d'envisager des modifications profondes dans la distribution des particules argileuses à partir de l'Oxfordien inférieur. De telles perturbations peuvent être liées à des modifications d'ordre paléogéographique favorisant une redistribution des sources pourvoyeuses des particules détritiques fines (cf § 4.2 et 4.3).

4.1.2.2 - A l'échelle du Bassin de Paris

La coupe de St Blin montre des relations communes à celles identifiées dans les forages ANDRA entre minéralogie des argiles et variations du niveau marin:

- à grande échelle, une diminution des smectites et une augmentation de l'illite en période régressive, dès la fin de la sous-zone à Cordatum,
- une correspondance entre la surface d'inondation de la sous-zone à Scaburgense (Collin, 2000) et le changement minéralogique principal.

Le parallèle établi entre une surface d'inondation placée entre les sous-zones à Bukowskii et Costicardia (Collin, 2000) et une période d'augmentation d'illite suggère un schéma inverse pour les cycles de haute fréquence, rappelant les relations entre cortèges argileux et cycles de troisième ordre des forages ANDRA. Dans cette optique, l'augmentation des smectites au passage Oxfordien inférieur/Oxfordien moyen sur la coupe de St-Blin indépendamment du niveau de bentonite pourrait suggérer un maximum régressif et non un maximum d'inondation (cf § 2.2.1.3). Aucun élément de réponse n'est fourni à partir de l'analyse faciologique séquentielle ou par corrélation de surfaces de discontinuité entre coupes de la plate-forme bourguignonne à partir des géométries des corps sédimentaires (Collin, 2000).

Dans le forage A 901, les surfaces remarquables (BRGM, 1991 ; fig. 25) montrent une tendance à la diminution du rapport de pic 17/10 (smectite/illite) au niveau des surfaces d'inondation maximale (SI2, SI4), alors que les surfaces transgressives comme la surface ST3 se corrélaient avec l'augmentation de ce rapport de pic, traduisant une augmentation de smectite aux dépens d'illite. Les surfaces confondues SI1 et ST1 coïncident avec l'apparition de la smectite et le début de la diminution de kaolinite. L'augmentation des smectites pendant les périodes de bas niveau marin est également indiquée par Lefrançois (1995) lors de la comparaison du rapport 17/10 avec les cycles eustatiques de 3^{ème} et 4^{ème} ordre définis sur le forage A 901 par Ponsot-Jacquin (1991). En

revanche, la comparaison du signal argileux avec les variations eustatiques de plus basse fréquence (cycles de deuxième ordre de Haq *et al.*, 1987) traduit une relation classique avec l'augmentation des minéraux smectitiques au cours des périodes de haut niveau marin (Debrabant *et al.*, 1992 ; Deconinck 1992).

Sur la bordure armoricaine, le découpage séquentiel proposé (Riout *et al.*, 1991) comparé avec la minéralogie de la fraction argileuse des coupes caractéristiques du Nord du Pays d'Auge (Dugué, 1989) ne permet pas d'établir de relations entre les deux paramètres, compte tenu des faibles variations minéralogiques à court terme enregistrées pendant toute la période Bathonien supérieur à Oxfordien inférieur. Seule la surface d'inondation maximale 4.1b (Riout *et al.*, 1991) de la sous-zone à Vertébrale pourrait être corrélée avec l'augmentation brutale de la smectite et la disparition de kaolinite.

En conclusion, la signature argileuse du Callovo-Oxfordien du Bassin de Paris paraît réagir à deux types de signaux. A grande échelle (cycles de 2^{ème} ordre), l'augmentation de smectite semble matérialiser des périodes de haut niveau marin. Ces variations ne seraient en revanche pas uniquement liées aux variations eustatiques (signal brusque et dissymétrique) mais sembleraient dépendantes d'un contrôle paléogéographique à l'échelle du bassin. A plus haute résolution, (cycles de troisième ordre et paraséquences) des relations inverses sont observées avec la diminution d'illite et l'augmentation de minéraux à dominante smectitique au cours des maximum de régression. L'explication de telles relations inhabituelles pourrait être de même ordre que celles évoquées pour le Boulonnais au cours de l'Oxfordien moyen et Kimméridgien (Deconinck, 1992 ; Proust *et al.*, 1995 ; Schnyder *et al.*, 2000).

4.2 - Signification, répartition et origine des argiles du Callovien à l'Oxfordien

4.2.1 - Signification des minéraux argileux identifiés

La forte abondance de kaolinite suggère un climat chaud et humide de type tropical à méditerranéen, favorisant le développement de sols lessivés (Millot, 1964, Chamley, 1989). Le développement des interstratifiés I/S R0 ou smectites peut être d'origine variée (Millot, 1964 ; Deconinck & Chamley, 1995). Dans les sédiments jurassiques, cette phase minérale a pu être associée dans certains cas à l'altération de roches et produits volcaniques (Jeans *et al.*, 1977 ; 2001 ; Chowdhury, 1982). Une telle voie semble à écarter pour les smectites des argiles callovo-oxfordiennes étant donné leur composition chimique et l'absence de témoins minéralogiques probants d'origine volcanique, à moins que la dégradation soit suffisante pour masquer la signature volcanique originelle. Celles-ci sont en effet des smectites dioctahédriques proches des beidellites alumino-ferrières comme l'indiquent les analyses d'ATD effectuées au cours de cette étude ou les analyses géochimiques et d'ATD réalisées par Debrabant *et al.*, (1992). Par ailleurs, leur mauvaise cristallinité ne plaide pas en faveur d'une origine volcanique. Ces minéraux sont fréquents dans les bassins atlantiques adjacents en voie d'élargissement ainsi qu'en domaine téthysien au Jurassique supérieur (Chamley *et al.*, 1983 ; Chamley *et al.*, 1990). L'idée d'une néoformation dans le milieu océanique ou d'une origine par transformation d'autres minéraux, au cours du transport et du stade de diagenèse précoce, ne semble pas justifiée, compte tenu de la morphologie des particules observées. Si des indices de néoformation et de transformation ont pu être observés dans les argilites de la Meuse (Rousset *et al.*, 2001), la proportion de telles particules semble minoritaire. Dans ce cas, les minéraux smectitiques résultent vraisemblablement d'une pédogenèse à terre, nécessitant un lessivage modéré, suggérant un climat à saisons contrastées humides et sèches (Paquet, 1970).

Les climats chauds plus ou moins humides au Callovien et à l'Oxfordien suggérés par la persistance de kaolinite et de smectite sont en accord avec les données climatiques connues pour le Jurassique supérieur des bassins Ouest-européens (Frakes, 1992 ; Valdes & Sellwood 1992 ; Weissert & Mohr, 1996 ; Price, 1999 ; Sellwood *et al.*, 2000 ; Abbink *et al.*, 2001). Par ailleurs, elles sont confirmées par la présence de faunes pélagiques d'eaux chaudes, de restes de crocodiliens ou de débris de végétaux terrestres (Araucariacées et fougères arborescentes) caractérisant une faune et flore tropicales sur les terres proches (Riout, 1980 ; Dugué, 1991 ; Vidier *et al.*, 1993). Dans l'ensemble et pour un même secteur, smectite et kaolinite coexistent peu, suggérant qu'une espèce minérale prend le relais sur l'autre à certaines époques, ce qui témoigne de conditions particulières de pédogenèse, fonction des conditions d'humidité et de lessivage à terre. La sédimentation différentielle ne peut à elle seule expliquer le passage de l'une à l'autre, puisque certaines de ces transitions s'effectuent dans des environnements de profondeur et d'hydrodynamisme comparables. Dans ce cas, l'influence du climat et notamment des conditions de plus ou moins grande pluviosité a pu jouer un rôle (cf chapitre 5).

Les interstratifiés pauvres en feuillets smectitiques (R1) résultent vraisemblablement de la dégradation des minéraux illitiques (illites vraies ou micas) dans des conditions d'hydrolyse limitée (Millot, 1964 ; Chamley, 1989). Les minéraux primaires (illite, chlorite) sont probablement issus de l'érosion des roches magmatiques ou

métamorphiques mais peuvent aussi provenir du remaniement d'anciens dépôts détritiques mésozoïques et/ou plus anciens.

Si l'on admet que l'illite et la chlorite sont des minéraux argileux primaires directement formés à partir des roches cristallines et la kaolinite ainsi que les différents types d'interstratifiés liés à une pédogenèse sur les terres émergées, la coexistence de ces minéraux dans les cortèges argileux du Callovo-Oxfordien suggère un décapage incomplet des profils pédologiques des terres émergées. Les minéraux argileux peuvent également provenir de l'érosion de sédiments anciens accumulés sur les terres émergées. Cela semble être le cas pour la kaolinite dans les séries mésozoïques des sédiments anglais (Jeans *et al.*, 2001). Dans ce cas, il devient hasardeux d'interpréter les successions argileuses en terme de variations climatiques, la formation des argiles n'étant pas contemporaine de la période considérée. Trancher entre les deux hypothèses et les situations intermédiaires n'est pour l'instant pas possible. Les âges mesurés par la méthode K-Ar sur les minéraux argileux (Rousset *et al.*, 2001) indiquent des valeurs comprises entre 200 et 250 Ma. Les minéraux argileux du Callovo-Oxfordien ne seraient donc pas particulièrement « vieux » en regard de l'âge des roches plutoniques et métamorphiques pouvant affleurer sur les principales aires émergées. Cependant ces âges intègrent une fraction néoformée, une possible intervention de particules d'origine volcanique (par transport éolien ou marin) et une contribution d'argiles issues de pédogenèses contemporaines des dépôts, qui rajeunissent les valeurs. Les minéraux primaires (illites et chlorite) des cortèges peuvent alors provenir de roches beaucoup plus vieilles que 200-250 Ma.

4.2.2 - Répartition des espèces argileuses à l'échelle du Bassin de Paris

La répartition des espèces minérales de la fraction fine terrigène du Bathonien supérieur à l'Oxfordien moyen terminal est reportée sur les cartes des figures 2.31 et 2.32. Des données complémentaires à celles fournies dans cette étude proviennent des travaux de Mégny (1980), Rioult (1980), Thierry *et al.*, (1980), Decommer & Chamley (1981), Dugué (1989), Delavenna 1990, Debrabant *et al.*, (1992), Norris & Hallam (1993), Lefrançois (1995). L'ensemble du Bassin de Paris n'est pas couvert, certains secteurs en bordure (Berry, Poitou, Nivernais, Bourgogne, Lorraine) et le centre du bassin ne présentant pas ou peu d'indications sur la minéralogie des argiles, celles disponibles étant éparées, incomplètes ou ne présentant pas la résolution temporelle de l'étude. Il est néanmoins possible de dégager à l'instar des travaux de Dugué (1991) des provinces minéralogiques au cours du temps, permettant de discuter des sources pourvoyeuses des différentes espèces argileuses et sens d'apports terrigènes.

- Au Bathonien supérieur/Callovien inférieur (zone à *Macrocephalus*), l'illite et la kaolinite dominent largement les assemblages argileux sur l'ensemble des bordures du bassin de Paris (Normandie, Maine, Boulonnais, Ardennes, Lorraine, Berry). Seule la plate-forme bourguignonne présente des cortèges à illite et interstratifiés dominants (Illite/Smectite R1 et R0, Illite/Vermiculite) délimitant une province minéralogique particulière. Par ailleurs, la bordure ardennaise enregistre déjà les premières arrivées de smectite. Cette phase deviendra dominante à partir de la zone à Calloviense du Callovien inférieur. La chlorite n'est présente qu'en traces dans le boulonnais, sur la bordure ardennaise et l'Est du Bassin de Paris.

- Le Callovien moyen (zone à *Coronatum*) est globalement marqué par une diminution des proportions de kaolinite (Picardie, Ardennes, Haute-Marne/Meuse) et d'illite (Maine) au profit d'interstratifiés I/S R1. Les smectites sont largement dominantes sur la bordure ardennaise et commencent à dominer les cortèges en Picardie. Quatre provinces minéralogiques se distinguent à cette époque : la bordure armoricaine relativement homogène ; la bordure ardennaise et la Picardie délimitant une province minéralogique dominée par les smectites ; l'Est du bassin parisien, qui possède une signature proche de celle du Boulonnais ; le domaine jurassien qui n'enregistre que des traces de kaolinite et chlorite ainsi qu'une forte proportion d'I/S R1.

- Le Callovien supérieur confirme ce découpage en provinces. Seules quelques variations minéralogiques sont cependant enregistrées sur la bordure ardennaise : augmentation de kaolinite et d'illite aux dépens de smectite mais non généralisée à l'ensemble de la bordure.

- A l'Oxfordien inférieur (zone à *Mariae*), dès la sous-zone à *Scarburgense*, un net enrichissement en smectite se fait sentir sur toute la partie Nord-Est et Sud du bassin. En revanche, la Normandie, le Boulonnais, le bassin anglais (Sud-Dorset), le Nord de la plate-forme bourguignonne et le Jura enregistrent encore des cortèges dominés par la kaolinite et l'illite. La bordure armoricaine présente une signature argileuse hétérogène, la partie septentrionale se marquant par une faible proportion de chlorite, inexistante auparavant et une réduction des I/S R1 par rapport au Sud.

- Au cours de la zone à *Cordatium*, la bordure armoricaine devient franchement hétérogène, avec la présence de smectites abondantes sur l'éperon du Perche et dans le Maine. Le bassin anglais se marque à son tour par des argiles dominées par les smectites. Alors que les smectites dominent à l'Est et au Nord-Est du bassin parisien, illite, kaolinite et I/S R1 persistent au Nord de la plate-forme bourguignonne et dans le Jura.

- Le début de l'Oxfordien moyen (zone à Plicatilis) suit le même schéma avec une généralisation des smectites sur la bordure normande. Le Boulonnais à son tour, bien que conservant une forte proportion de kaolinite connaît un enrichissement notable en smectites. Une partie de la bordure ardennaise et la Picardie, présentent des cortèges plus diversifiés à cette époque. Trois grands secteurs sont discernables :

- la bordure armoricaine, le Boulonnais, la Picardie et la partie occidentale de la bordure ardennaise présentent des cortèges à kaolinite, illite et smectite en proportions variables ;

- les assemblages argileux de l'Est du Bassin de Paris et la partie orientale de la bordure ardennaise sont largement dominés par la smectite et sont de ce fait très proches des assemblages argileux identifiés dans le Sud-Dorset ;

- au Nord de la Bourgogne et dans le Jura, persiste une signature argileuse à illite, kaolinite et interstratifiés de nature variable.

- La zone à Transversarium se marque par les premiers apports de smectite dans le Jura alors que dans le même temps, la kaolinite et des interstratifiés I/S R1 apparaissent au détriment de la smectite à l'Est. Dans le domaine jurassien, la kaolinite réapparaît à la fin de l'Oxfordien moyen, début de l'Oxfordien supérieur, sur les coupes les plus septentrionales, tandis que les coupes plus au Sud (Pontet) n'enregistrent que peu de variations sur l'ensemble de l'Oxfordien moyen.

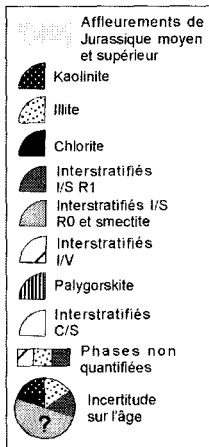
4.2.3 - Localisation des sources terrigènes

4.2.3.1 - Origine de la kaolinite du Bathonien à l'Oxfordien inférieur

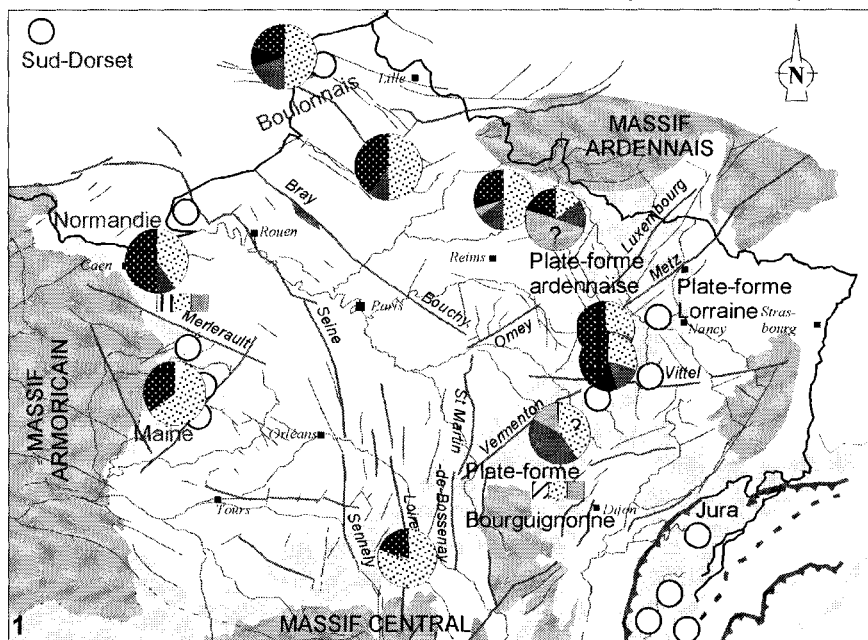
Ce minéral est dominant dans les cortèges argileux du Bathonien supérieur et Callovien inférieur où il est fréquemment associé à l'illite. Seule la bordure ardennaise et la plate-forme bourguignonne présentent à cette époque des proportions faibles à modérées. Son association systématique avec l'illite, l'évolution parallèle de ces deux minéraux au cours du temps et son abondance à proximité des terres supposées émergées (Massif Armoricaïn, Massif Londres-Brabant, Massif central ?, Massif Bohémien, fig. 2.33) suggèrent que ce minéral, comme l'illite, reflète un apport direct depuis des aires continentales proches. Dans cette optique, l'illite proviendrait de l'altération des roches cristallines affleurantes et la kaolinite des couvertures pédologiques sus-jacentes, à moins qu'elle ne proviennent de l'érosion de roches sédimentaires anciennes. La sédimentation différentielle des particules argileuses tendant à faire diminuer les proportions de ces minéraux dans les domaines plus distaux, à l'image de la bordure armoricaine (Dugué, 1989), renforce l'idée d'un contrôle permanent des bordures émergées sur la répartition de ces espèces minérales. Un climat chaud et hydrolysant, des reliefs permettant un bon drainage et une érosion suffisamment modérée pour ne pas entraîner un décapage total de la couverture pédologique sont nécessaires pour retrouver de telles associations.

L'abondance d'illite par rapport à la kaolinite dans les calcaires bathoniens du Berry pourrait suggérer une érosion plus intense sur le Massif Central ou une pédogenèse plus superficielle. Cependant à cette époque le Massif Central ne devait être qu'épisodiquement et localement émergé (Thierry, comm. pers.). Il semble peu probable qu'une érosion du socle ait pu avoir lieu. La kaolinite, persistante dans la fraction argileuse des forages de l'Est du Bassin de Paris jusqu'à l'Oxfordien inférieur (sous-zone à Scarburgense), pourrait trouver sa source dans les massifs émergés situés à l'Est comme le Massif Bohémien, le massif des Vosges/Forêt Noire ne semblant pas constituer un obstacle topographique bien marqué (Thierry *et al.*, 1980). Toutefois, la connaissance de la composition minéralogique des coupes situées plus à l'Est appartenant à la plate-forme lorraine serait nécessaire pour valider une telle hypothèse. En revanche, il est clair que la kaolinite ne provient pas du Sud (plate-forme bourguignonne) qui n'enregistre pas de kaolinite au Bathonien supérieur, Callovien inférieur ou de la bordure ardennaise, qui présente peu de kaolinite. Dans cette dernière région, les faibles proportions d'illite et de kaolinite enregistrées dès le Callovien inférieur, pourraient soit suggérer que la pédogenèse ne favorise pas la formation de tels minéraux dans les sols, soit refléter un relatif éloignement des terres exondées. Des deux hypothèses, la première paraît plus probable, compte tenu des indices faciologiques (taille des grains de quartz) qui attestent d'une certaine proximité des terres émergées.

Sur la plate-forme bourguignonne (Veuxhailles-sur-Aube), la kaolinite n'apparaît qu'à partir du Callovien supérieur (horizon à Leckenbyi) et persistera au moins jusqu'à l'Oxfordien moyen (horizon à Parandieri). Les séries condensées à oolithes ferrugineuses présentent a priori une signature argileuse différente de celle établie pour les coupes dilatées plus distales sauf pour le Callovien supérieur, mais l'étude de coupes complémentaires serait utile pour le vérifier. Compte tenu de l'absence de kaolinite à l'Est du Bassin de Paris à



BATHONIEN SUPERIEUR/CALLOVIEN INFERIEUR (Z. à Macrocephalus)



CALLOVIEN MOYEN (Z. Coronatum)



CALLOVIEN SUPERIEUR (Z. à Lamberti)



OXFORDIEN INFERIEUR (Z. à Mariae)



Fig. 2.31 – Répartition des espèces argileuses du Bathonien supérieur à l'Oxfordien inférieur à l'échelle du Bassin de Paris.

l'Oxfordien inférieur, ce minéral pourrait provenir du Sud (aires localisées et temporairement émergées du Massif Central). Des débris de végétaux en rameaux relativement bien préservés durant le Callovien inférieur dans la formation des Calcaires à Plantes (Sous-zone à Koenigi ; Thierry *et al.*, 1980) ou le Callovien supérieur (coupe de Veuxhaullès-sur-Aube, horizon à Leckenby, Collin, 2000) ainsi que la présence d'ossements de vertébrés terrestres dans le Callovien inférieur et moyen (Collin, 2000) confirment la présence de terres émergées proches. La kaolinite produite depuis ces aires continentales serait bloquée au niveau des milieux de sédimentation d'offshore supérieur proximal (Collin, 2000) propices à la formation d'oolithes ferrugineuses et ne pourrait envahir les zones plus distales au Nord, illustrant un nouvel exemple de sédimentation différentielle des argiles.

La réduction et l'envahissement des plate-formes carbonatées dès le Callovien inférieur sont liés à un contrôle global d'ordre eustatique qui aura pour conséquence un recul généralisé du trait de côte sur les continents. L'augmentation du niveau marin se poursuivra jusqu'à l'Oxfordien inférieur. Celui-ci se matérialise au niveau des assemblages argileux par une diminution généralisée de la kaolinite au profit d'illite puis de smectite sur l'ensemble du bassin (fig. 2.33). De nouveau, c'est l'éloignement des rivages lors de la remontée du niveau de base et la sédimentation différentielle qui permettent d'expliquer ces modifications minéralogiques. La persistance de kaolinite sur les bordures armoricaine et occidentale du massif Londres-Brabant durant le Callovo-Oxfordien ainsi que sur les bordures Nord-Est du massif Central à partir du Callovien supérieur suggère une émergence permanente des massifs Londres-Brabant et Armoricaïn et au moins des périodes d'émergence d'aires isolées (?) appartenant à la plate-forme centrale. Cela indique également que les conditions climatiques sont restées favorables à la formation de kaolinite durant toute cette période, si celle-ci résulte bien d'une pédogenèse contemporaine des dépôts en mer.

4.2.3.2 - Origine de la smectite sur la bordure ardennaise

Une modification importante des cortèges argileux se produit dès le Callovien inférieur sur la bordure ardennaise avec l'enregistrement de smectites en fortes proportions. Les smectites gagnent le domaine picard au Callovien moyen et constituent l'espèce dominante de ce secteur au Callovien supérieur. Une origine de ces minéraux liée à un apport lointain depuis des sources occidentales (Debrabant *et al.*, 1992) dès le Callovien inférieur semble à proscrire compte tenu de la répartition des minéraux argileux (riches en illite et kaolinite) dans le Boulonnais et la Picardie à cette époque. Un tel apport, guidé en partie par le sillon marneux péri-armoricain, devrait par ailleurs alimenter la partie septentrionale du Massif Central et l'Est du bassin de Paris, ce qui n'est pas le cas au Callovien, les cortèges étant dominés par l'illite, la kaolinite et les interstratifiés I/S irréguliers R1. Les cartes de répartitions des minéraux argileux (fig. 2.31 et 2.32) reflètent plutôt un apport de smectite depuis le Nord-Est. Dans ce cas, soit la partie orientale du Massif Londres-Brabant et le massif Rhénaïn sont émergées et constituent une source importante de smectite d'origine pédologique, liée à une topographie peu accentuée et un faible lessivage, aucun indice d'activité volcanique sur ces massifs n'étant reconnu, soit ces terres sont partiellement immergées et permettent des transits avec les domaines nordiques par la présence de sillons (fig. 2.33). La paléogéographie de ce secteur n'est pas très précise. La géométrie des dépôts sur cette bordure ne témoignent pas de rivages très proches (Thierry *et al.*, 1980 ; Garcia *et al.*, 1996), bien que l'analyse de la fraction terrigène suggère la proximité de terres émergées. La transgression calloviennne pourrait favoriser l'immersion d'une partie du massif Londres-Brabant et massif Rhénaïn durant l'épisode argileux callovo-oxfordien ou engendrer l'individualisation de sillons à l'image de celui de la Loire, permettre des échanges avec les bassins septentrionaux. Dans ce cas, les smectites pourraient provenir de sources assez lointaines et traduire soit une pédogenèse sur les terres exondées éloignées, différente de celle connue sur les bordures du Bassin de Paris (conditions climatiques différentes?, lessivage moins important), soit une nature particulière des roches affleurantes (produits volcaniques? activité hydrothermale?). Si de telles communications sont possibles, une origine commune avec les argiles sédimentant en Mer du Nord est envisageable et dans ce cas pourrait en partie refléter une dégradation (poussée ?) de produits volcaniques, compte tenu des indices de centres volcaniques actifs émergés ou inondés connu à l'époque dans ces bassins, comme le complexe des Forties-Piper en Mer du Nord (Howitt *et al.*, 1975 ; Smith & Richie, 1993) ou le bassin de Zuidwal en Hollande (Cottençon *et al.*, 1975). Cette origine lointaine permettrait d'expliquer la prédominance de cette famille argileuse dans les cortèges par sédimentation différentielle. Une telle hypothèse peu argumentée pour l'instant (aucune donnée d'argile n'est mentionnée pour ces bassins Nordiques) mérite confirmation.

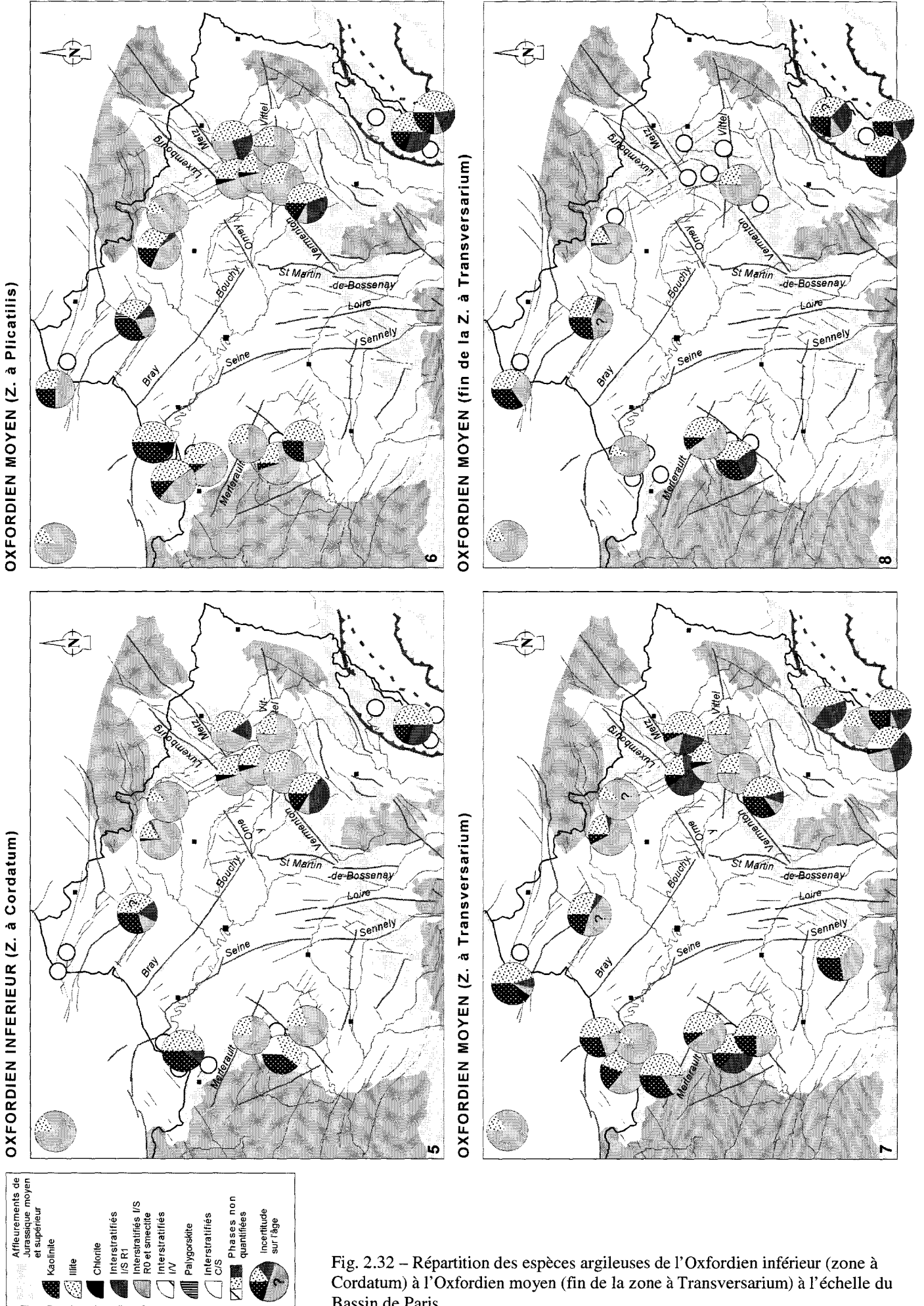


Fig. 2.32 – Répartition des espèces argileuses de l'Oxfordien inférieur (zone à Cordatum) à l'Oxfordien moyen (fin de la zone à Transversarium) à l'échelle du Bassin de Paris.

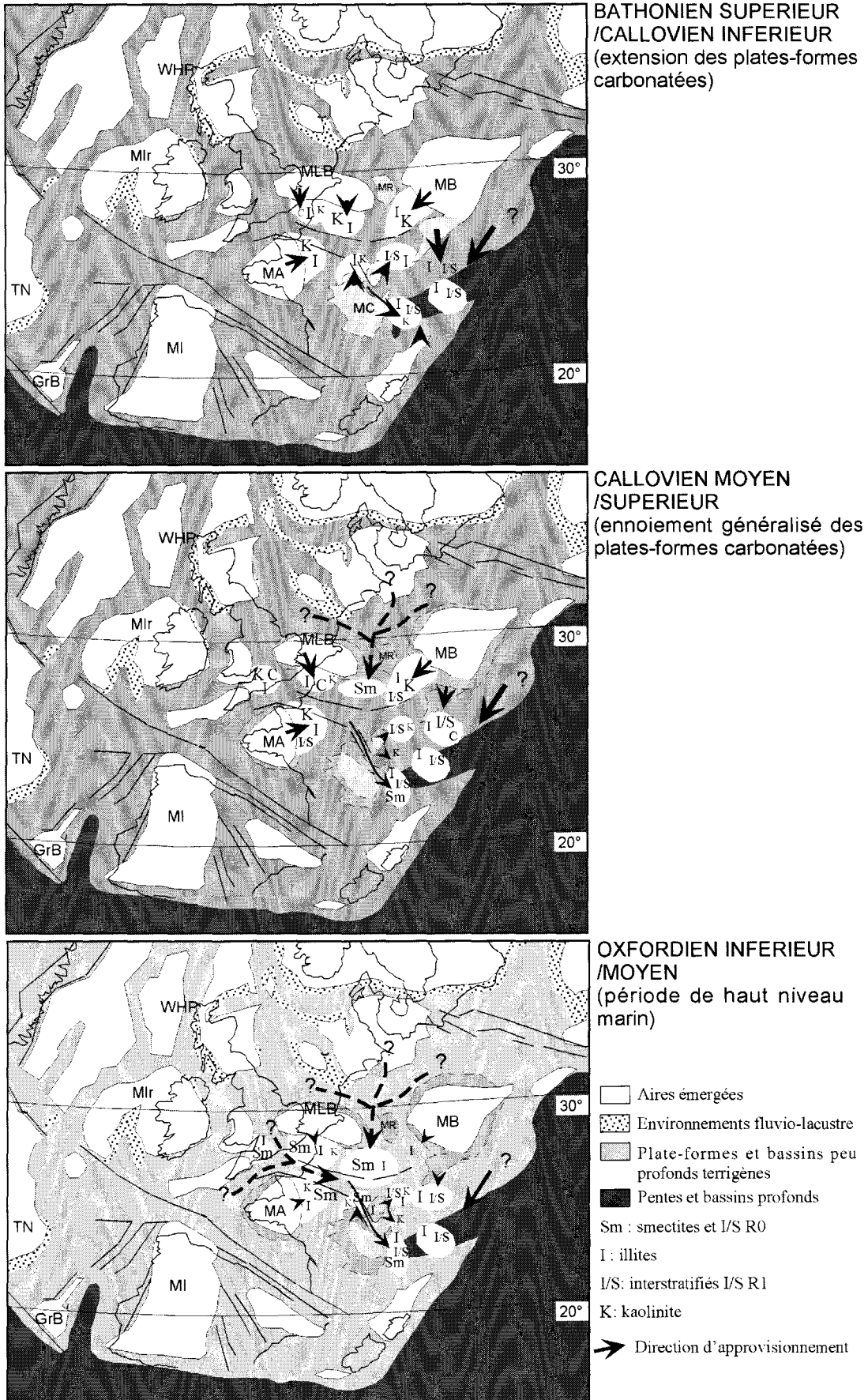


Fig. 2.33 – Sources et direction d'approvisionnement envisagées pour la sédimentation terrigène au cours de l'intervalle Bathonien supérieur/Oxfordien moyen dans les bassins de Paris et du Sud-Est de la France. Schéma paléogéographique d'après Dercourt *et al.*, 1993.

4.2.3.3 - Origine de la chlorite

D'une manière générale, la chlorite est peu identifiée dans les cortèges argileux. Celle-ci n'est présente sur la bordure armoricaine qu'à l'Oxfordien inférieur, alors que la partie septentrionale du massif central ne l'enregistre pas. Elle est également présente en petites quantités dans les sédiments de la bordure ardennaise. Seuls le Boulonnais et la partie orientale du Bassin de Paris présentent des cortèges argileux à chlorite. Dans le Boulonnais ce minéral pourrait provenir de l'érosion du massif Londres-Brabant en tant que minéral primaire, associé à l'illite. A l'Oxfordien inférieur, la forte abondance de ce minéral dans le Sud-Dorset et son apparition dans les assemblages argileux sur la bordure externe Nord-Est du massif armoricain suggère un approvisionnement depuis les massifs exondés anglais et le massif Londres-Brabant. Dans la partie est du Bassin de Paris et le Jura, une origine depuis des terres émergées au Nord-Est (Massif Bohémien) est envisageable, comme le montre la diminution progressive de cette phase minérale du Nord au Sud (entre les forages ANDRA, St Blin et Bologne). Dès la zone à Cordatum, ce minéral devient minoritaire consécutivement à l'arrivée massive de smectite. Cette diminution reflète une période de transgression maximale favorisant un changement des sources détritiques et un contrôle tectonique calme privilégiant l'érosion des sols par rapport aux roches formant le socle.

4.3 - Interprétation des changements minéralogiques observés

4.3.1 - Origine du changement minéralogique à l'Est du Bassin de Paris (Oxfordien inférieur)

Le changement minéralogique majeur enregistré dans les dépôts argileux du Callovo-Oxfordien, à l'Est du Bassin de Paris, se matérialise par une augmentation brutale de smectites au détriment de l'illite, de la kaolinite et des interstratifiés à composante illitique au cours de la sous-zone d'ammonite à Scarborough. Cette signature argileuse n'est pas spécifique à cette aire géographique. Des changements minéralogiques du même ordre sont enregistrés à différentes périodes sur l'ensemble du Bassin de Paris, en Normandie, Boulonnais, Picardie, Ardennes et Berry. Seule la plate-forme bourguignonne ne semble pas enregistrer de telles modifications. La répartition spatiale des minéraux argileux au cours du temps permet de constater qu'un tel changement dans la fraction terrigène fine s'amorce sur les pourtours de la bordure ardennaise dès le Callovien inférieur. Si les smectites proviennent du Nord-Est, comme suggéré précédemment, ces minéraux restent bloqués au niveau de la plate-forme ardennaise et ne pénètrent pas dans le secteur Est du Bassin de Paris avant l'Oxfordien inférieur. Au Callovo-Oxfordien, la bordure ardennaise est un secteur à subsidence active et constante qui enregistre de forts taux de sédimentation (16 cm/1000 ans pour la coupe de Dommery, Lefrançois *et al.*, 1996). Elle connaît également une tectonique distensive permettant l'individualisation de petits blocs affaissés (Lefrançois, 1995) et de secteurs plus subsidents, comme la fosse d'Argonne ou de l'Aisne (fig. 1.8). De telles dépressions initiées par une tectonique extensive locale, rapidement comblées, constituaient vraisemblablement un réceptacle pour les smectites empêchant un débordement au Sud.

A l'Oxfordien inférieur, l'élévation maximale du niveau marin (surface d'inondation maximale de deuxième ordre) a pu favoriser une redistribution des circulations océaniques et des échanges entre provinces à la suite du rétrécissement des aires positives émergées. Deux possibilités dans les directions d'approvisionnement des smectites sont alors envisageables au vue de la répartition des minéraux argileux sur l'ensemble du bassin intégrant l'ensemble des données disponibles (fig. 2.33) :

- La première consiste en l'arrivée de smectites depuis les provinces occidentales (rift Arctique-Atlantique Nord, Approches occidentales de la Manche, Dorset), guidée par le sillon marneux péri-armoricain (Dugué, 1989, 1990, 1991; Pellenard *et al.*, 1999). Une telle hypothèse se base: 1) sur la présence d'un stock important de smectites sur les bordures atlantiques au Jurassique supérieur. Les plus vieux sédiments océaniques Nord-atlantiques connus datés du Callovien (Ogg *et al.*, 1983) sont riches en illite et sont à mettre en relation avec l'érosion active des marges atlantiques (Debrabant & Chamley, 1982; Chamley *et al.*, 1983; Chamley, 1989). Des smectites alumino-ferrifères de même nature que celles étudiées prendront le relais dès l'Oxfordien sur les minéraux primaires lors de la stabilisation des marges et d'une diminution en parallèle de l'intensité de l'érosion. 2) La présence de smectite à l'Oxfordien inférieur dans le Berry, secteur dans le prolongement du sillon marneux par l'intermédiaire du fossé de la Loire et de la faille de Sennely, renforce l'idée d'un approvisionnement en smectites depuis les domaines occidentaux et d'une canalisation par l'intermédiaire de cette gouttière péri-armoricaine. Dans ce cas l'enrichissement tardif en smectite sur la bordure anglaise (Zone à Cordatum), dans le Boulonnais (Zone à Plicatilis) et sur la bordure normande (zone à Plicatilis) ne serait possible que lors d'une crise épirogénique permettant le basculement de ces bordures en direction du sillon marneux (Dugué, 1991). Une telle solution refléterait une communication importante entre le domaine atlantique en cours d'ouverture et le Bassin

de Paris dès l'Oxfordien inférieur. Une connexion avec le domaine Nord-Ouest avait déjà été envisagée pour le Bathonien par Fily & Rioult (1980).

- La deuxième possibilité serait liée à l'invasissement par les smectites issues des bassins nordiques alimentant la bordure ardennaise au Callovien. Dans ce cas, il faut considérer que le système de piégeage fonctionnant auparavant n'existe plus. Il est possible d'imaginer que l'ennoiement généralisé favorise des échanges plus importants entre bassins, permettant un apport plus conséquent de particules fines, comblant plus rapidement les dépressions (colmatage des morphologies) et rendant possible un débordement au Sud dès l'Oxfordien inférieur.

Pour l'instant, il semble difficile de trancher entre les deux hypothèses, les deux directions d'approvisionnement n'étant pas incompatibles et pouvant fonctionner simultanément. Lors de cette période de haut niveau marin, l'augmentation des smectites est également favorisée, indépendamment des modifications courantologiques, par l'éloignement des rivages proches. Le recul des terres émergées favorise un transport préférentiel des particules fines et une diminution de l'illite et de la kaolinite. De plus le recouvrement des terres entraîne une érosion plus superficielle des profils pédologiques.

Le Callovo-Oxfordien du bassin parisien est donc marqué par deux types d'apports terrigènes fins : des apports internes issus de l'érosion de la couverture (sols, sédiments) et du socle des terres émergées proches (Massif Armoricain, Massif Londres-Brabant, Massif Central, Massif Bohémien) et des apports lointains à l'origine des smectites issus de bassins septentrionaux (?) et/ou du jeune domaine atlantique. A l'échelle du bassin, la sédimentation argileuse est dominée par ces apports externes lors de la période d'inondation maximale qui favorise les communications entre bassins et une redistribution des courants marins. Une origine du changement minéralogique uniquement d'ordre climatique n'est pas étayée pour l'instant. Cependant des variations des conditions de pluviosité pourraient intervenir sur la pédogenèse et favoriser la formation de smectites aux dépens de kaolinite au cours de l'Oxfordien.

4.3.2 - Comparaison avec le domaine jurassien - signification des changements minéralogiques

Comme la bordure bourguignonne, le Jura est relativement indépendant de l'évolution minéralogique du Bassin de Paris. La nature des variations minéralogiques observées, la présence de smectites dans les cortèges, l'indépendance avec la lithologie ou l'absence de gradient dans la cristallinité de l'illite suggèrent une action modérée de la diagenèse d'enfouissement, permettant une interprétation des minéraux argileux en terme d'apports terrigènes. De telles conclusions sont également envisagées pour les coupes oxfordiennes du Jura Suisse étudiées par Gygi & Persoz (1986), qui indiquent un recouvrement maximal des séries, inférieur à 1000 – 1500 m. Les cortèges argileux, riches en interstratifiés et illite au Callovien moyen, s'enrichissent progressivement en kaolinite au cours de l'Oxfordien. Un premier changement important marqué par l'arrivée massive de smectite aux dépens d'illite et de kaolinite est enregistré à la fin de la zone à Plicatilis (sous-zone à Antecedens, coupe de Crotenay). Un deuxième changement majeur s'effectue à la fin de l'Oxfordien moyen (sous-zone à Schilli, au dessus du repère R4 sur la coupe du Creux-du-Giron) par l'arrivée de kaolinite au détriment de la smectite. Cette inversion minéralogique n'est en revanche pas identifiée pour les zones plus distales en limite de talus (fig. 2.32 et 2.34).

La comparaison entre les coupes du Jura selon un transect Nord-Sud (fig. 2.34) permet de discuter de la répartition spatiale de la fraction terrigène fine au cours de l'Oxfordien et de préciser la localisation des sources détritiques.

La chlorite est minoritaire au Callovien inférieur, alors qu'elle peut atteindre jusqu'à 20 % dans les cortèges argileux du Bathonien (Bolte *et al.*, 1996). Dans la zone à Transversarium, la chlorite augmente en direction du bassin subalpin. Peu de données sont disponibles pour l'Oxfordien inférieur, mais cette période présente a priori des proportions en chlorite plus importantes. Dans le Jura suisse, la chlorite est généralement peu présente à l'Oxfordien (Gygi & Persoz, 1986 ; Pittet, 1996). Une tendance à l'augmentation de ce minéral en direction du bassin est également observée dans les coupes du Jura suisse (Gygi & Persoz, 1986). Dans ce secteur, ce minéral est relativement indépendant des proportions d'illite. Par ailleurs aucun enrichissement en illite depuis les zones de plate-forme externe jusqu'au bassin n'est visible. L'enrichissement de la chlorite dans les milieux plus distaux est étonnant, ce minéral étant réputé sédimenter rapidement du fait de sa taille et de sa morphologie. Par ailleurs l'absence ou la présence très modérée de chlorite à l'Oxfordien dans les dépôts est du bassin parisien ne suggère pas une direction d'approvisionnement depuis le Nord (Massifs hercynien Bohémien ou Rhénan) pour le Jura. Il semble peu probable que le Massif Central puisse jouer un rôle dans la sédimentation de la chlorite, le socle n'étant probablement pas mis à nu au Callovien-Oxfordien. Une origine orientale est en revanche envisageable et cohérente avec les données du bassin subalpin (cf. chapitre 3). Quant à l'origine de

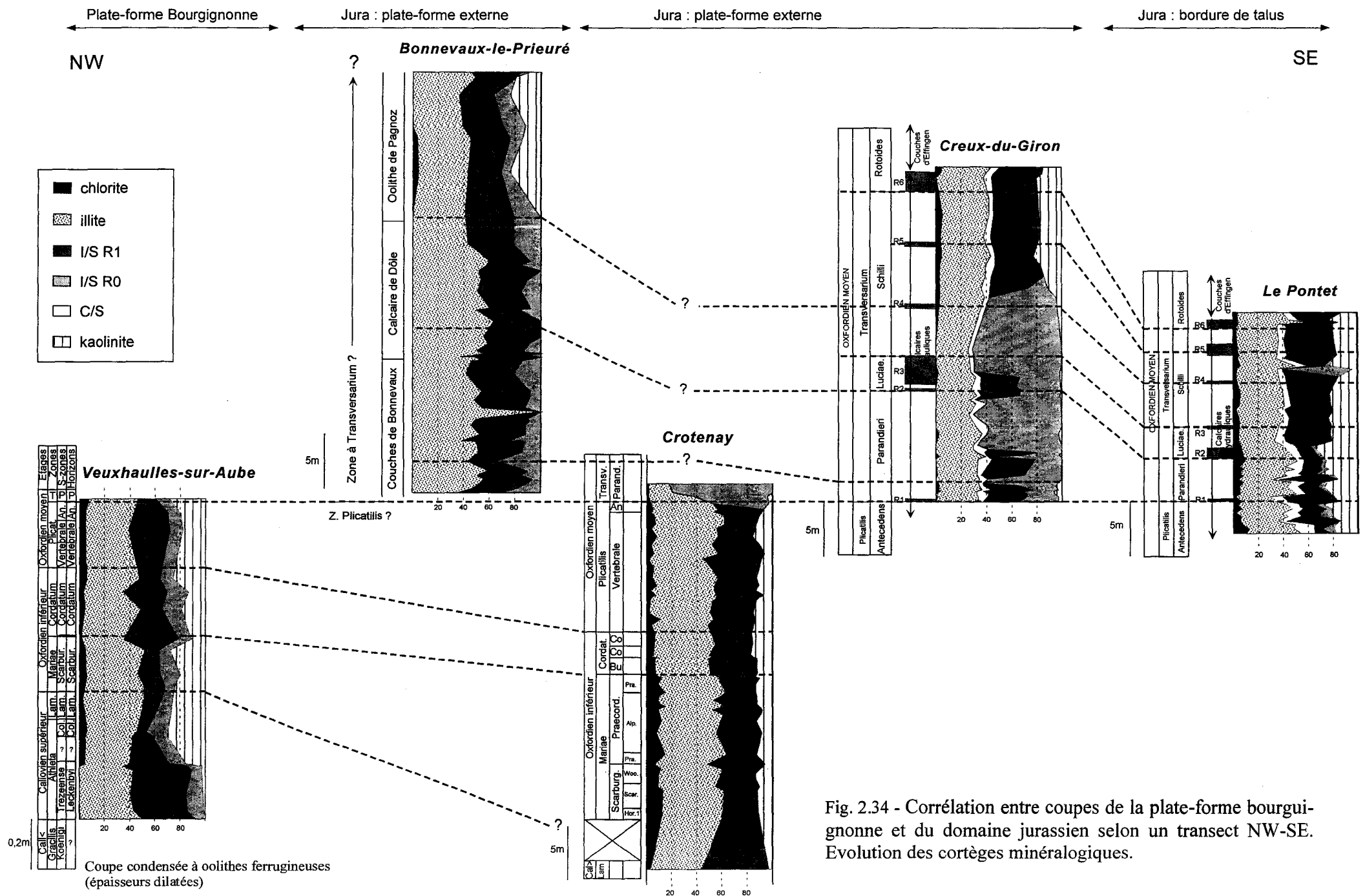


Fig. 2.34 - Corrélation entre coupes de la plate-forme bourguignonne et du domaine jurassien selon un transect NW-SE. Evolution des cortèges minéralogiques.

l'illite, aucun gradient net n'est visible. Gygi & Persoz (1986) suggèrent que les sources d'argiles pour le Jura suisse correspondant aux terres émergées au Nord (Massifs Bohémien et Rhéna) sur la base de la répartition de certains minéraux argileux (gradient négatif des domaines de plate-forme aux domaines de bassin) ou de la diminution de la taille des grains de quartz dans la fraction silteuse. Une telle hypothèse est compatible avec nos données. Ces massifs seraient pourvoyeurs d'illite et d'interstratifiés dans le domaine jurassien et pourraient également intervenir dans la sédimentation de la bordure est du Bassin de Paris durant l'épisode callovo-oxfordien (fig. 2.32 et 2.33).

La kaolinite présente un signal particulier dans les coupes du Jura français. Les coupes de Crotenay et du Creux-du-Giron permettent d'identifier une période d'absence de kaolinite entre la fin de la zone à Plicatilis et le repère R4 (Gaillard *et al.*, 1996) de la zone à Transversarium (fig. 2.34). Cette zone minéralogique particulière est peut être corrélable avec l'unité A des coupes du Nord-Est étudiée par Gygi & Persoz (1986) à la base de la formation de Ste Ursanne (zone à Transversarium). Cet événement est donc, *à priori*, généralisable à une partie du Jura et pourrait constituer un élément de corrélation important. Gygi & Persoz (1986) ont d'ailleurs utilisé le signal de la kaolinite comme outils de corrélation dans les coupes d'environnements proximaux dépourvus de céphalopodes et validés cette approche par des arguments sédimentologiques ou biochronologiques dans les coupes plus distales favorables aux datations par ammonites. Une résolution à la sous-zone d'ammonites serait envisageable par ce type d'approche minéralostratigraphique (Gygi & Persoz, 1986). Sur la base de ces travaux, une tentative de corrélation peut être envisagée entre la coupe bien datée du Creux-du-Giron et celle de Bonnevaux-le-Prieuré. Dans ce cas le passage Calcaire de Dôle/Oolithe de Pagnoz pourrait correspondre au repère R4 des coupes plus distales. Les variations des interstratifiés et de la smectite dans les cortèges pourraient également permettre des corrélations (fig. 2.34). Il est nécessaire toutefois de rester prudent sur de telles corrélations, puisque plusieurs facteurs contrôlent la répartition des minéraux argileux au cours du temps, ne permettant pas l'emploi systématique des minéraux argileux à des fins stratigraphiques, à l'image des changements minéralogiques diachrones identifiés dans le Bassin de Paris. Une variation minéralogique peut paraître synchrone à l'échelle d'un sous-étage et être en réalité diachrone à l'échelle de la sous-zone d'ammonite. Il serait nécessaire à l'image des travaux de Gygi & Persoz, (1986) de valider de telles corrélations entre deux coupes bien datées présentant les mêmes variations minéralogiques.

La persistance de kaolinite dans les domaines plus distaux en bordure de talus est plus étonnante. Comme l'illite ou la chlorite, cette phase minérale a tendance à sédimenter dans les secteurs proximaux. La comparaison avec le découpage séquentiel proposé à partir des coupes de bassin et de plate-forme sur l'ensemble du transect oxfordien (Bouhamdi, 2000) ne montre aucune relation évidente ou période clé dans les variations du niveau marin permettant d'expliquer simplement une telle répartition. L'absence de kaolinite sur les coupes septentrionales pendant l'intervalle considéré suggère que la source ne se situe pas au Nord. Dans ce cas, il est possible de faire l'hypothèse d'un apport depuis des sources occidentales. Le Massif-Central pourrait être un candidat envisageable alimentant à la fois la plate-forme bourguignonne et les parties les plus méridionales du Jura. La kaolinite abondante dans le bassin du Sud-Est pourrait également prendre naissance sur ce massif partiellement émergé (cf chap. 3). Les périodes d'absence de kaolinite devraient correspondre à des périodes de faibles exondation de la Plate-forme Centrale dans sa partie nord et à une émergence suffisante plus au Sud pour former des sols à kaolinite alimentant la partie méridionale du Jura et le bassin subalpin. Cette source terrigène proche a pu influencer la production carbonatée du Jura par augmentation de la teneur en kaolinite au dépens de la sédimentation carbonatée et du développement des organismes constructeurs.

Les variations spatiales et temporelles des proportions de smectite et d'interstratifiés sont plus difficilement interprétables. Sur les coupes de Bonnevaux-le-Prieuré et du Creux-du-Giron, l'augmentation des interstratifiés et de la smectite en domaine plus distal, répond au schéma classique, ces particules présentant de meilleures caractéristiques de flottaison et une taille plus propice à un transport lointain mais ceci n'est pas vérifié sur la coupe la plus distale (Le Pontet), qui présente très peu de smectite. Dans le Jura et le Bassin Subalpin, cette espèce minérale est rarement identifiée en fortes proportions (Gygi & Persoz, 1986). Seul le Bassin de Paris connaît des sédiments argileux dominés par des smectites. Des échanges entre le Bassin de Paris et le Jura favorisés lors des périodes transgressive ont probablement eu lieu au cours de l'Oxfordien moyen terminal, permettant un apport de smectites lointaines. De telles communications ne semblent en revanche pas possible pour les périodes de l'Oxfordien inférieur et début de l'Oxfordien moyen, comme le suggère l'absence de smectite dans les dépôts des coupes jurassiennes.

Les variations minéralogiques enregistrées dans les coupes du Jura ne traduiraient donc pas nécessairement de variations majeures d'ordre climatiques ou de simples variations eustatiques, mais dépendraient fortement de la physiographie des terres proches (Massif Central, Massif Bohémien) et du cadre paléogéographique. Une relative indépendance entre bassin parisien et Jura est exprimé par la signature argileuse hormis pour l'Oxfordien moyen (zone à Transversarium). Pour cette période, des échanges par l'intermédiaire de

chenaux ou sillons auraient pu approvisionner en smectites le domaine jurassien en période de haut niveau marin par débordement du haut-fond constitué par l'éperon bourguignon et son extension jurassienne.

5 - Conclusions sur le message terrigène à haute résolution du Callovien inférieur – Oxfordien moyen du Bassin de Paris

- La confrontation des données de faciès et de microfaciès, des paramètres physiques (granulométrie, signaux diagraphiques), minéralogiques (fraction argileuse et phase carbonatée) et géochimiques (majeurs, isotopes de la phase carbonatée) permet d'établir pour la série argileuse du Callovien-Oxfordien de l'Est du Bassin de Paris (forages ANDRA), un découpage en 4 séquences ou cycles transgressif/régressif de troisième ordre complets. Celles-ci appartiennent à un cycle de deuxième ordre *p.p.* dont le maximum d'inondation est situé au sein de la sous-zone à Scarburgense, voire au sein de l'horizon à Woodhamense (Oxfordien inférieur). Cette surface est soulignée par une rupture minéralogique et géochimique importante.

- La rupture minéralogique est de courte durée, inférieure à un horizon d'ammonite soit quelques dizaines de milliers d'années et concerne les assemblages argileux qui passent de cortèges dominés par l'illite et la kaolinite à cortèges dominés par les smectites.

- Le signal minéralogique identifié reflète un caractère régional (enregistrement sur 3 forages et deux coupes au sud). Les limites d'extension de cette province minéralogique restent encore imprécises, mais le Nord de la plate-forme bourguignonne, le domaine jurassien français et la bordure ardennaise présentent une évolution distincte.

- La confrontation des données stratigraphiques, minéralogiques et paléothermométriques à l'échelle du bassin permet de s'assurer que la rupture minéralogique enregistrée à l'Oxfordien pour l'Est du bassin de Paris n'est pas d'origine thermique ou liée à l'enfouissement, mais reflète une modification imputable au signal sédimentaire originel.

- Les relations établies entre l'évolution verticale des argiles et l'évolution du niveau marin relatif pour différents secteurs du bassin ne sont pas simples. Les signaux de basse fréquence répondent à un schéma classique (augmentation de kaolinite et d'illite en phase régressive et augmentation des smectites en période de haut niveau marin relatif). Les signaux de plus haute fréquence impliquent une relation inverse que l'on retrouve pour les sédiments de l'Oxfordien moyen, supérieur et du Kimméridgien.

- L'étude de la répartition latérale des assemblages argileux permet de discuter des directions d'approvisionnement et des sources pourvoyeuses des particules terrigènes. L'envahissement du Bassin de Paris par des smectites est daté du Callovien inférieur et se produit seulement sur la bordure ardennaise. Un blocage de ces minéraux par des barrières morphologiques est envisagé (système en blocs basculés, comblement de morphologie) au moins jusqu'à l'Oxfordien inférieur, ne permettant pas un envahissement généralisé du Bassin de Paris. L'origine de la smectite est discutable (érosion de sols des Massifs Londres-Brabant/Rhénan ou apport depuis des bassins septentrionaux).

- Des modifications paléogéographiques consécutives à un ennoiment généralisé à l'Oxfordien inférieur permettraient une redistribution du matériel argileux et un transit de ces particules entre le domaine atlantique et le Bassin de Paris par l'intermédiaire du sillon marneux.

- Les sources d'argiles alimentant le bassin de Paris sont donc multiples au Callovien-Oxfordien. Les Massifs Armoricaïn et Londres-Brabant sont des sources proximales permanentes, alors que des aires temporairement exondées de la Plate-forme Centrale (incluant le Massif Central) pourvoyeuses de kaolinite sont envisagées. Des sources plus lointaines (Massif Bohémien) permettraient un apport de minéraux primaires (illite, chlorite) plus ou moins dégradés.

- Le domaine jurassien apparaît comme une province minéralogique distincte. Si des connexions entre Bassin de Paris et domaine jurassien français ont pu s'effectuer, celles-ci devaient être temporaires.

Chapitre 3 :

Sédimentologie et minéralogie des Terres Noires
(Callovien supérieur-Oxfordien moyen) du bassin
subalpin méridional

CHAPITRE 3

SEDIMENTOLOGIE ET MINERALOGIE DES TERRES NOIRES

(CALLOVIEN SUPERIEUR-OXFORDIEN MOYEN) DU BASSIN SUBALPIN MERIDIONAL

Dans l'optique d'une recherche de niveaux centimétriques de cendres volcaniques, il était nécessaire de décrire très précisément les coupes du bassin subalpin, d'examiner attentivement les faciès et de fournir un calage biostratigraphique le plus précis possible. Seule la partie terminale des Terres Noires susceptible de contenir des bentonites, compte tenu de l'occurrence de niveaux de cendres volcaniques au passage Oxfordien inférieur/moyen dans le Bassin de Paris, a fait l'objet d'une telle démarche. L'étude dans ce bassin est donc focalisée sur l'Oxfordien inférieur et moyen dont l'épaisseur peut atteindre 350 m. La partie callovienne des Terres Noires a été examinée mais aucun levé précis n'a été effectué et aucun indice volcanique n'y a été identifié.

1 - Les coupes levées : données lithologiques, sédimentologiques et biostratigraphiques

1.1 - Les données antérieures : données biostratigraphiques et levés préliminaires

La monotonie apparente des faciès et le manque de niveaux repères associés à la relative rareté des fossiles dans la formation des Terres Noires du bassin subalpin (2000 m du Bajocien supérieur à l'Oxfordien moyen) n'ont permis d'établir un cadre bio- et lithostratigraphique que tardivement. C'est incontestablement les récoltes de faunes d'ammonites, les descriptions lithologiques et les analyses minéralogiques et géochimiques présentées par Artru (1965, 1966, 1967, 1968 a et b, 1972) qui ont posé des fondements stratigraphiques et fournis une ébauche structurale et paléogéographique du bassin. Toutefois, peu de coupes ont été étudiées dans le détail, levées banc à banc et datées à la sous-zone d'ammonite, excepté dans le secteur de Beauvoisin (Drôme), qui présente un intérêt paléoécologique remarquable (Bourseau, 1977 ; Gaillard *et al.*, 1985 ; Rolin, 1987 ; Gaillard & Rolin, 1988 ; Rolin *et al.*, 1990). Les nouvelles études de faunes d'ammonites réalisées dans le bassin (Fortwengler, 1989 ; Marchand *et al.*, 1990 ; Fortwengler & Marchand, 1994 ; Fortwengler *et al.*, 1997) apportent une précision biochronologique à l'horizon d'ammonite pour le passage Callovien/Oxfordien ou à la sous-zone pour l'Oxfordien inférieur et moyen.

Quelques affleurements ont été examinés d'après les cartes géologiques ou les données de la littérature. Toutefois, la plupart des coupes ont été sélectionnées sur les conseils de Dominique Fortwengler qui a assuré avec Didier Marchand les déterminations des faunes d'ammonites. Ces derniers ont établi un découpage en unités biochronologiques selon 14 ensembles fauniques fournissant des horizons repères permettant des corrélations à l'échelle du bassin (fig. 3.1). Ces horizons tiennent à la fois compte des espèces indices et de l'abondance relative des divers groupes d'ammonites. Ces ensembles faunistiques repères rendent compte à l'échelle des sous-zones d'ammonite :

- d'une diminution d'épaisseur du Callovien supérieur, particulièrement au passage Callovien/Oxfordien
- d'une forte épaisseur pour les sous-zones à Scarburgense et Praecordatum de l'Oxfordien inférieur
- d'une réduction pour la sous-zone à Bukowskii
- d'un retour à des séries plus dilatées pour l'Oxfordien moyen (Fortwengler, 1989).

1.2 - Les coupes étudiées

1.2.2 - La coupe d'Oze : coupe de référence pour le bassin subalpin

1.2.2.1 - Calage biostratigraphique

La coupe d'Oze (Hautes-Alpes) au lieu dit les Faysses, située dans la partie nord-est de la zone d'étude (fig. 3.7) constitue l'une des coupes les plus caractéristiques des Terres Noires de par les conditions d'affleurements, les nombreuses faunes d'ammonites récoltées et l'intervalle stratigraphique représenté, du

Callovien supérieur aux faciès « argoviens » de l'Oxfordien moyen. Une description lithologique schématique et un découpage biostratigraphique très fin a déjà été proposé par D. Fortwengler et D. Marchand (fig. 3.1). Dans cette étude, un levé métrique précis sur plus de 330 m et des récoltes nouvelles de faunes d'ammonites, afin de préciser les limites biostratigraphiques vis à vis du détail lithologique (fig. 3.2) permettent de proposer la coupe d'Oze comme référence pour le bassin subalpin. Les sous-zones à Praecordatum, Bukowskii, Cordatum, Vertebrale, Plicatilis et Transversarium sont identifiées d'après les faunes de *Cardioceratinae*, *Peltoceratinae*, *Perisphinctidae* et *Oppeliidae*. Les nombreux individus de *Phylloceratidae* demeurent moins informatifs. La sous-zone à Transversarium correspond au début des faciès marno-calcaires en bancs épais qui caractérisent les faciès « argoviens ».

1.2.2.2 - Etude lithofaciologique

Les Terres Noires sont constituées essentiellement de marnes silto-argileuses sombres à débit en plaquettes, dont la teneur moyenne en carbonate est voisine de 30 %. Des horizons carbonatés sous forme de bancs continus ou de nodules alignés d'épaisseur centimétrique à décimétrique s'intercalent dans cette série argilo-marneuse. Il existe également des ensembles décimétriques à plurimétriques plus carbonatés que l'encaissant marneux à débit en plaquettes et des nodules carbonatés ovoïdes, aplatis, centimétriques dispersés dans les marnes. Plusieurs ensembles lithologiques sont distingués au sein de la coupe d'Oze (fig. 3.2):

1) - le premier, jusqu'au repère O1 daté de la zone à *Mariae* correspond à une alternance de marnes argileuses et de bancs marno-calcaires à débit noduleux, rouge brun, de 10 cm d'épaisseur. Des amas de nodules carbonatés blanchâtres pluridécimétriques à métriques rappelant à plus petite échelle les pseudobiohermes de Beauvoisin décrit par Bourseau (1977) et Rolin (1987) ainsi que des nodules centimétriques à patine jaune rouille et cortex rouge brique présentant un débit caractéristique en « pelure d'oignon » s'intercalent dans l'encaissant marneux (Pl. VII, photo B). Le repère O1 correspond au dernier banc noduleux de couleur rouille.

2) - le second ensemble de O1 à O2 est daté de la zone à *Mariae*. La sous-zone à Praecordatum est identifiée au sommet de l'ensemble. Il s'agit d'une alternance de marnes argileuses et de bancs plus carbonatés, jaunâtres, métriques à plurimétriques, à débit en plaquettes et présentant localement des horizons laminés. Les amas de nodules carbonatés s'intercalent fréquemment entre ces ensembles marno-carbonatés en plaquettes.

3) - A partir du repère O2, des bancs marno-calcaires micritiques et des alignements de nodules de couleur rouille lie de vin de 10 à 20 cm d'épaisseur, constituent de bons repères. Les amas de nodules carbonatés sont plus rares. Les faunes d'ammonites indiquent la sous-zone à Bukowskii et le début de la sous-zone à Cordatum.

4) - De O3 à O5 s'individualise un ensemble marneux à nombreux nodules de couleur crème de 10 cm d'épaisseur, soit dispersés dans les marnes soit alignés sous forme de bancs. Certains d'entre eux présentent de fines laminations et des restes d'organismes généralement dissous (lamellibranches, ammonites). De rares nodules à faciès septaria présentent des minéralisations. Quelques bancs marno-calcaire gris, épais (30 cm), à débit en plaquettes, constituent des niveaux repères. Les amas de nodules carbonatés sont fréquents dans cet ensemble. Le repère O4 correspond à la zone d'abondance des nodules de type septaria et de nodules crème alignés (Pl. VII, photo C). L'intervalle est daté de la sous-zone à Cordatum.

5) - L'intervalle O5 - O6, correspond à un ensemble marneux à bancs marno-calcaires micritiques rouille lie de vin, à débit noduleux et nodules dispersés lie de vin, alignés. Les bancs de couleur rouille, continus à l'échelle de l'affleurement, de 10 à 25 cm d'épaisseur, constituent de très bons repères. Quelques nodules crème et de rares amas noduleux carbonatés viennent s'intercaler entre les épais interbancs marneux. A la base de cet ensemble (deux mètres avant le banc 81) et à l'intérieur de celui-ci (à la base des bancs 92 et 98) s'individualisent trois niveaux argileux plastiques millimétriques (b1, b2 et b3), brun ocre, conformes à la stratification, généralement continu à l'échelle de la coupe et fréquemment associés à de la végétation (racines et arbustes). Le faciès de tels horizons, leur géométrie et leur grande continuité latérale nous incite à les interpréter comme des bentonites à l'image de celles décrites par Dauphin (2002) dans les marnes bleues aptiennes. Par ailleurs, entre l'alignement de nodules 106 et le banc double rouille-lie de vin 110, s'intercale un horizon minéralisé fibreux en calcite-célestine-barytine. Celui-ci, parfaitement continu sur l'ensemble de l'affleurement, conforme à la stratification, est surmonté d'un niveau argileux plastique pluricentimétrique (12 à 15 cm) blanchâtre à jaunâtre. Le niveau plastique possède les mêmes propriétés que les fins niveaux b1 à b3 qui présentent également localement une faible minéralisation à la base. La même interprétation en est faite (cf Chap. 4). Les faunes d'ammonites permettent de placer la limite Cordatum/Plicatilis juste en dessous du niveau b2. Le reste de cet ensemble (bancs 92 à 124) est daté de la zone à Plicatilis, sous-zone à Vertebrale.

OZE (Serre Mourresque - Les Faysses Echelle 1/2500)

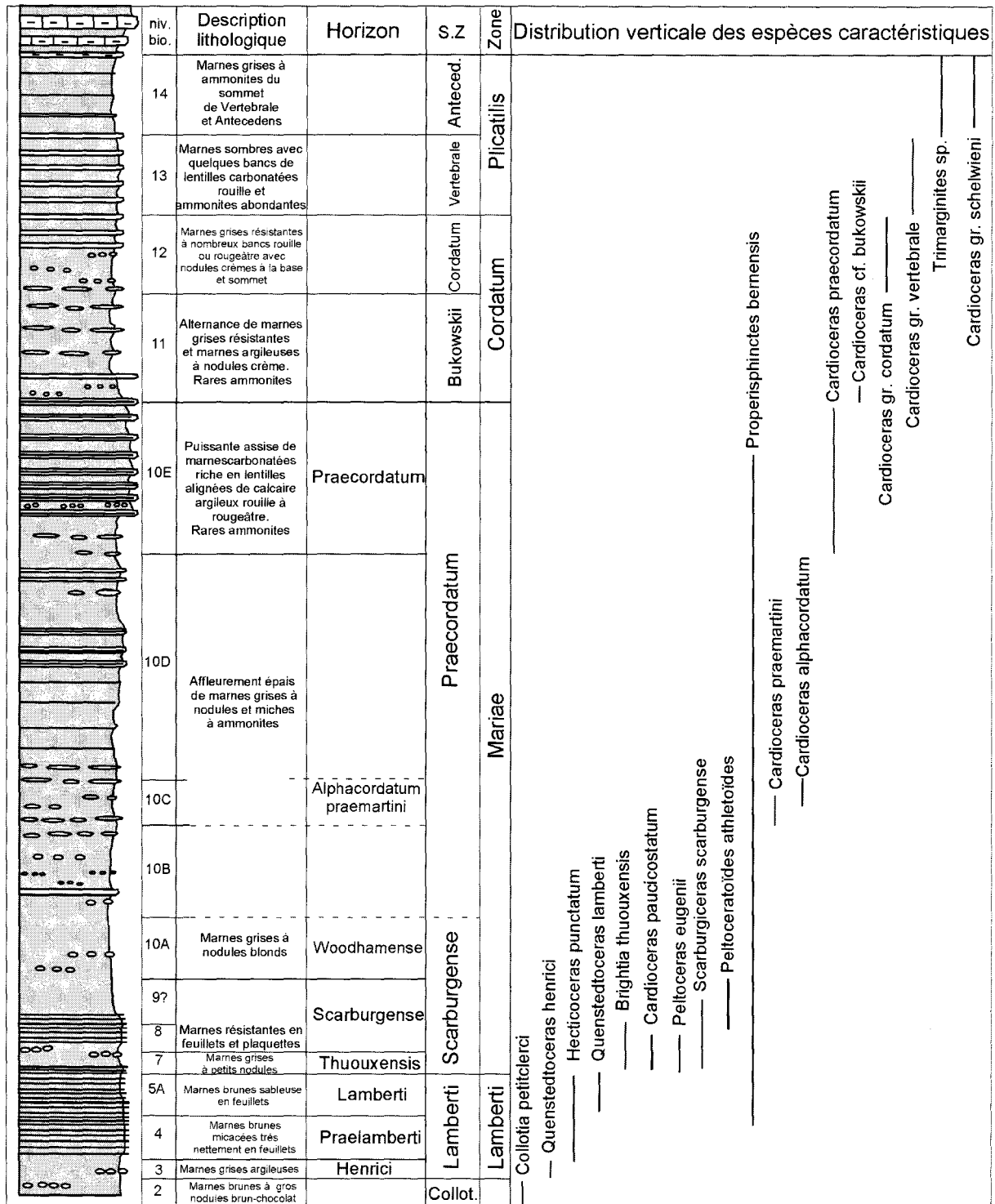


Fig. 3.1 - Découpage biochronologique et grandes coupures lithologiques du Callovien supérieur à l'Oxfordien moyen sur la coupe d'Oze (données D. Fortwengler & D. Marchand). Les unités 2 à 14 correspondent aux plus petites unités biostratigraphiques reconnues dans le bassin subalpin (Fortwengler 1989, Marchand *et al.*, 1990).

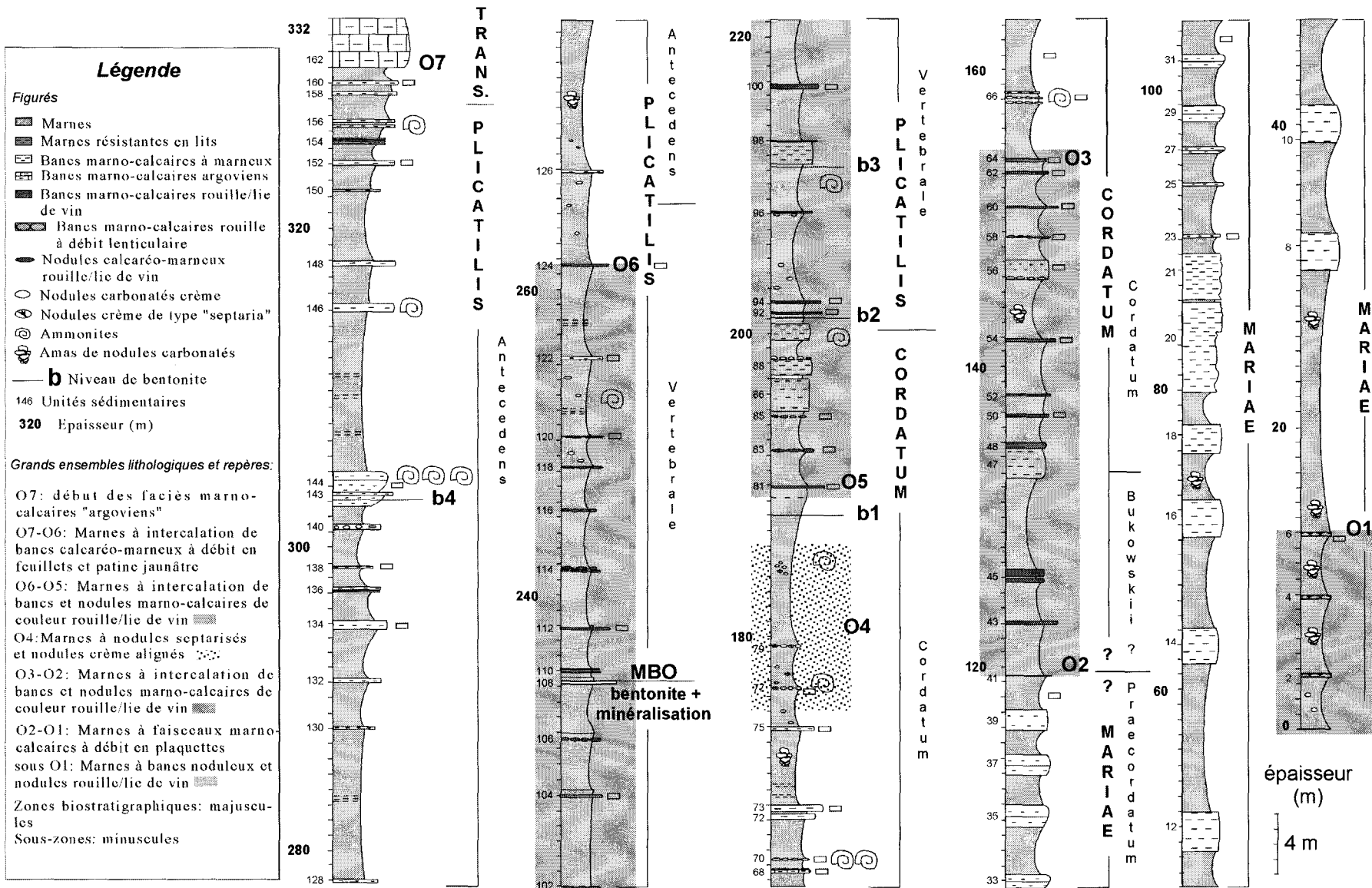


Fig. 3.2 - Lithologie et biostratigraphie de l'Oxfordien inférieur et moyen de la coupe d'Oze (Hautes-Alpes).

6) - L'intervalle O6 à O7 ne présente plus de banc de couleur rouille-lie de vin mais des bancs marno-calcaires jaunâtres d'épaisseur très variable (10 à 50 cm) à débit facile en plaquettes. Le banc 144 particulièrement épais contient de nombreuses ammonites, ainsi qu'une faune de lamellibranches et d'oursins. Juste au dessous du niveau 143, s'individualise un niveau millimétrique argileux plastique, ocre, continu (b5), rappelant les horizons b1, b2 et b3. La partie supérieure de cet ensemble s'enrichit progressivement en bancs marno-calcaires avant d'atteindre les alternance marnes/calcaires de l'Oxfordien moyen. Les faunes d'ammonites recueillies permettent d'identifier la base de la zone à *Transversarium* à partir du banc 158.

1.2.3 - Les coupes entre Montréal-les-Sources et Chalençon

La coupe de Montréal-les-Sources (ravin au Nord de la ferme de la Coudouria) à proximité de la commune de Sahune (Drôme, fig. 3.3) a fait l'objet d'un levé de détail sur plus de 230 m. Les faunes d'ammonites récoltées, datées par D. Fortwengler et D. Marchand, permettent d'identifier les sous-zones à *Cordatum*, *Vertebrata* et *Antecedens* (fig. 3.5). Un découpage lithologique semblable à celui de la coupe d'Oze peut être effectué.

1) - Le premier ensemble (sous O3) présente des bancs marno-calcaires (10 à 15 cm) à patine rouille. La présence d'une zone faillée en dessous du banc 2 n'a pas permis de poursuivre les observations.

2) - l'ensemble O3-O5 se compose de bancs marno-calcaires gris bioturbés, à débit en plaquettes, de 10-15 cm d'épaisseur et d'alignements de nodules carbonatés crème. Certains nodules sont isolés dans l'encaissant. Entre les unités 18 et 23 et sur au moins dix mètres, des alignements de nodules de type septaria de 10 cm d'épaisseur et 20 à 40 cm de long sont observés. Les minéralisations comprennent des sulfates, célestine et barytine massives ou fibreuses et des carbonates, scalénoèdres de calcite et rhomboèdres de dolomite et d'ankérite. Quelques cristaux de quartz automorphes de plusieurs millimètres sont également identifiés.

3) - L'unité comprise entre O5 et O6 correspond à des bancs marno-calcaires micritiques, rouille lie de vin de 5 à 20 cm, à débit en plaquettes et des alignements de nodules de faciès identiques, continus à l'échelle de l'affleurement. Cet intervalle comprend à la fois un niveau repère minéralisé en célestine de 2 cm (niveau 65) surmonté par des argiles plastiques blanchâtres et de fins niveaux argileux plastiques ocre, équivalents envisagés des niveaux b2 et b3 de la coupe d'Oze.

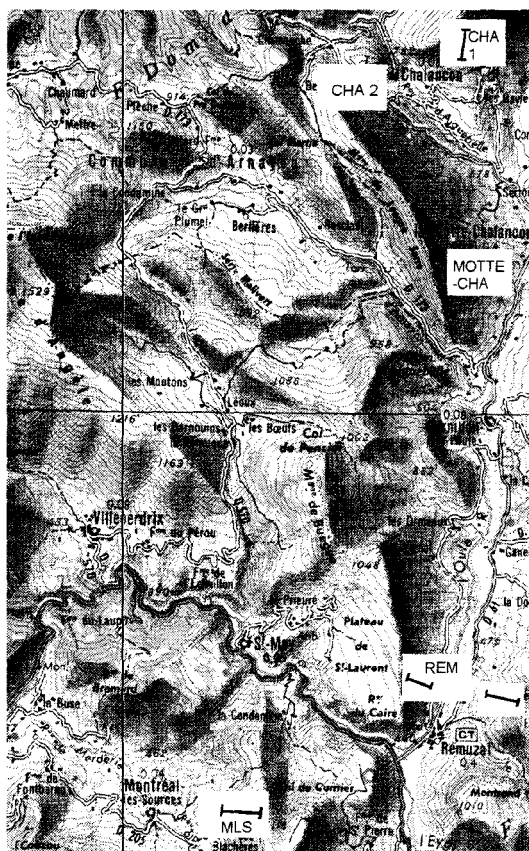
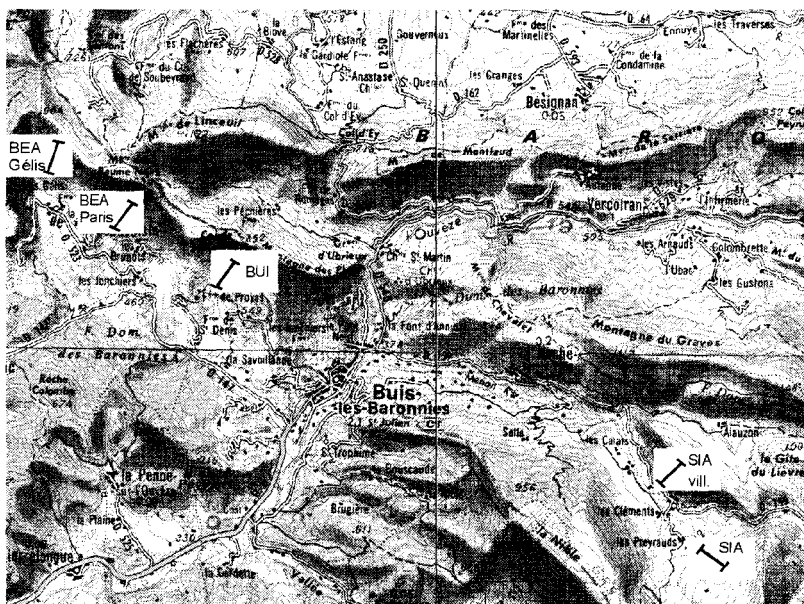


Fig. 3.3 - Localisation géographique des coupes entre Baronnies et Diois (carte 1/100 000, IGN). CHA: Chalençon, MOTTE-CHA: La Motte-Chalençon, REM: Remuzat, MLS: Montréal-les-Sources.

Fig. 3.4 - Localisation géographique des coupes dans le domaine des Baronnies (carte 1/100 000, IGN). BEA: Beauvoisin, BUI: Buis-les-Baronnies.



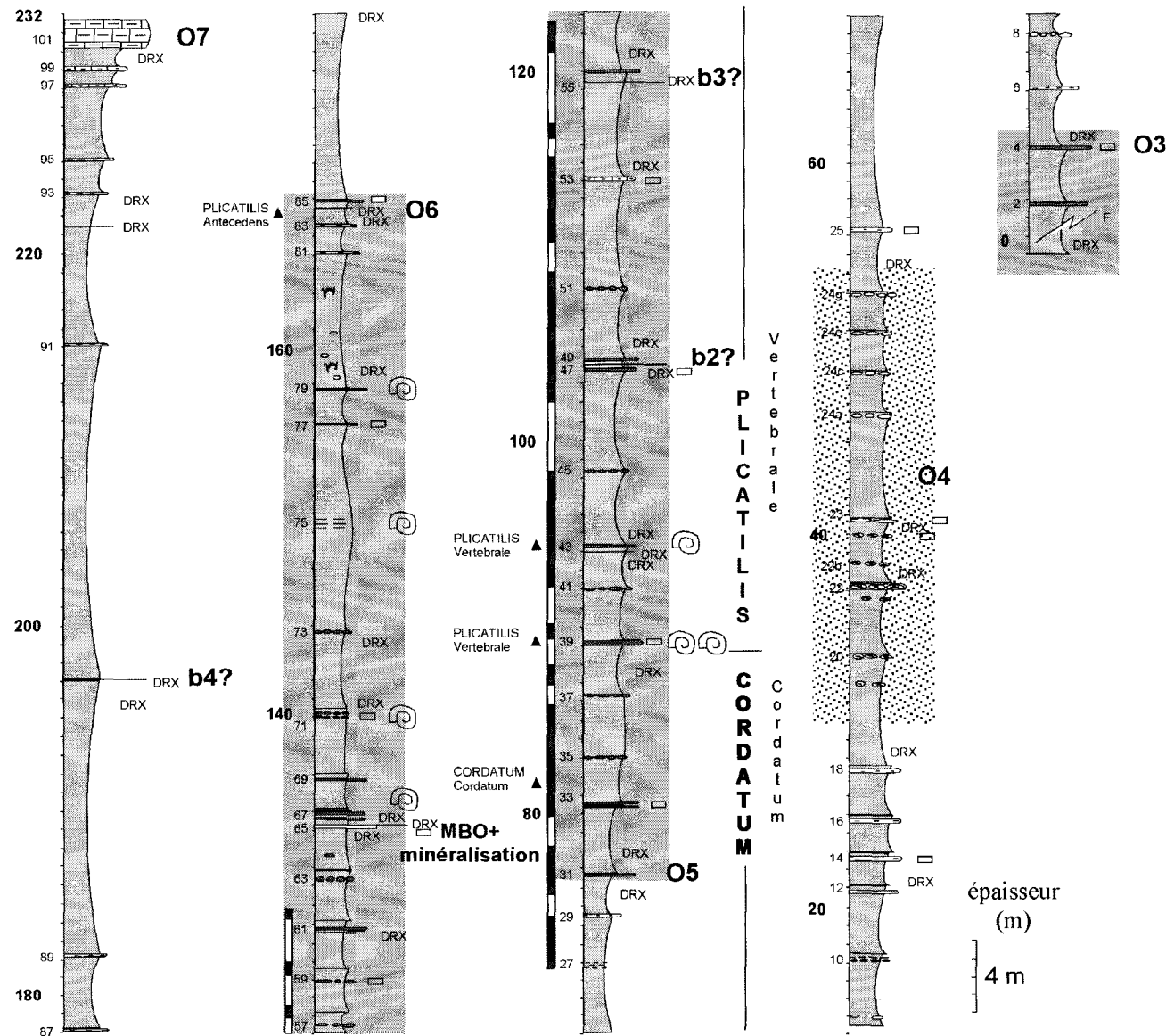
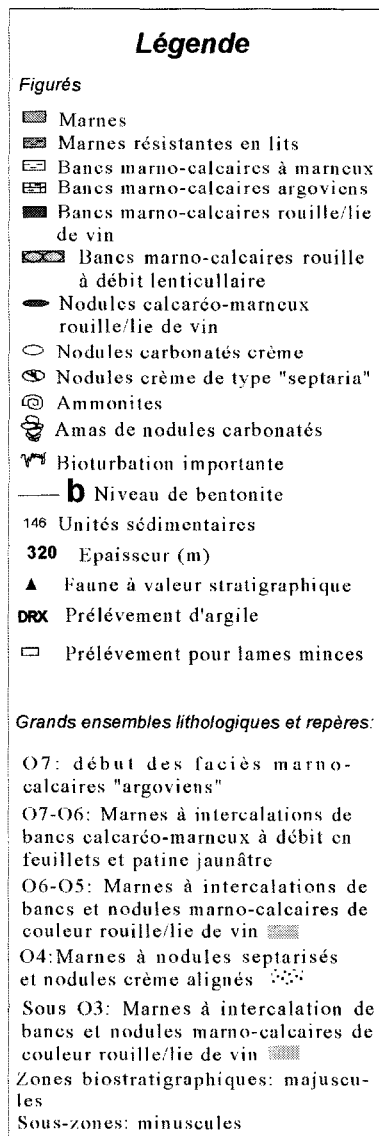


Fig. 3.5 - Lithologie et biostratigraphie de l'Oxfordien inférieur et moyen de la coupe de Montréail-les-Sources (Drôme).

4) – L'ensemble O6-O7 est dominé par des marnes argileuses compactes où s'intercalent de rares bancs marno-calcaires à patines jaunes fortement délitées. Un fin niveau argileux ocre est reconnu dans l'interbanc 90. Au sommet de cet ensemble, s'individualisent d'épais bancs calcaréo-marneux constituant le début des « faciès argoviens ».

Cette coupe permet de bien visualiser les alternances claires/sombres décrites par Tribovillard (1989), particulièrement lorsque le sédiment est légèrement humide, après des périodes de faibles précipitations. Le report de ces alternances effectué entre les bancs 61 et 27 de l'ensemble O6-O5 est indiqué sur la figure 3.5. Ces bandes sombres ou claires présentent une épaisseur variable, de moins d'un mètre à 7 m. Certaines bandes épaisses semblent se décomposer en bandes claires/sombres plus petites. Deux échelles de rythmicité pourraient donc exister bien qu'il soit difficile de les comptabiliser ici dans le détail.

Parmi les coupes septentrionales (fig. 3.3), la coupe de Rémuzat, levée à la fois sur les flancs est et ouest révèle des faciès inhabituels. Les bancs marno-calcaires et bancs noduleux rouille-lie de vin caractéristiques sont remplacés par des bancs marno-calcaires gris à patine légèrement jaunâtre à rouille, parfois épais (30 cm). Par ailleurs, si quelques nodules crème, faiblement septarisés et alignements de petits nodules carbonatés crème sont observés localement, ceux-ci ne constituent pas un ensemble bien distinct, comme dans les coupes de Montréalles-Sources ou d'Oze. Les faunes d'ammonites du haut de la coupe permettent d'identifier la sous-zone à Antecedens.

Dans le secteur de Chalançon, une coupe levée au lieu dit les Bayles, montre à nouveau les grands ensembles lithologiques habituels des Terres Noires :

- 1) un ensemble marneux à bancs et nodules carbonatés micritiques rouille lie de vin de 10 à 20 cm d'épaisseur où s'intercalent quelques passées marno-carbonatées grises succédant à un intervalle marneux épais depuis les « faciès argoviens »
- 2) un ensemble à nodules carbonatés crème de type septaria avec intercalation d'amas de nodules rappelant des pseudobiohermes.

Ces deux dernières coupes n'enregistrent ni les fins niveaux plastiques argileux, ni l'horizon minéralisé surmonté par des argiles plastiques blanchâtres.

1.2.4 - Les coupes des Baronnie

Plusieurs coupes ont fait l'objet d'observations et/ou de levés précis dans ce secteur (fig. 3.4). Il s'agit des coupes de Beauvoisin au lieu dit « les Gélis », Beauvoisin au lieu dit « Les Paris », Buis-les-Baronnies au voisinage de la ferme de Proyas, de la coupe des Sias au dessus du village et d'une coupe au lieu dit « les Preyraud ».

La coupe de Beauvoisin Les Paris (fig. 3.8a) permet d'observer à la base trois bancs rouille-lie de vin en surface structurale, à débit prismatique à noduleux. Ils sont surmontés d'un ensemble argilo-marneux à nodules carbonatés allongés crème, puis de minces bancs marno-calcaires jaunâtres où viennent s'intercaler 3 horizons argilo-sableux, ocre, oxydés, pulvérulents et gypseux (NG1 à NG3). Ces niveaux de 10 à 35 cm d'épaisseur, continus à l'échelle de l'affleurement ne montrent pas de variation d'épaisseur (Pl.VII, photo G). La série comprend ensuite 20 m de marnes argileuses sans repère particulier avant de passer à quelques bancs marno-calcaires, à débit noduleux, de couleur rouille-lie de vin et d'épaisseur inférieure à 10 cm. Ces bancs sont surmontés par un ensemble marneux où s'intercalent trois alignements de nodules de type septaria de 30 cm de long et 15 cm d'épaisseur (ensemble Oxfordien à Septaria de Beauvoisin : OSB).

Le sommet de la coupe montre quelques bancs ou alignements de nodules rouille puis un nouvel horizon oxydé gypseux (NG4) avant de passer à un ensemble argilo-marneux épais sans repère. Les « faciès argoviens » calcaréo-marneux débutent au-dessus d'un faisceau de minces bancs marno-calcaires gris roux. Les faunes d'ammonites permettent d'identifier les sous-zones à Bukowskii, Vertébrale et Antecedens (fig. 3.8a).

La coupe de Beauvoisin « les Gélis » présente dans sa partie supérieure, un niveau plastique, ocre et oxydé de 3 à 4 cm d'épaisseur, minéralisé à sa base rappelant le niveau MBO est mis en évidence. Il se situe 5 m au-dessus d'un banc gris rouille, lui même 5,50 m au dessus de deux bancs repères (5-10 cm) à patine jaune, bien visibles dans la série marneuse. Ces observations sont tout à fait cohérentes avec les descriptions lithologiques de Bourseau (1977, p. 20) ou celles de Rolin (1987). Le niveau plastique minéralisé appartient à l'ensemble « g » décrit par le premier auteur, ce qui lui confère un âge sous-zone à Vertébrale.

La mise en parallèle des coupes aux lieux dits les « Paris » et les « Gélis », distantes de plus d'1 km montre une succession des bancs légèrement différente. Toutefois les caractéristiques des bancs 38 et 42 de

Beauvoisin « les Paris » s'apparentent à celles des deux bancs repères de la coupe de Beauvoisin « les Gélis ». Par conséquent, l'intervalle à alignements de nodules septaria (bancs 32 à 36) correspond à l'intervalle « d » de Bourseau (1977) et les bancs noduleux rouille (24 à 30) aux bancs brun-rouges noduleux du même auteur séparant les intervalles « a », « b » et « c ». Une telle corrélation suggère que l'ensemble à septaria de la coupe de Beauvoisin « les Paris », appartient à la sous-zone à Vertébrale.

La même succession est observée sur la coupe de Buis-les-Baronnies (ferme de Proyas), à 2,5 km de distance. L'ensemble à nodules septarisés est surmonté à nouveau par les deux bancs repères marno-calcaires à patine carbonatée, surmontés par trois bancs rouille lie de vin ou vient s'intercaler le niveau plastique argileux repère souligné par une minéralisation.

La coupe des Sias, 8 km à l'Est, présente un découpage lithologique conforme à celui exprimé dans le secteur de Beauvoisin (fig. 3.8b). De nouveau, comme cela a été mentionné par Rolin (1987), les deux bancs repères permettent des corrélations entre les deux coupes, en plus du repère O7 qui correspond à l'apparition des bancs « argoviens ». Ces deux bancs repères sont situés immédiatement au-dessus du repère à septaria OSB. En revanche, plusieurs bancs noduleux et nodules alignés rouille-lie de vin sont enregistrés dans la partie supérieure O5-O6. Dans cette même unité, un niveau gypseux est de nouveau identifié ainsi que le niveau plastique blanchâtre minéralisé semblable au niveau MBO de la coupe d'Oze. Les septarias de cette coupe présentent en leur centre des cristaux centimétriques translucides de célestine intimement liés à des scalénoèdres de calcite. L'ensemble O5-O3, est constitué par de nombreux bancs centimétriques marno-calcaires à patine jaunâtre à débit en plaquettes et par la présence de 7 niveaux ocre, gypseux, partiellement pyritisés, centimétriques à décimétriques, relativement continus à l'affleurement mais variables en épaisseur. Cette succession de niveaux gypseux n'est cependant pas identique à 1 km à l'Ouest au lieu dit « les Preyraudas » où 6 niveaux très rapprochés sont enregistrés. Ces niveaux *à priori* continus à l'échelle de l'affleurement, ne semblent pas corrélables sur de faibles distances. Des pseudobiohermes enchâssés dans ces niveaux (Pl. VII, photo F) suggèrent une relation étroite entre les deux, alors que l'association de structures *cone in cone*, d'indurations localisées et de zones pyritisées en leur sein, attestent de conditions complexes de diagenèse.

1.2.5 - Le domaine du Diois : la coupe de Barsac

C'est la seule coupe présentée dans le Diois (fig. 3.9). Les faciès rencontrés, communs dans le terme supérieur des Terres Noires ne présentent pas la succession classique telle qu'elle est définie à Oze. Les assemblages fauniques prélevés fournissent un âge de la sous-zone à Antecedens pour la partie supérieure de la coupe. Trois ensembles peu épais à alignement de nodules de type septaria à minéralisation de carbonates et sulfates sont distingués. Les bancs et nodules marno-calcaires micritiques de 5 à 15 cm d'épaisseur présentent une légère patine rousse mais restent gris à l'intérieur. Un niveau argileux plastique continu, identique à ceux précédemment décrits est enregistré au sommet de la coupe (au-dessus du banc 64). Ce niveau blanchâtre à jaunâtre centimétrique est rarement minéralisé à sa base. Les alternances claires/sombres sont bien visibles sur cette coupe au même titre que dans le reste du bassin.

1.2.6 - Les coupes de la vallée du Buëch et coupes orientales (St Geniez)

Dans la partie méridionale de ce secteur, (coupes de Savournon, Trescléoux, Orpierre, Ribiers, Roc de Glorite, St Geniez, fig. 3.6 et 3.10 a,b), les grands ensembles décrits jusqu'aux bancs « argoviens », qui servent de repères sont :

- 1) un ensemble à lits marno-calcaires rouille lie de vin (O3-O2) ;
- 2) une zone à concentration de septarias et nodules crème (O4) ;
- 3) un ensemble marneux à bancs et nodules rouille-lie de vin (O6-O5) ;
- 4) un ensemble marneux épais à rares bancs à patine jaune et débit en plaquette (O7-O6).

La partie supérieure de l'ensemble O6-O7 se caractérise par la présence du niveau plastique argileux blanchâtre MBO plus ou moins associé à une minéralisation en carbonates et sulfates. La zone à faciès septaria est plus ou moins dilatée selon les coupes et présente des nodules à minéralisation variable : essentiellement en carbonate (calcite, ankérite, dolomite) pour St Geniez, ou à hydrocarbures, calcite, carbonates ferromagnésiens (dolomite, ankérite) et quartz automorphes pour Trescléoux, Ribiers, Orpierre ou Roc de Glorite.

Une grande similitude des faciès existe entre les différentes coupes disponibles. Les coupes de Séderon, Roc de Glorite et Ribiers présentent cependant par rapport aux autres coupes, des ensembles à « passées plus carbonatés » qui s'expriment sous forme d'une succession de bancs carbonatés laminés centimétriques (2 à 5 cm) ou d'alignements de nodules centimétriques (bancs 126 à 132 et 70 à 80 à Ribiers, bancs 84 à 102 à Roc de

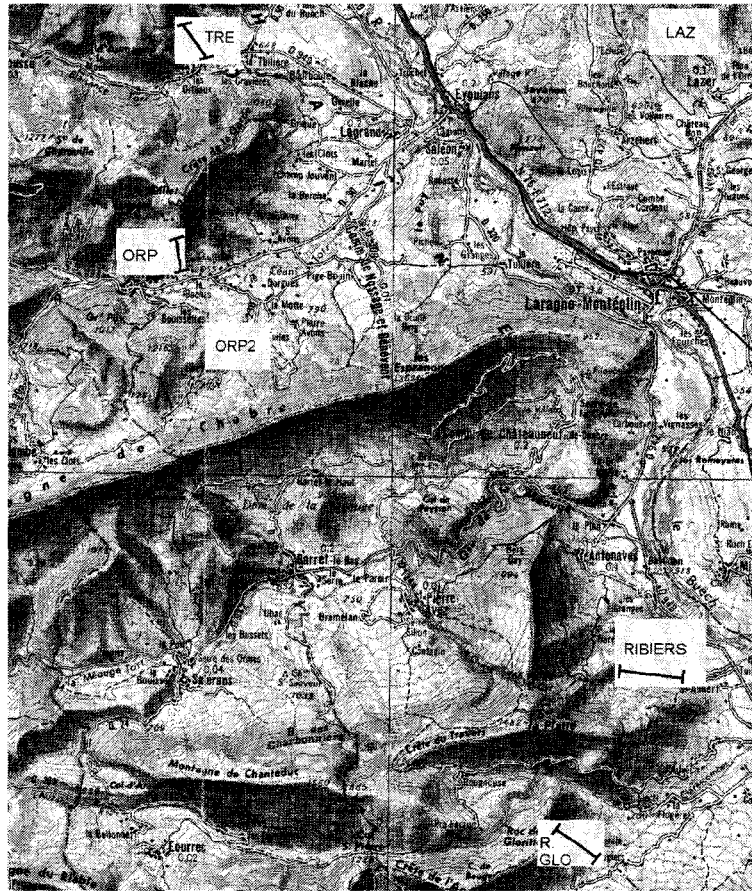


Fig. 3.6 – Localisation géographique des coupes dans la partie sud de la vallée du Buëch (carte 1/100 000, IGN). TRE: Trescléoux, LAZ: Lazer, ORP: Orpierre, R. GLO.: Roc de Glorite.

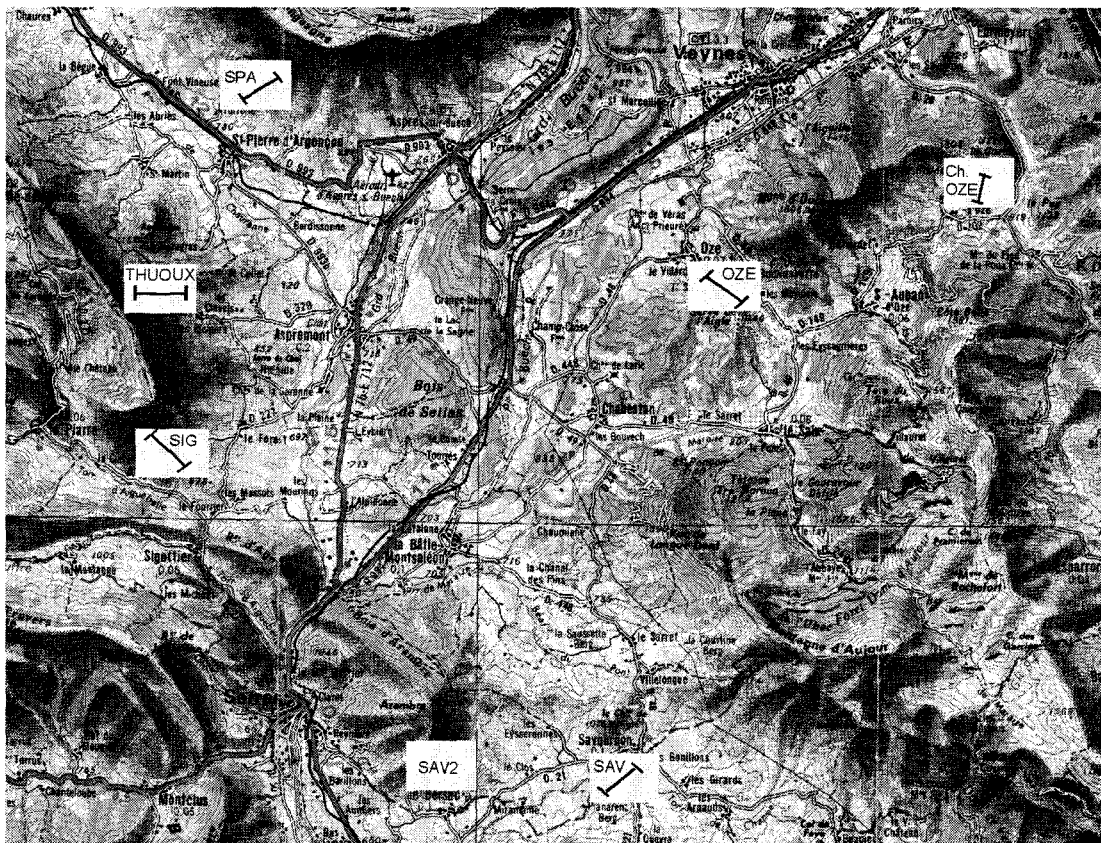


Fig. 3.7 – Localisation géographique des coupes dans la partie nord de la vallée du Buëch (carte 1/100 000, IGN). SPA: St Pierre d'Argençon, Ch. OZE: Chateaufneuf d'Oze, SIG: Sigottier, SAV: Savournon.

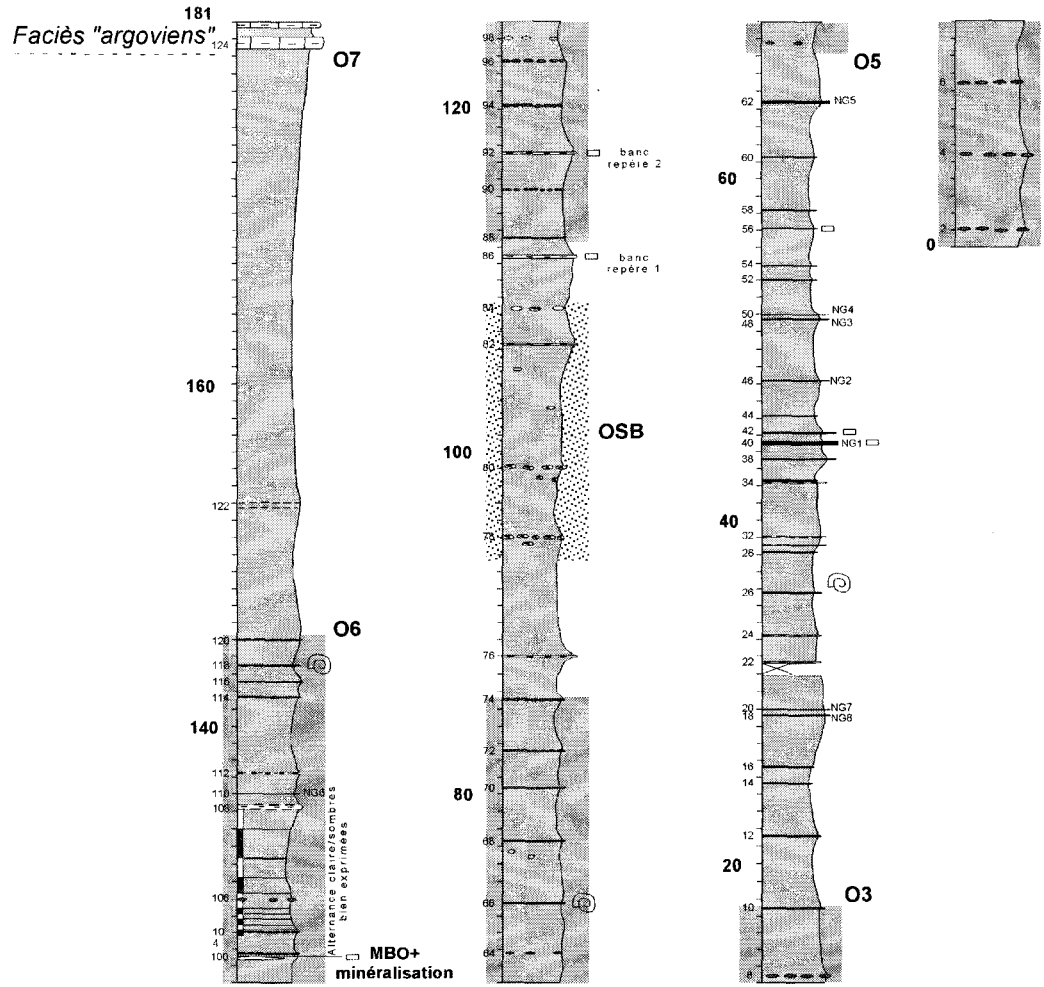
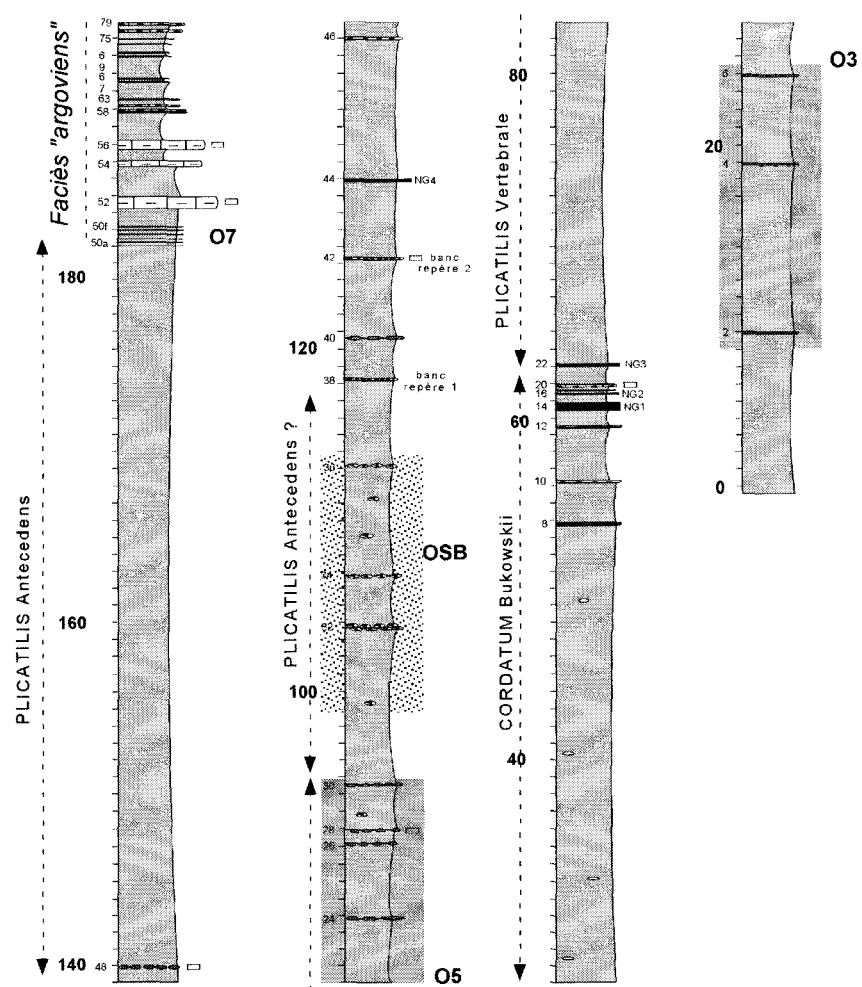
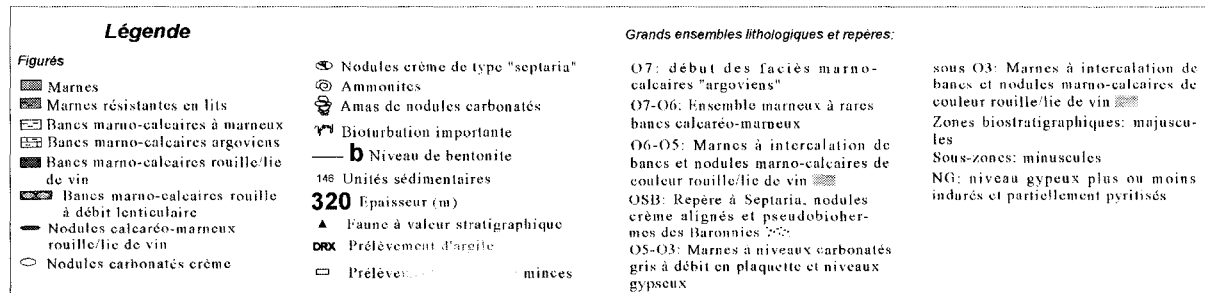


Fig. 3.8 a - Lithologie et biostratigraphie de l'Oxfordien inférieur et moyen de la coupe de Beauvoisin-les-Paris (Drôme)

Fig. 3.8 b - Lithologie de l'Oxfordien inférieur et moyen de la coupe des Sias (Drôme)



Glorite, bancs 38 à 54 à Séderon). Notons également la présence d'un banc particulier à Trescléoux (banc 56) de 40 cm silto-carbonaté à litage plan bien marqué présentant aux épontes des recristallisations en calcite de type « beef ».

Les coupes septentrionales (St Pierre d'Argençon, Thuoux, Sigottier, Oze, fig. 3.7), présentent une succession classique. Parmi les différences, Oze se caractérise par des faciès plus carbonatés, alors que la coupe de St Pierre d'Argençon (levée au lieu dit « Turrone »), présente des faciès plus inhabituels comme la présence de lentilles ovoïdes lie de vin de 20 cm d'épaisseur jusqu'à 1m 50 de long, alignées parallèlement à la stratification. Des bancs carbonatés centimétriques, semblables à ceux identifiés sur les coupes de Ribiers, Roc de Glorite, Séderon sont également observés (bancs 38-44). Les amas carbonatés de type pseudobiohermes sont fréquents. La coupe de Thuoux permet de suivre les faciès de transition Callovien supérieur/Oxfordien moyen argilo-marneux à intercalations de nodules carbonatés aplatis laminés de quelques centimètres (Pl. VII, photo A) et petits pseudobiohermes. La sous-zone à Praecordatum se marque par l'apparition des faciès marron rouille noduleux en « pelure d'oignon » (Pl. VII, photo B).

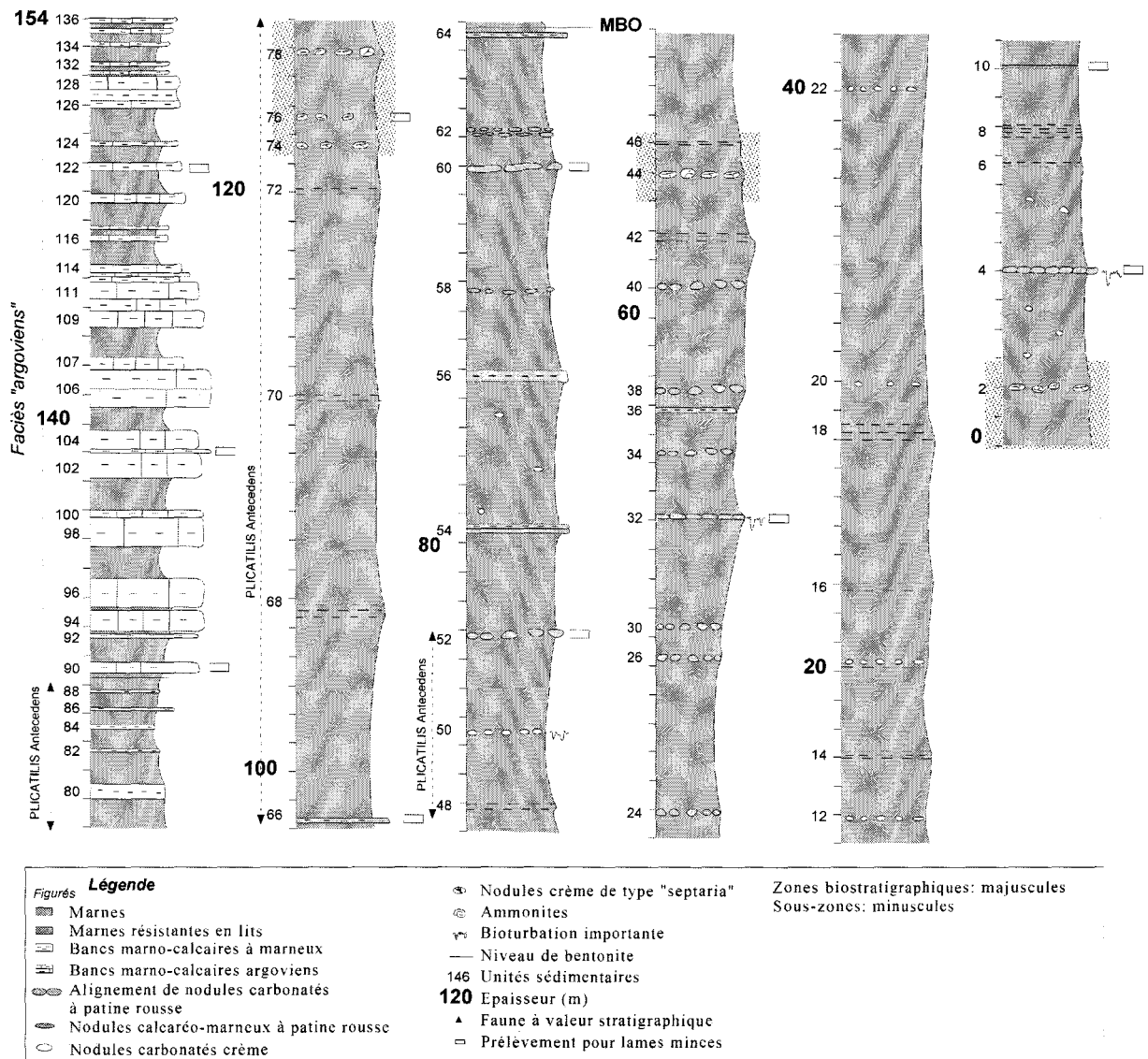


Fig. 3.9 – Lithologie et biostratigraphie de l'Oxfordien inférieur (?) et moyen de la coupe de Barsac (Diois).

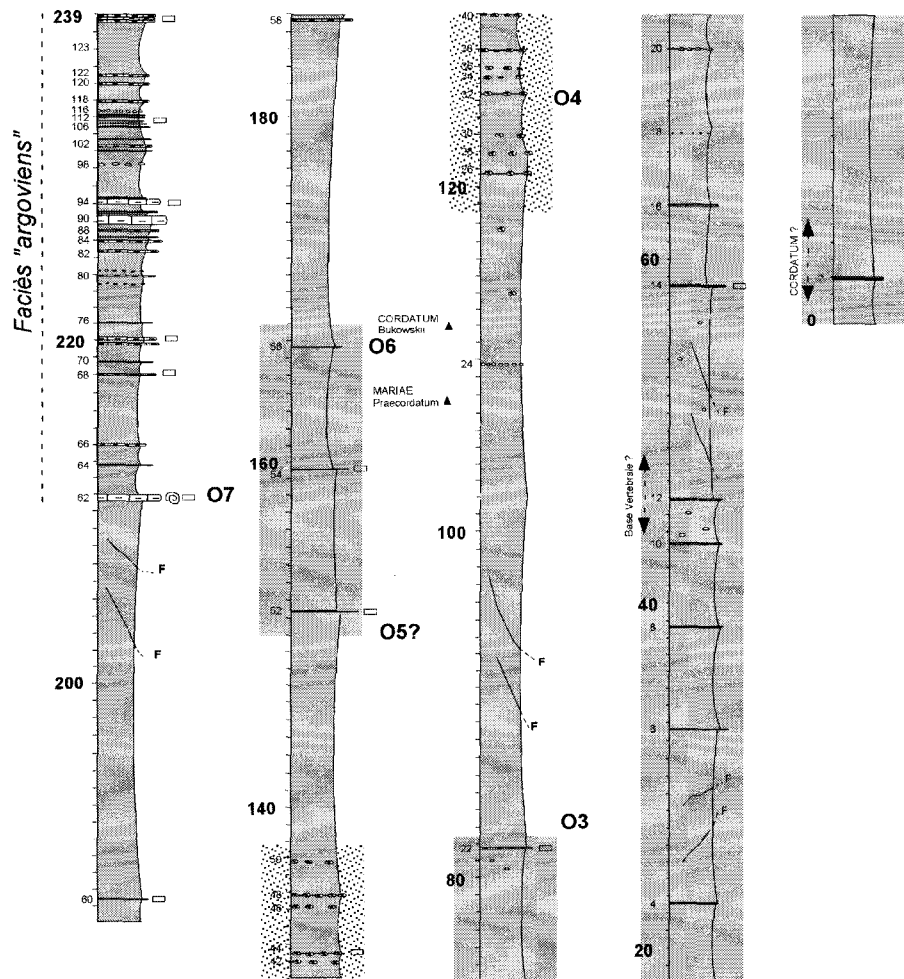


Fig. 3.10 a - Lithologie et biostratigraphie de l'Oxfordien inférieur et moyen de la coupe de St Geniez (Alpes-de-Haute-Provence)

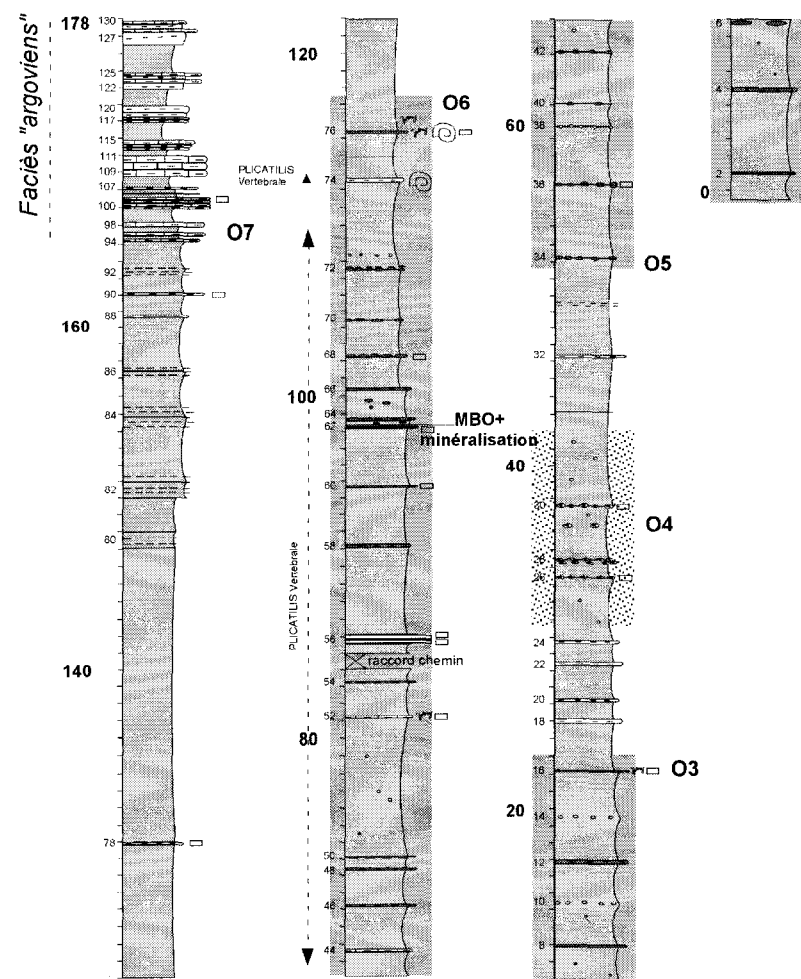


Fig. 3.10 b - Lithologie et biostratigraphie de l'Oxfordien inférieur et moyen de la coupe de Tréscléoux (Hautes-Alpes)

Légende		Grands ensembles lithologiques et repères:	
Figurés	<ul style="list-style-type: none"> Nodules crème de type "septaria" Ammonites Amas de nodules carbonatés Bioturbation importante Niveau de bentonite Unités sédimentaires Epaisseur (m) Faune à valeur stratigraphique Prélèvement d'argile Prélèvement pour lames minces 	<ul style="list-style-type: none"> O7: début des faciès marno-calcaires "argoviens" O7-O6: Marnes à intercalations de bancs calcaréo-marneux à débit en feuillets et patine jaunâtre O6-O5: Marnes à intercalations de bancs et nodules marno-calcaires de couleur rouille/lie de vin O4: Marnes à nodules séparisés et nodules crème alignés Sous O3: Marnes à intercalations de bancs et nodules marno-calcaires de couleur rouille/lie de vin 	<ul style="list-style-type: none"> Zones biostratigraphiques: majuscules Sous-zones: minuscules

1.3 - Discussion sur les faciès, microfaciès et horizons particuliers des Terres Noires

1.3.1 - Analyse des microfaciès – Relation avec les faciès identifiés

L'étude des microfaciès a porté principalement sur les bancs marno-calcaires et nodules qui s'intercalent dans la série marno-argileuse supérieure des Terres Noires et quelques niveaux de l'encaissant (la position des échantillons étudiés est indiquée sur les colonnes stratigraphiques).

*1 - Les nodules carbonatés aplatis centimétriques au passage Callovien/Oxfordien (horizon à *Paucicostatum* et *Woodhamense*) :*

Il s'agit d'une biomicrite sombre de type wackestone à bioclastes de microfossiles essentiellement pélagiques. La faune se compose : 1) de radiolaires de 50 à 150 µm, dissous, recristallisés en sparite ou micritisés, 2) de fins filaments parfois abondants du type *Bositra* de 100 à 500 µm, recristallisés; 3) d'ostracodes de 100 à 150 µm recristallisés en sparite grossière. Les valves sont fréquemment en connexion ; 4) de rares loges de protoglobigérines et spicules calcitiques monaxones d'éponges (Pl. IX, photo A-B). De rares grains de quartz sont observés. La bioturbation est importante sous forme de terriers ovoïdes millimétriques (Pl. IX, photo C). Les péloïdes identifiés pourraient correspondre à la micritisation de radiolaires ou de loges de protoglobigérines.

Certains nodules à laminations apparentes macroscopiquement, montrent de fines lamines inframillimétriques, silteuses, riches en cristaux de quartz subanguleux à émoussés (40-60µm), feldspaths (rares, essentiellement des plagioclases) et petites baguettes de muscovite. Ces structures sédimentaires peuvent être perturbées ou masquées par l'importante bioturbation (Pl. IX, photo D). Dans certains cas, la matrice est complètement recristallisée en microdolosparite sombre. Des rhomboédres de sidérite et d'ankérite de 50 µm jaune brun sont également présents dans les lamines.

2 - Les bancs et nodules marno-calcaires rouille-lie de vin des ensembles lithologiques O2-O3 et O5-O6.

La couleur caractéristique de ces bancs est liée à la présence d'abondants cristaux de carbonates ferromagnésiens se présentant soit sous la forme de rhomboédres isolés de 30 à 50 µm, soit sous forme d'amas de cristaux jointifs plus ou moins bien cristallisés ou encore sous une forme dispersée au sein de la matrice, de façon diffuse et mal cristallisée (Pl. IX, photo E-G). Les analyses de poudres de sédiment en DRX et les analyses élémentaires à la sonde (MEB) permettent d'identifier de la sidérite ($\text{Fe}_{0.84}\text{Mg}_{0.04}\text{Ca}_{0.07}\text{Mn}_{0.03}$), de l'ankérite ($\text{Fe}_{0.32}\text{Mg}_{0.10}\text{Ca}_{0.55}\text{Mn}_{0.02}$) ou de la dolomite ($\text{Fe}_{0.09}\text{Mg}_{0.27}\text{Ca}_{0.64}$, fig. 3.11 et 3.12). Les bancs les plus colorés, majoritaires, présentent les plus fortes concentrations de sidérite. Ce minéral est fréquemment altéré en limonite et argile comme l'indiquent les observations et analyses au MEB (Pl. X, photo A). Certains niveaux sont entièrement recristallisés par ces carbonates ferromagnésiens, masquant parfois les différents éléments figurés de la roche. Les terriers millimétriques constituent des lieux privilégiés de telles recristallisation (Pl. IX, photo G).

Malgré la recristallisation partielle, des lamines inframillimétriques sont toujours observables dans la plupart des échantillons. Comme les nodules au passage Callovien/Oxfordien, elles se composent de grains détritiques de quartz de 40 à 60 µm, subanguleux à émoussés, plus rarement de fines baguettes de muscovite, de kaolinite (sous forme de leverrière), de feldspaths ou de zircons émoussés souvent colorés. L'encaissant est également riche en cristaux de quartz détritiques. La faune peu abondante dans ces niveaux est souvent dissoute et recristallisée en sparite (loges de protoglobigérines, radiolaires). Quelques fragments de lamellibranches pélagiques et d'échinodermes sont observés. Certains bancs présentent en leur centre des zones noduleuses non recristallisées (Pl. IX, photo B), sans lamines, ni carbonates ferromagnésiens. Ils correspondent à une biomicrite à spicules calcitiques monaxones, radiolaires et protoglobigérines dissous, ostracodes et rares foraminifères benthiques (*spirillina* et *valvulinidae*).

3 - Les bancs marno-calcaires jaunâtres à débit en plaquettes, laminés et nodules à laminations

Ces niveaux sont caractérisés par l'abondance de lamines silteuses inframillimétriques à quartz détritiques. Celles-ci sont plus nombreuses que dans le reste de la série et montrent localement une base érosive (Pl. X, photo C). Leur composition minéralogique est identique à celles précédemment décrites. Les grains de quartz sont abondants. Ces lamines sont fréquemment cimentées par une phase calcitique (sparite) ou siliceuse (cristaux pocilitiques de quartz, Pl. X, photo D).

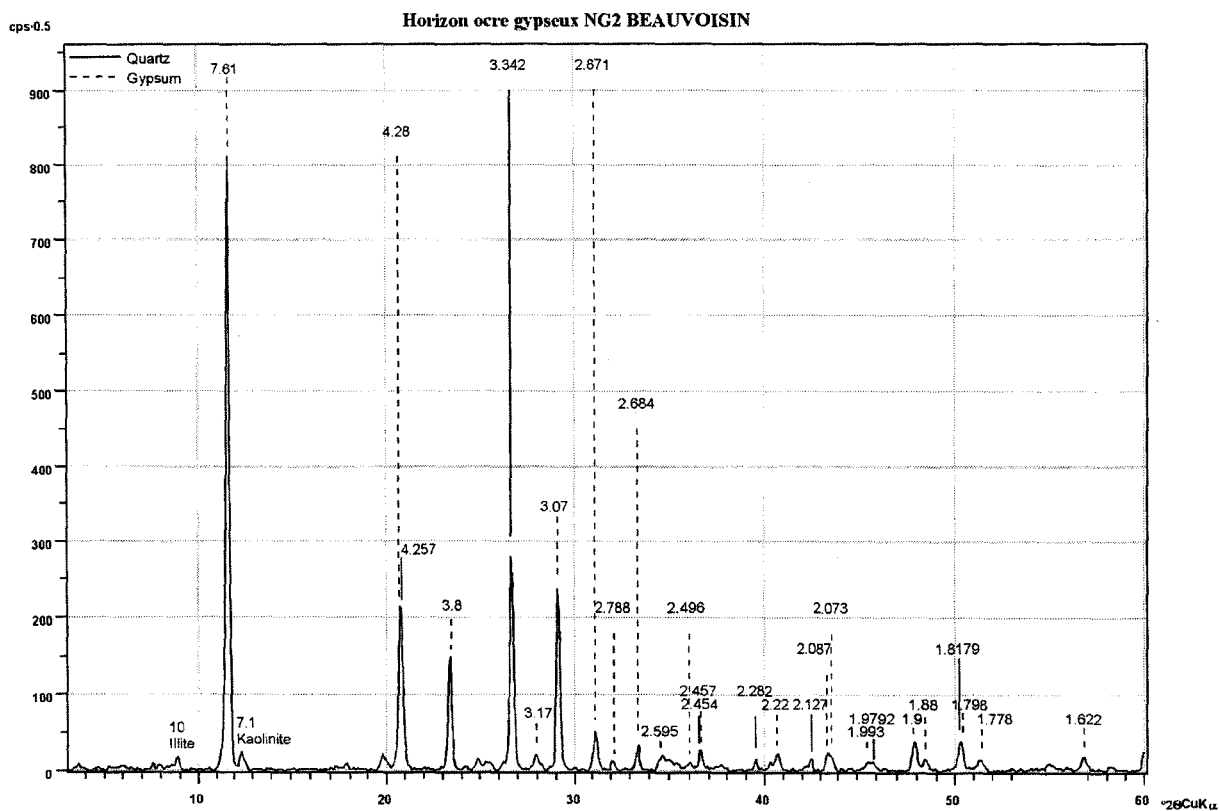
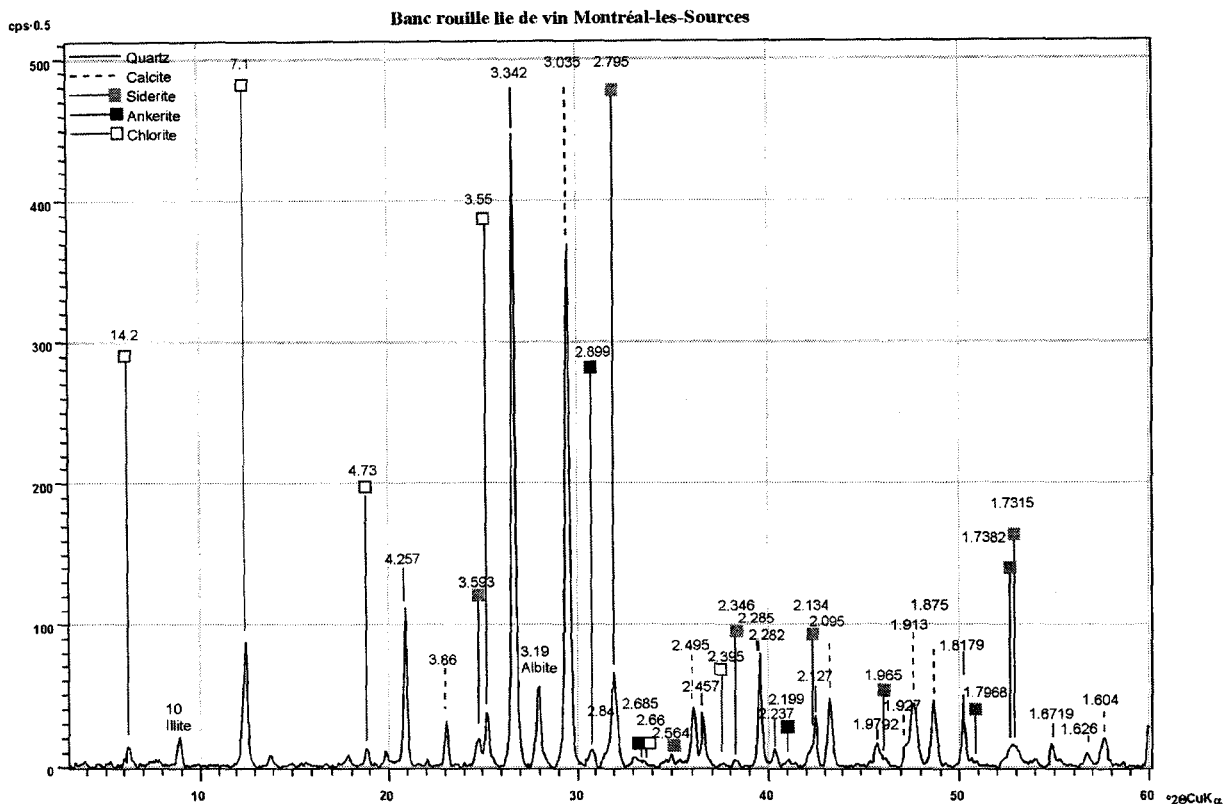


Fig. 3.11 – Diffractogrammes de poudre d'échantillons des Terres Noires: Mise en évidence de sidérite et d'ankérite dans les niveaux carbonatés rouille lie de vin et phases minérales identifiées par DRX dans les niveaux ocre gypseux (NG) des coupes des Baronnies.

4 - Les nodules de couleur crème et bancs marno-calcaires sans laminations de l'Oxfordien inférieur et moyen

Ces niveaux sont majoritairement composés de biomicrite à faunes pélagiques (protoglobigérines, radiolaires) et de spicules d'éponges (Pl. X, photos G-H). La méiofaune et la macrofaune, rares, sont constituées par des ammonites (souvent dissoutes), des gastéropodes et des débris d'échinodermes. Les éléments détritiques sont peu représentés, alors que des recristallisations de la matrice en microsparite ou sparite sont fréquentes. Par ailleurs des cristaux automorphes de quartz allongés et des albites automorphes de 50 à 120 μm , particulièrement abondants dans ces niveaux, ont été observés et analysés par microscopie optique et MEB (Pl. XI, photos A, B, D). Certains bioclastes de lamellibranches sont par ailleurs affectés par une recristallisation en silice (cristaux automorphes de quartz, Pl. XI, photo C). De rares niveaux lumachelliques noduleux ont pu être identifiés sur la coupe d'Orpierre. Ils se composent de grands lamellibranches benthiques, de filaments, de gastéropodes, d'ammonites et de fragments de coraux.

1.3.2 - L'origine de la sidérite et des carbonates ferromagnésiens

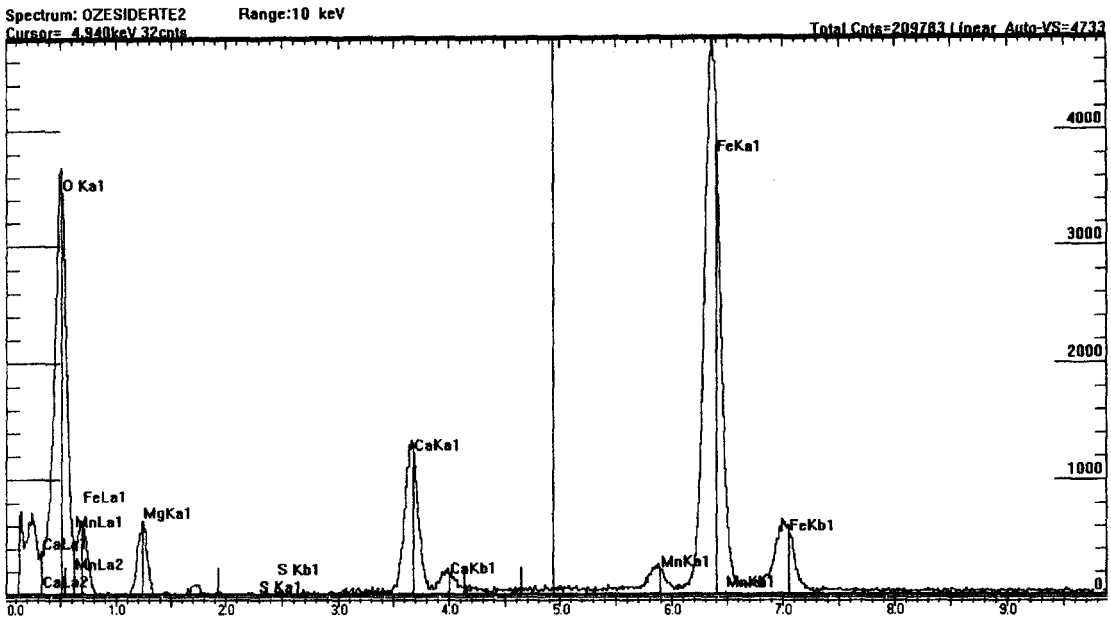
La sidérite est particulièrement dominante dans les bancs carbonatés rouille-lie de vin des unités sédimentaires O2-O3 et O5-O6 conférant une couleur caractéristique à la roche. Lorsque cette phase minérale est mineure dans ces unités, ce sont des carbonates dont la chimie est proche de la dolomite ou de l'ankérite (Pl. IX photo H) qui prennent le relais, les bancs présentant alors une patine gris-jaunâtre. Les deux phases coexistent fréquemment dans un même niveau comme l'atteste les analyses de poudre en DRX (fig. 3.11).

La sidérite est un minéral relativement peu abondant et peu décrit dans les roches sédimentaires marines. Elle est plus commune en revanche dans des environnements variés d'eaux douces ou de mélange, en particulier dans des boues riches en matière organique présentes en milieu intertidal, plaine deltaïque, lagon ou environnements lacustres (Tucker, 2001). Sa précipitation est favorisée lorsque l'activité des carbonates est forte et celle des sulfates faible. Elle sera associée soit aux milieux anoxiques non sulfurés « post-oxique », soit dans les milieux anoxiques non sulfurés à méthane, très riches en matière organique ou l'ensemble des sulfates sont réduits (Tucker, 2001). Sa précipitation peut intervenir au cours des premiers stades de la diagenèse dans les premiers décimètres de sédiments en milieu réducteur, n'excluant pas nécessairement la formation de pyrite (Ellwood *et al.*, 1988) ou intervenir au cours de la diagenèse d'enfouissement en recristallisation sous forme de ciment. Les ions Fe^{2+} nécessaires, stables en condition réductrice acide, sont disponibles par la réduction bactérienne du fer contenus dans les oxydes/hydroxydes, adsorbés sur la matière organique ou contenus dans les argiles (Ellwood *et al.*, 1988 ; Dong *et al.*, 2000). Les concentrations importantes de fer nécessaires sont fréquemment rattachées aux apports terrigènes (hydrolyse des sols en climat chaud humide), à l'activité hydrothermale des dorsales, ou à l'altération de matériel volcanique (Morad *et al.*, 1996 ; Tucker 2001).

Dans les bancs marno-calcaires des Terres Noires, les recristallisations en microsparite, sparite, dolomite ferrifère ou sidérite sont parfois importantes. Cependant, la précipitation de sidérite n'affecte pas ou peu les structures sédimentaires de la roche, comme l'atteste la préservation des lamines inframillimétriques, suggérant une recristallisation intervenant au cours de la diagenèse précoce. D'après les observations pétrographiques, la précipitation de sidérite et des carbonates ferromagnésiens associés (ankérite et dolomite ferrifère) serait postérieure aux stades de recristallisation partielle de la matrice en microsparite et sparite : présence de cristaux automorphes de sidérite, non affectés par une recristallisation en calcite, fantômes de cristaux de calcite préservés à l'intérieur de rhomboèdres de sidérite, présence de cristaux de sidérite au sein de bioclastes recristallisés en sparite, préservation de nodules micritiques à microsparitiques (lithifiés précocement ?) non affectés par la précipitation de sidérite.

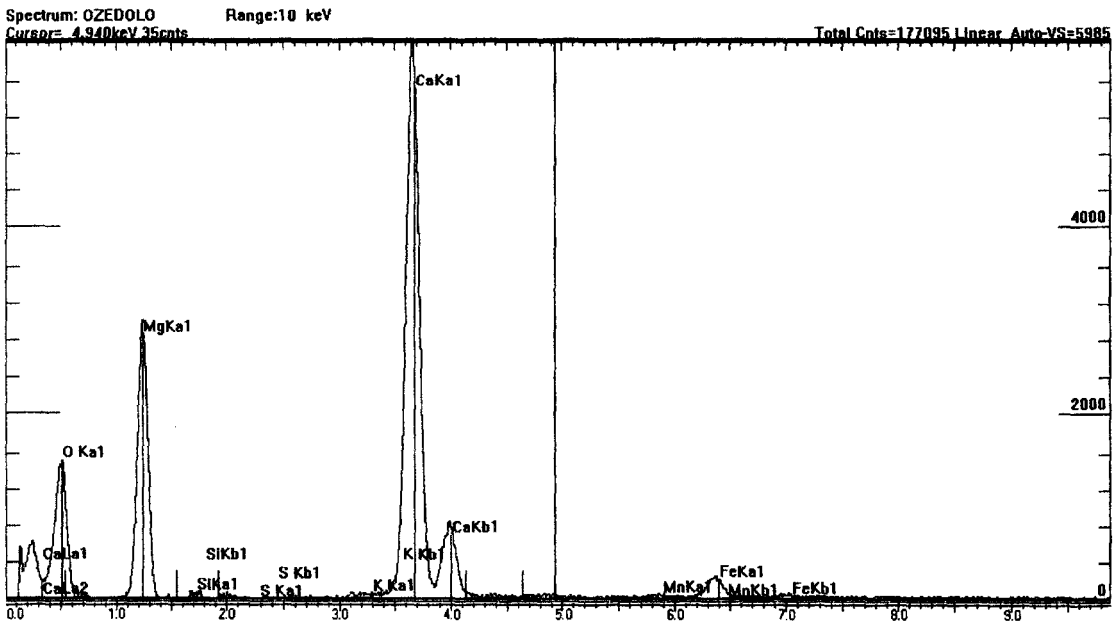
L'absence de recristallisation en bloc du sédiment, la préservation des structures sédimentaires et la précipitation préférentielle de sidérite dans les terriers suggèrent que cette précipitation de carbonates ferrifères n'intervient pas tardivement au cours de la diagenèse d'enfouissement (sidérite secondaire épigénétique), mais plus vraisemblablement au cours de la diagenèse précoce. Les « zonations » de couleur observées à l'échelle des nodules et des bancs, patine plus colorée que le centre des nodules, sont liées à l'altération météorique récente de la sidérite par oxydation et dégradation en limonite et minéraux argileux. Cette « sidéritisation » serait relativement précoce au même titre que la dolomitisation, elle-même bien exprimée dans les niveaux à plaquettes du Bathonien (Artru, 1965, 1972). Ces phénomènes pourraient témoigner de périodes d'enrichissement en fer et dans une moindre mesure en Mg et Mn, au cours de l'Oxfordien inférieur et moyen. Elle reflète un caractère réducteur du bassin, ce qui s'accorde avec l'abondance de pyrite en cristaux isolés, en épigénie d'organisme ou sous forme de nodules intercalés dans les marnes. L'origine du fer est discutable.

Des masses salifères triasiques pouvaient affleurer en surface dans le sous-bassin de Lagne au Callovien-Oxfordien à la suite de manifestations halocinétiques, (Desmaison, 1985 ; Desmaison *et al.*, 1988 ; Mascle *et al.*, 1988 ; Gaidon, 1988 ; Tribovillard, 1989 ; Dardeau *et al.*, 1990 ; Guilhaumou *et al.*, 1996). En



Exemple d'analyse élémentaire sur cristaux de sidérite (Montréal-les-Sources, banc 85)

Elément	Pourcentage d'oxyde	
O	23.49	
Mg	2.60	MgO 4.31
Ca	5.31	CaO 7.43
Mn	2.70	MnO 3.48
Fe	65.90	FeO 84.78



Exemple d'analyse élémentaire sur cristaux de dolomite (Montréal-les-Sources, banc 71)

Elément	Pourcentage oxyde	
O	30.98	
Mg	16.32	MgO 27.06
Ca	45.66	CaO 63.88
Fe	7.04	FeO 9.06

Fig: 3.12 - Exemples d'analyses (MEB/sonde EDS) de carbonates ferromagnésiens des Terres Noires

revanche, les extrusions diapiriques dans les régions du Diois et de Castellane n'interviennent qu'au Miocène. Dans ce cas, ce secteur a pu connaître une chimie des eaux de fonds différente de celle qui pouvait exister dans la partie méridionale du bassin. Or on peut remarquer l'absence de niveaux à sidérite sur la coupe de Barsac qui appartient à ce domaine. Faut-il alors voir une relation entre une précipitation modérée de sidérite et de carbonates ferromagnésiens dans le Diois et l'absence de diapir affleurant à proximité ? autrement dit l'origine du fer, du magnésium et du manganèse est-elle liée à la contamination des eaux de fonds par les fluides salifères triasiques ? Pour l'instant trop peu d'arguments permettent de répondre à cette question, il serait nécessaire d'envisager une étude géochimique comparative entre les différents secteurs, sur les bancs et marnes des ensembles rouille lie de vin et des équivalents stratigraphiques de coupes du Diois. Cependant, Gaidon (1988) a pu montrer que le diapir de Propiac avait une influence négligeable sur la répartition du Fe, Co, Ni, Ba et Mn alors que des anomalies en Sr, Cu, Pb et Zn sont enregistrées dans les marnes et concrétions proches du diapir.

Une origine du fer purement associée à l'altération et l'érosion continentale est envisageable, puisque les climats chauds et hydrolysants de l'époque devaient être favorables à la formation de sols ferrifères ou latéritiques. Ce fer est transporté par les rivières et voies aériennes par l'intermédiaire des minéraux argileux, des oxydes et hydroxydes de fer, de la matière organique ou très faiblement en solution. L'abondance des minéraux argileux d'origine détritique et de la matière organique continentale mis en évidence dans le bassin subalpin (§ 3), couplée aux forts taux de sédimentation, pourraient être responsables des teneurs importantes en fer (les chlorites ont par ailleurs un caractère ferrifère bien marqué). Les conditions anoxiques atteintes dans les premiers centimètres de sédiment et les proportions modérées en sulfates propres au bassin (Artru, 1972) devaient permettre une réduction bactérienne favorisant la précipitation des carbonates ferromagnésiens comme la sidérite ou l'ankérite ou des sulfures de fer comme le propose Ellwood *et al.*, (1986), (1988). Ce minéral pourrait alors être un indicateur de périodes d'érosion continentale plus intenses.

Enfin, ces « périodes » plus riches en fer pourraient refléter des variations de la chimie de l'eau de mer à plus grande échelle, liées à l'activité hydrothermale et volcanique de la jeune croûte océanique qui se met en place dès le Callovien ou le début de l'Oxfordien dans la Téthys-ligure (Boillot *et al.*, 1984). Une telle signature océanique devrait alors être perçue sur l'ensemble du bassin et plate-formes adjacentes. L'absence de données géochimiques bien calées stratigraphiquement et prélevées avec une maille suffisante ne permet pas de le vérifier. Les données de Corbin (1994) et Corbin *et al.*, (2000) réalisées sur la coupe de Pierlas (Alpes-maritimes) montrent des maxima dans les valeurs de Mn et Fe à l'Oxfordien inférieur et au passage Oxfordien inférieur et moyen, même si les condensations des zones à Cordatum et Vertebrale et le manque de précision biostratigraphique ne permettent pas de dater avec plus de certitude ces événements. L'enrichissement en Mn et Fe, très net dès le Callovien supérieur (zone à Athleta) est interprété par l'auteur en terme d'augmentation de l'activité hydrothermale liée au fonctionnement de la dorsale océanique.

Quelle que soit l'origine de ces périodes d'enrichissement en fer dans le bassin, favorables à la précipitation de carbonates ferromagnésiens dans les bancs carbonatés, la répartition stratigraphique de ces périodes n'est pas aléatoire comme le suggère les différents points de datations par les faunes d'ammonites. Ces faciès particuliers permettent d'établir au moins régionalement des corrélations intrabassins (cf § 2).

1.3.3 - L'origine des quartz et des albites automorphes des Terres Noires

De telles associations minéralogiques ont déjà été observées dans les Terres Noires (Artru, 1972 ; Awongo, 1984 ; Rolin, 1987 ; Gaidon, 1988) mais restent relativement peu fréquentes dans les séries sédimentaires calcaréo-marneuses. Les cristaux de quartz bipyramidés seraient pour Artru (1972) abondants dans les niveaux à plaquettes alors que les feldspaths s'observeraient particulièrement au sein des niveaux dolomitiques bathoniens du repère médian et appartiendraient à des zones riches en strontium. Gaidon (1988) observe également des cristaux d'albite néoformées dans les nodules des pseudobiohermes de Beauvoisin à la différence de l'encaissant marneux. Par ailleurs, des cristaux de quartz millimétriques ont pu être identifiés dans l'encaissant marneux, rappelant ceux présents dans les vestiges triasiques insérés dans les Terres Noires (« roches orangées » ou maladie des Terres Noires) décrits par Desmaison *et al.*, (1988) ou dans certains nodules à faciès septaria (Touray & Jauzein, 1967 ; Gaidon, 1988). Les quartz et albite dont fait référence ce paragraphe (Pl. XI) ne présentent pas de caractères communs avec les quartz bipyramidés des septarias ou des quartz isolés millimétriques des marnes. Les quartz des septarias sont plurimillimétriques, trapus, hyalins à nombreuses inclusions gazeuses monophasées (CH₄, H₂O, éthane, propane), monophasées liquides (hydrocarbures, eau), plus rarement pluriphasées (Touray & Jauzein, 1967 et observations personnelles). Les quelques analyses d'inclusions fluides menées sur de tels quartz (septarias de Trescléoux) fournissent deux populations de température d'homogénéisation centrées sur 115° et 185°C. Les quartz automorphes isolés dans les marnes, hérités du Trias sont quant à eux, bipyramidés, millimétriques mais de taille inférieure à 3 mm, de forme allongée ou trapue à inclusions hypersalines (cubes de halite, anhydrite, calcite, magnésite, hématite, alunite).

Les températures d'homogénéisation et le degré de salinité calculés sur des quartz triasiques prélevés soit dans des niveaux à lentilles à grains fins, soit dans des faciès bréchiques intercalés dans les marnes des Terres Noires, indiquent respectivement 170-190°C, 30% éq. NaCl et 200-240°C, 31% NaCl, 9% KCl (Desmaison *et al.*, 1988). De même, l'auteur observe dans ces mêmes lentilles triasiques des albites néoformées fréquemment en pseudomorphoses de gypse.

En revanche, les quartz néoformés observés dans les nodules et bancs carbonatés restent de petites tailles (50-120µm). Ils sont bipyramidés ou ne présentent qu'une seule terminaison pyramidale et peuvent se présenter sous forme d'accolement de deux individus obliques ou parallèles. Translucides, à rares inclusions de calcite, ils se caractérisent par un habitus prismatique allongé (rapport longueur/largeur 2:1 à 4:1), plus rarement trapu. Certains quartz en recristallisation de bioclastes présentent des zonations visibles en lumière polarisée analysée (Pl.XI, photo C). L'étude pétrographique permet de mettre en évidence le caractère diagénétique et tardif de cette phase minérale : forme parfaitement automorphe, recouplement des cristaux de sparite issus de la recristallisation au cours des stades précoces de diagenèse, interpénétration de bioclastes recristallisés, précipitation de quartz automorphes dans des fragments d'organismes dissous. Comme les albites, ces minéraux sont observés dans des faciès micritiques ou recristallisés en sparite à proximité de grains détritiques ou parfois intimement liés à des carbonates ferromagnésiens. Ces derniers n'affectent pas les quartz ni les feldspaths justifiant à nouveau de leur caractère relativement précoce. Quartz et albite ont une répartition aléatoire et ne cristallisent pas selon des directions préférentielles. Aucune relation entre leur abondance et la proximité des petites fractures minéralisées de la roche n'est observée.

Les albites présentent des faciès pseudoromboédriques et se marquent par de fréquentes macles polysynthétiques ou simples de type carlsbad (Pl.XI, photo D). L'absence de critères morphologiques communs et d'environnements communs entre les quartz authigènes des septarias, des quartz triasiques isolés des marnes et des quartz et albites automorphes des niveaux carbonatés suppose des conditions de formation bien différentes.

Ce type de paragenèse et les critères morphologiques établis, sont identiques aux descriptions de quartz et d'albites authigènes des calcaires dévoniens de la plate-forme ardennaise belge (Molenaar & Jong, 1987) ou des calcaires mésozoïques et paléogènes des Carpathes (Misik, 1995). Ces auteurs interprètent les néoformations comme résultant d'une diagenèse d'enfouissement thermique avancée. Misik (1995) démontre une nette relation entre l'augmentation, pour des faciès identiques, de quartz et d'albites authigènes en fonction du degré d'évolution thermique atteint (diagenèse avancée, anchimétamorphisme, épimétamorphisme) et l'absence de néoformation en cas d'unités sédimentaires peu évoluées. Molenaar & Jong (1987) montrent que la précipitation de telles phases a pu s'effectuer sous un enfouissement de 3 à 5 km à des températures maximales de 120°C. Plus précisément, les données de $\delta^{18}\text{O}$ fournissent des températures de précipitation de 77-93°C pour les quartz et 67-74°C pour les albites. Une origine purement diagénétique liée à l'enfouissement thermique est donc envisagée pour les quartz et feldspaths automorphes des calcaires des Terres Noires. Quelle est alors l'origine de la silice et du sodium ?

La silice peut provenir du matériel terrigène associé, des composants biogènes à minéralogie primaire siliceuse, d'une source externe plus ou moins lointaine par migration porale, ou de l'altération de silicates sensibles à la diagenèse comme des verres volcaniques ou des minéraux argileux et en particulier les smectites. Artru (1972) a observé de nombreux cristaux automorphes de quartz et d'albites dans les niveaux à plaquettes enrichis en terrigènes et particulièrement en grains de quartz mais une origine directement liée à la dissolution des quartz détritiques, comme l'auteur le propose est peu envisageable étant donné la relative stabilité de ces minéraux et la présence de nombreux quartz et feldspath néoformés dans des calcaires micritiques à rares grains détritiques. De même, une origine biogène (dissolution de spicules et radiolaires) semble peu probable étant donné le caractère très précoce de telles dissolutions. Une source lointaine (hydrothermalisme, apport continental suggéré par Artru, 1972) est peu appropriée en raison de l'aspect tardif de la précipitation et la faible perméabilité des marnes argileuses des Terres Noires et des niveaux micritiques rapidement lithifiés. L'apport de silice par des réseaux de failles devrait favoriser la précipitation de quartz et d'albite de manière localisée et au sein des fractures, ce qui n'est pas le cas. L'influence de l'altération de matériel volcanique est possible puisque des bentonites ont été identifiées. Il est vraisemblable que des produits volcaniques soient dispersés dans les Terres Noires mais il n'est pas possible d'identifier des minéraux ou une signature géochimique caractéristique. Ceci résulte peut-être d'une dilution très importante des produits volcaniques au sein des particules terrigènes.

L'hypothèse d'une illitisation de particules smectitiques libérant la silice et le sodium nécessaire est également envisageable. L'utilisation du potassium pour la formation d'illite permettrait alors d'expliquer l'absence de feldspaths potassiques. L'absence étonnante de smectites dans le bassin pourraient alors s'expliquer par une diagenèse d'enfouissement thermique avancée (cf § 4.1).

1.3.4 - Origine des structures sédimentaires observées – relation avec le milieu de dépôts

Certaines lentilles calcaréo-silteuses, décimétriques à métriques de l'Oxfordien inférieur et moyen, comme celles observées sur la coupe de St Pierre d'Argençon, Ribiers ou Trescléoux présentent de très nombreuses laminations planes millimétriques, continues, à silt fin (quartz détritiques de 50µm en moyenne) suggérant une certaine dynamique du milieu de dépôt (Pl. VII, photos D-E ; Pl. VIII, photos A-D). De telles laminations sont présentes également dans des nodules décimétriques au passage Callovo-Oxfordien, ainsi que localement dans des fines passées carbonatées centimétriques (§1.2.6). On peut dès lors s'interroger sur les processus sédimentaires responsables et les milieux de dépôt correspondants.

Les laminations planes sont dans de nombreux cas associées à des traces de bioturbation importantes perturbant la texture originelle (Pl. VIII, photo B), à de rares niveaux à convolutes, à des surfaces érosives et sillon d'érosion, à des figures de charge (microload cast), de rares laminations obliques de faible pendage ou à des lentilles de micrite de quelques millimètres de long s'apparentant à des flasers. Plusieurs types de processus pourraient engendrer de telles figures sédimentaires : tempestites distales, séquences turbiditiques ou courants de fond (contourites).

Des intervalles granoclassés rappelant les termes de base de séquences turbiditiques ont été observées localement dans le secteur d'Embrun en association avec des coulées boueuses et bancs conglomératiques. Ils ne représentent qu'une faible partie de la pile sédimentaire (Artru, 1972). Les lentilles calcaréo-silteuses mentionnées ici ne montrent pas de granoclassement ni les différents termes d'une séquence classique de turbidite. La présence de convolutes et de lamines planes et obliques pourraient toutefois correspondre aux intervalles Tc et Td de turbidites distales à grains fins (*fine grained turbidite*, Stow & Piper, 1984 ; Stow *et al.*, 1984). Une origine turbiditique n'est donc pas à exclure même s'il semble étonnant de ne pas retrouver plus fréquemment dans le bassin des critères caractéristiques d'une telle activité hydrodynamique (granoclassement positif net, unité du corps sédimentaire avec séquence verticale bien exprimée, bioturbation uniquement exprimée en sommet de banc, figures d'érosion ou d'injection...).

Une mise en place par des courants de fond de type contourite semble moins probable. Les figures sédimentaires caractéristiques de ces courants (nombreuses lentilles irrégulières silteuses, arrangement irrégulier des faciès, granoclassement positif et négatif), ne sont en effet pas observés dans les Terres Noires. En revanche l'action de courants de fonds discrets (masses de particules fines en suspension entraînées par de légers nuages turbides), communs des séries hémipélagiques (Hayward, 1984 ; Reading, 1986) pourraient intervenir dans la formation des lamines observées dans la plupart des bancs marno-calcaires et marnes. Un courant relativement faible est suffisant pour transporter des grains de quartz de 40 à 60 µm (à partir de 20 cm/sec ; Miller, 1977). En revanche des vitesses plus élevées sont nécessaires pour éroder un sédiment argilo-silteux (à partir de 50 cm/sec jusqu'à 1m/sec suivant la moyenne de taille des particules et l'état de cohésion du matériau, Kennett, 1982).

Les similitudes avec des dépôts occasionnels de tempestites distales ou tsunamites sont plus convaincantes. La forme sigmoïdale des lentilles silto-carbonatées, l'aspect des lamines des petits bancs carbonatés centimétriques intercalés dans la série marneuse, les lamines planes et obliques de faible inclinaison et les bases érosives peuvent rappeler de telles figures. Des structures de tempestites à fines et nombreuses lamines planes, bases érosives et lamines obliques d'angle faible (15°) sont en effet fréquemment décrites en milieu de plate-forme externe (Kuehl *et al.*, 1991 ; Schieber, 1991). En revanche, macroscopiquement, des litages obliques en mamelons (HCS), des gouttières d'érosion importantes et bien marquées, des accumulations autres que des silts (sauf dans de rares cas : lumachelle en sphéroïdes) ou des strates centimétriques gradées qui caractérisent habituellement les niveaux de tempestites (Durand & Guillocheau, 1984, Aigner, 1985; Molina *et al.*, 1997; El Albani *et al.*, 1999) n'ont pas été observés.

L'interprétation de telles structures sédimentaires est particulièrement importante pour la reconstitution de la dynamique sous-marine et des environnements de dépôts, permettant de contraindre les paléop profondeurs. Pendant le dépôt des Terres Noires, le bassin subalpin est classiquement réputé profond (Artru, 1972; Debrand-Passard *et al.*, 1984). Il correspondrait à un domaine bathyal (entre 600 et 1000 m), bien que les opinions divergent sur l'importance de la tranche d'eau. Se basant sur la microfaune et la proportion relative d'organismes planctoniques et benthiques, Rolin (1987) suggère une profondeur minimale de 200 m, sans fixer de limite inférieure qui pourrait selon Roux *et al.* (1988) atteindre 1500 m.

L'abondance des protoglobigérines par rapport aux foraminifères benthiques, la présence de nombreux radiolaires et les formes pélagiques de lamellibranches (*Bositra*) sont les témoins de milieux de dépôts plus profonds que ceux du Bassin de Paris à la même époque. Mais l'enregistrement exceptionnel de tempestites distales, au sein des Terres Noires, suggèreraient une paléop profondeur moins importante que décrit habituellement, l'influence des tempêtes ne se faisant guère sentir au-delà de 200 m d'après les données de dépôts actuels (Kreisa, 1981).

Toutefois, il convient de préciser que : 1) l'absence d'HCS et la rareté de tels dépôts dans la série des Terres Noires, suggèrent que l'on se situait à l'extrême limite de l'action des vagues de tempêtes, 2) l'enregistrement de tels indices hydrodynamiques plus marqués dans certaines coupes pourrait témoigner de variations de la tranche d'eau au sein du bassin, probablement liées au système en blocs basculés qui caractérise le bassin subalpin, 3) la présence de tempestites n'exclut pas la possibilité d'enregistrer des séquences turbiditiques distales localement, 4) les microlaminations exprimées dans la majeure partie des bancs marno-calcaires et niveaux marneux ne résulteraient pas de tempestites mais de courants de fonds plus ou moins permanents. De telles considérations paléobathymétriques seraient en accord avec les observations parallèles des faunes d'ammonites du "bassin" subalpin qui donnent non pas une image d'environnements profonds, par rapport aux assemblages fauniques du Bassin de Paris, mais d'une zone très subsidente en blocs basculés, pouvant s'apparenter à une vaste plate-forme externe distale ou talus (Marchand *et al.*, 1990). L'accumulation de preuves allant dans ce sens par des observations plus détaillées des faciès et des figures sédimentaires associées est toutefois souhaitable.

1.3.5 - Minéralisations et nodules de type septaria

Des nodules centimétriques (5 à 30 cm de long pour 5 à 15 cm de hauteur), à faciès septaria sont identifiés sur la plupart des coupes, fréquemment associés à des nodules crème non minéralisés. Si ces derniers se retrouvent sur toute la série, intercalés dans les interbancs marneux, la répartition des septaria n'est pas aléatoire, mais s'effectue selon un contrôle stratigraphique. Une importante zone à concentrations de nodules plus ou moins minéralisés, fréquemment alignés en bancs, s'observe sous le dernier ensemble à bancs rouille-lie de vin (O6-O5). Les faunes de cette unité (O4) permettent d'attribuer un âge de la sous-zone à Cordatum. Seules quelques coupes font exception à cette règle comme les coupes des Baronnie qui présentent de telles accumulations au sein de l'unité rouille lie de vin ou la coupe de Barsac qui se caractérise par plusieurs horizons distincts à septaria (fig. 3.8). Ces niveaux minéralisés diffèrent des concrétions tubulaires minéralisées (Gaidon, 1988) par leur morphologie, leur taille et leur répartition. Ces nodules apparaissent sous forme d'ellipsoïdes aplatis dont le grand axe est confondu avec le plan de stratification attestant de l'effet de la compaction et du caractère précoce de la nodulisation (Tribovillard *et al.*, 1991; Terrab, 1996). Si la surface des nodules est dans la plupart des cas lisses (sauf pour les septarias de la coupe des Sias, parfois à tubercules) le réseau des fractures en surface peut dessiner un réseau grossièrement polygonal. Certains nodules présentent en leur centre des éléments bréchiques sous forme de micrite sombre ou un remplissage par du matériel argileux plus ou moins consolidé, témoignant de contraintes postérieures à la lithification des nodules. Les nodules riches en huiles minérales à odeur d'hydrocarbure n'ont été identifiés que dans le secteur d'Orpierre/Trescléoux. Une description générale des principaux faciès rencontrés, des types de minéralisation et de la chronologie des différents stades de cimentation est résumée en annexes. Il existe au moins 6 stades de minéralisation distincts :

1 Pyrite → 2 calcite sombre en frange → 3 calcite granulaire limpide → 4 quartz automorphes → 5 cristaux prismatiques de barytine et célestine en lamelles → 6 dolomite en selle et rhomboèdres d'ankérite.

Ces quelques observations sont conformes à celles effectuées par Touray & Jauzein (1967) ou Montenat & Patillet (1968). Les minéralisations décrites sont très proches de celles observées par Gaidon (1988) dans les concrétions minéralisées des Terres Noires du secteur de Beauvoisin. Faut-il alors y voir des conditions de formation identiques, c'est à dire liées à la présence de fluides allochtones ascendants (mélange de fluides minéralisateurs hydrothermaux profonds et de fluides de niveaux sous-compactés) relativement chauds (150°) qui migrent à travers le sédiment encore peu lithifié, précipitant à la faveur de discontinuités locales ? ou simplement d'une activité diagénétique locale ?

Il ressort de l'étude des composés organiques (Montenat & Patillet, 1968) une relation directe entre la présence de la matière organique et la genèse des septarias, les hydrocarbures contenus résultant non pas d'un piégeage secondaire mais d'une évolution *in situ*. Par ailleurs, les nodules crème des unités à septaria comprennent fréquemment des ammonites et des terriers préservés attestant d'une matière organique abondante disponible. Le produit de décomposition de cette matière organique par l'activité bactérienne a pu favoriser la précipitation des sulfures et des carbonates dans la zone de réduction des sulfates comme il est classiquement admis dans la formation des septarias et nodules (Astin, 1986 ; Tribovillard *et al.*, 1991 ; Hesselbo & Palmer 1992; Hounslow 1997; Hudson *et al.*, 2001). Les différents stades de croissance des minéralisations peuvent résulter en revanche de fluides variés, liés à l'eau de mer, à l'eau interstitielle, aux interactions avec les fluides profonds, à l'apport d'eaux météoriques et fluides tardifs, dont seules les analyses géochimiques, isotopiques et d'inclusions fluides précises permettraient de déterminer l'origine (Bréheret & Brumsack, 2000 ; Hudson *et al.*, 2001). Il serait donc spéculatif pour le moment de tirer des conclusions sur l'origine de telles minéralisations.

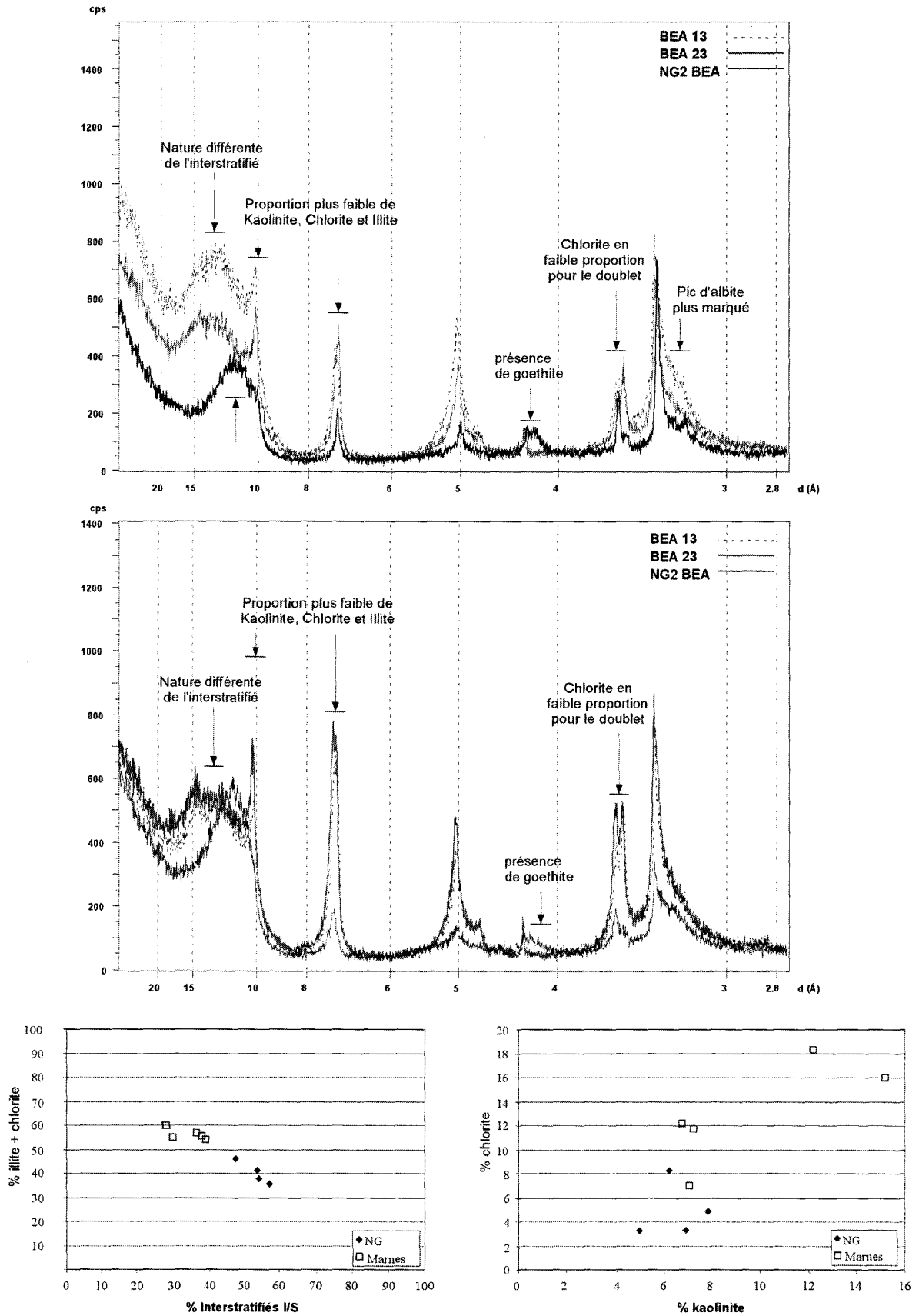


Fig. 3.13 – Comparaison de la minéralogie des argiles entre niveaux ocre gypseux de Beauvoisin et marnes encaissantes.

La disposition des septarias et des nodules associés dans la sédimentation des Terres Noires suggère un contrôle stratigraphique dont l'origine est à ce stade discutable : ralentissement dans le taux de sédimentation (Coleman & Raiswell, 1995), présence de discontinuités sédimentaires (Bréheret & Delamette, 1989 ; Bréheret & Brumsack, 2000), accumulation de matière organique (Coleman & Raiswell, 1995), enregistrement d'une activité sismique (Pratt, 2001). Ces unités à nodules minéralisés en accord avec les données biostratigraphiques servent dans tous les cas de repères de corrélation à l'échelle du bassin.

1.3.6 - Les niveaux gypseux du site de Beauvoisin

Des horizons ocre-rouille pulvérulents, localement indurés, centimétriques à pluricentimétriques (1 à 35 cm) continus à l'échelle de la coupe, affleurent dans le secteur de Beauvoisin (Pl. VII, photo G). De tels niveaux n'ont jamais été observés sur les autres coupes du bassin, sauf sur la coupe de Thuoux, où de rares lentilles centimétriques présentent un faciès comparable. Certains des niveaux pulvérulents passent latéralement à des bancs indurés, carbonatés, partiellement ou entièrement pyritisés à fines lamines. L'analyse pétrographique révèle la présence d'abondants cristaux automorphes de gypse isolés ou en grappe principalement compris entre 0,1 et 1 mm (Pl. X, photos E-F), noyés dans une matrice sombre orangée. De nombreux grains détritiques de quartz (40-60 μ m), dont la disposition en lamines est déstructurée sont identifiés. Plus rarement s'observent des cristaux de kaolinite ou levérierrite, des grains de phosphate et débris ligneux, quelques foraminifères benthiques et des sphérulithes (goethite ?) mimant la morphologie d'oolithes ferrugineuses (cortex à lamines concentriques). Ces observations sont confirmées par l'analyse de poudres en DRX (fig. 3.11) qui atteste de l'abondance de gypse et de quartz. L'analyse des minéraux argileux (fraction <2 μ m) révèle la présence d'interstratifiés illite/smectite riches en feuillets illitiques (R1), d'illite, de kaolinite et de chlorite. De la goethite et des feldspaths sont également identifiés. La comparaison avec des échantillons standards de marnes encaissantes, révèle une signature argileuse différente dans la proportion des différentes espèces minérales présentes et la nature de l'interstratifié (fig. 3.13) : proportions d'illite, chlorite et kaolinite plus faibles au profit d'un interstratifié I/S plus riche en feuillets illitiques dans les niveaux gypseux.

La signature géochimique de la fraction décarbonatée se marque au niveau des majeurs par une augmentation des teneurs en Fe₂O₃ (goethite) et CaO (Gypse) et des anomalies négatives pour la plupart des autres éléments (fig. 3.14). Les éléments traces présentent un signal tout à fait particulier avec des anomalies positives bien marquées en Sr, Ba, Ni, Pb, Co, As, Sb, Mo et négatives en V, Rb, Cr, Nb, Cu, Th, U, Ta (fig. 3.14). L'analyse des terres rares en revanche ne montre pas de variation significative même si la plupart des éléments sont appauvris. Il en résulte un profil plat et de même allure que les marnes encaissantes.

La formation de gypse dans les séries sédimentaires peut résulter de différents facteurs : concentration des sulfates en solution, action d'acide sulfurique ou de vapeurs sulfuriques sur des roches carbonatées, oxydation des sulfures ; cette phase est ainsi généralement associée aux milieux évaporitiques, aux produits de gisements métallifères, dans les cas d'hydrothermalisme ou en contexte volcanique. L'aspect pulvérulent, continu, centimétrique et la conformité avec la stratification de tels niveaux, pourraient suggérer une origine volcanique (bentonites), mais les analyses géochimiques ne semblent pas compatibles avec une telle origine. Aucun des éléments caractéristiques de produits d'altération de matériel volcanique n'est mis en évidence (absence d'anomalie positive en Th, U, Y, Ta, Nb...). Par ailleurs la signature argileuse n'est pas celle des bentonites. Ceci explique par ailleurs l'absence de corrélations de tels niveaux sur des coupes distantes de quelques kilomètres.

En revanche, les anomalies de certains métaux et notamment du Co, Pb, Sb, Ni et Fe ou d'éléments non métalliques comme l'As, pourrait suggérer l'influence de fluides minéralisateurs, de telles concentrations (parfois enrichies d'un facteur 5 à 10) n'étant jamais atteinte dans une eau de mer normale. Les données géochimiques de travaux précédents sur les marnes encaissantes (Artru, 1972 ; Gaillard *et al.*, 1985 ; Gaidon, 1988) montrent que de telles concentrations n'ont jamais été atteintes dans le bassin. Les concentrations d'As sont fréquentes autour de 10 ppm dans les shales (fig.3.15), alors que son enrichissement est souvent lié ou décrit dans des sédiments hydrothermaux, dans des nodules ferromanganésifères ainsi que dans les sédiments oxiques (Gaidon, 1988). L'influence de fluides lessivant les diapirs qui devaient affleurer sur le fond pourrait favoriser la concentration de Co, Pb, Sb, Ni, Fe, As et expliquer la particularité du secteur de Beauvoisin proche du diapir de Propiac. Cependant, les anomalies géochimiques enregistrées à proximité du diapirs dans les marnes ou dans des nodules minéralisés ainsi que dans les poches triasiques insérées dans les Terres Noires montrent surtout un enrichissement en Sr, Cu, Pb et Zn. Si les niveaux gypseux sont effectivement enrichis en Pb, qui pourrait éventuellement provenir d'une contamination par les fluides diapiriques, les concentrations anormalement

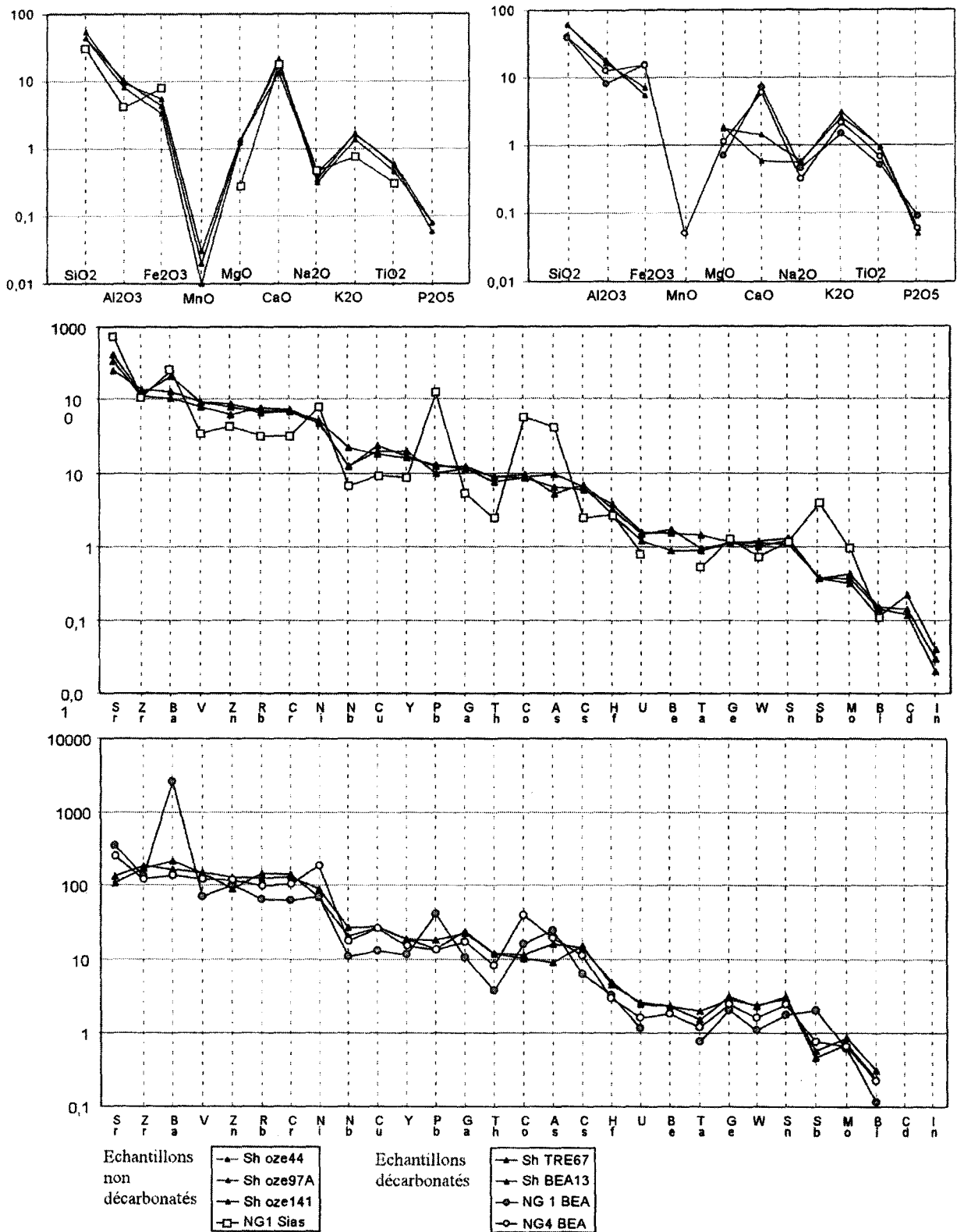


Fig. 3.14 – Profils géochimiques de majeurs et éléments traces (non normalisés) des niveaux gypseux ocre (NG) de Beauvoisin et des Sias. Comapraison avec différents échantillons marneux (Sh) des Terres Noires.

élevées en Co, Ni, As ne s'expliquent pas par une contamination par des fluides diapiriques. Les concentrations élevées en Sr et Ba pourraient correspondre à des enrichissements plus tardifs.

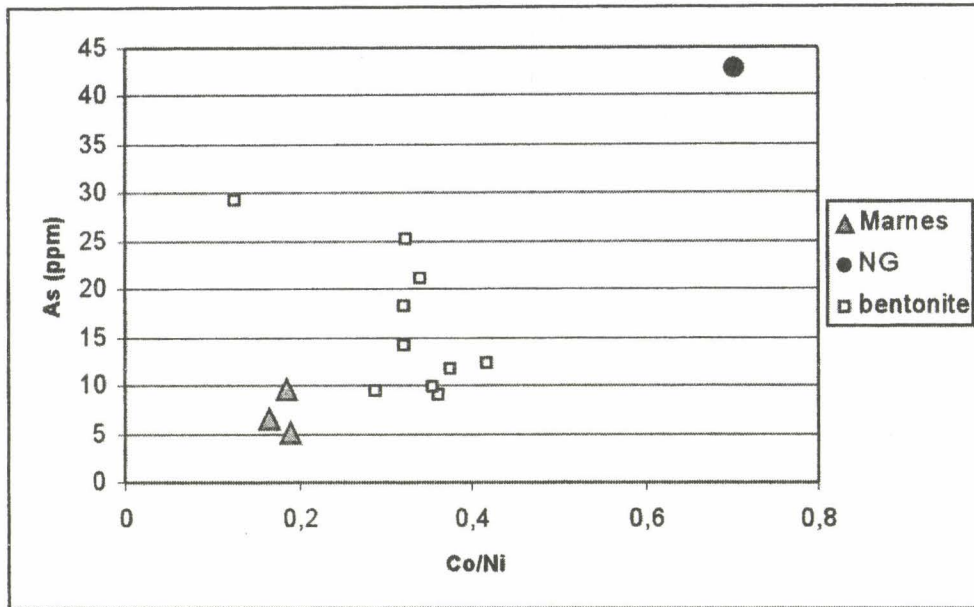


Fig. 3.15 – Comparaison du rapport Co/Ni vs As (roche totale) de niveaux gypseux (NG), marnes et bentonites des Terres Noires.

Ces anomalies sont en revanche compatibles avec celles mises en évidence par Gaidon (1988) dans la formation des concrétions minéralisées des pseudobiohermes. Les études géochimiques, isotopiques et d'inclusions fluides des phases minérales (carbonates et sulfates) précipitant au cœur des concrétions supposent effectivement l'arrivée de fluides chauds (150°C) riches en fer, manganèse, cobalt, arsenic, baryum, strontium, soufre réduit (H₂S, méthane ?) et d'éléments accessoires comme le nickel, cuivre et zinc (Gaidon, 1988). Ce fluide minéralisateur se mélangerait aux fluides interstitiels et à l'eau de mer et induirait la précipitation de pyrite qui capture au passage les éléments sidérophiles et chalcophiles lors de sa précipitation à partir d'un soufre d'origine allochtone et marin. Plusieurs indices de terrain vont dans le sens d'apports de fluides allochtones et de relation étroite avec les minéralisations des Terres Noires pour expliquer l'origine des niveaux gypseux. Localement des pseudobiohermes sont enchevêtrés entre des niveaux ocre gypseux (Pl. VII, photo F). Sur la coupe des Sias au lieu dit les Preyrauds, on voit clairement le sommet d'un pseudobioherme confondu avec un horizon ocre gypseux. Celui-ci se présente sous forme d'un ressaut calcaire montrant des structures *cone in cone* et des figures d'échappement de fluides en microfaciès.

Dans ce cas, il est possible d'envisager l'hypothèse que les niveaux ocre gypseux enregistrent des périodes à activité « hydrothermale » accrues permettant une « contamination en masse », en surface ou sub-surface du sédiment par des fluides profonds qu'ils soient d'origine hydrothermale pure (lessivage de la croûte) ou liés à l'exhalation de fluides de niveaux sous-compactés. De telles manifestations resteraient locales (à l'échelle du km²) comme l'indique l'absence de corrélation entre les coupes distantes de quelques centaines de mètres ou kilomètres. La présence de gypse, de même que la goéthite résulterait alors de l'oxydation (récente ?) de la pyrite. Celle-ci est par ailleurs préservée dans des niveaux indurés carbonatés plus difficilement altérables et oxydables, carbonates qui se sont vraisemblablement formés précocement dans l'histoire diagénétique du sédiment. Une origine primaire du gypse, formé par l'action d'acide sulfurique au contact du sédiment riche en carbonates (30% en moyenne) n'est pas impossible, elle n'est cependant pas démontrée ici. Une étude géochimique plus spécifique menée sur les phases sulfurées (pyrite) et sulfatées (gypse) permettrait de confirmer le modèle proposé et les hypothèses avancées.

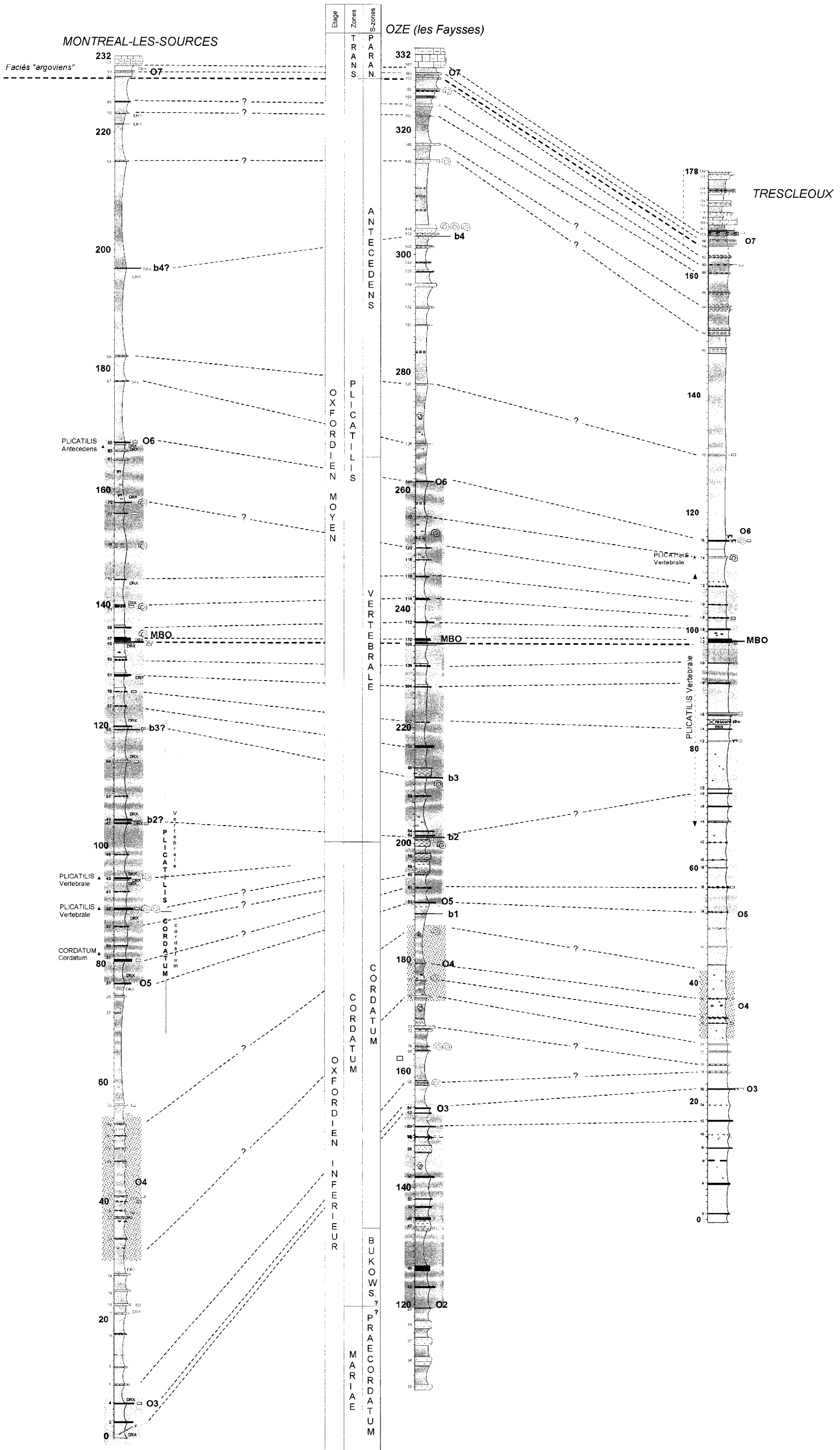


Fig. 3.16 - Essai de corrélation entre les coupes d'Oze, Trescléoux et Montréal-les-Sources utilisant indices biostratigraphiques, repères lithologiques et niveaux de bentonites.

2 - Corrélations intrabassins : influence d'une tectonique et d'une halocinèse synsédimentaires ?

2.1 - Les outils de corrélation – tentative de corrélation entre les coupes d'Oze, Montréal-les-Sources et Trescléoux

Le Callovien/Oxfordien des Terres Noires est réputé pour présenter des faciès particulièrement monotones où peu de niveaux repères peuvent être corrélés de coupes en coupes (Artru, 1972 ; Rolin, 1987 ; Tribovillard 1989). Compte tenu de l'extrême dilatation des séries et malgré un travail biostratigraphique approfondi (Fortwengler, 1989 ; Marchand *et al.*, 1990 ; Fortwengler & Marchand 1994 ; Fortwengler *et al.*, 1997), un repérage précis de coupes à coupes, à l'échelle qui intéresse le sédimentologue, n'est pas possible par l'unique utilisation des faunes d'ammonite.

L'étude lithologique détaillée de la fin de l'Oxfordien inférieur et début de l'Oxfordien moyen, permet en revanche de déceler des horizons repères à l'échelle du bassin. Parmi ceux-ci il faut citer les niveaux de bentonites et particulièrement le niveau MBO qui a pu être retrouvé sur 10 coupes couvrant l'ensemble du secteur d'étude. Le faciès du niveau, l'unicité géochimique, les données biostratigraphiques au voisinage de celui-ci, permettent de s'assurer d'une bonne corrélation (cf chapitre 5). Les fines bentonites millimétriques n'ont été repérées précisément que sur deux coupes : Oze et Montréal-les-Sources qui paradoxalement sont deux coupes particulièrement éloignées l'une de l'autre (42 km). La validité de ces corrélations repose sur la position respective de chaque niveau dans la série, c'est à dire leur relation avec la position et le faciès des bancs carbonatés voisins et la caractérisation géochimique des horizons.

Le deuxième élément de corrélation utilisé correspond à l'apparition des premiers bancs carbonatés épais ou « faciès argoviens » (repère O7), qui d'après les datations par les faunes d'ammonites seraient synchrones au moins sur l'ensemble du bassin de Die-Laragne (Artru, 1972 ; Fortwengler, 1989 ; Marchand *et al.*, 1990).

Le troisième outil de corrélation lithologique est constitué par certains bancs marno-calcaires dont la succession ou la position commune de coupes en coupes suggère une possibilité de corrélation. Ce cas de figure s'illustre particulièrement bien au sein de l'unité O5-O6 de part et d'autre du niveau MBO entre les coupes de Montréal-les-Sources, Oze et Trescléoux (fig. 3.16). Cependant certains bancs ou nodules d'origine diagénétique semblent présenter une extension latérale réduite.

Un quatrième outil de corrélation pourrait correspondre aux faciès des bancs marno-calcaires et notamment à leur minéralogie. La forte proportion de sidérite, ankérite et dolomite des bancs est en effet caractéristique de certaines grandes unités sédimentaires témoignant de conditions particulières de la chimie de l'eau de mer et des conditions d'oxydo-réduction du bassin. Par ailleurs l'unité O4 se matérialisant par des nodules crème et septaria est généralement constante à l'échelle du bassin et peut là encore servir de repère de corrélation. Il est nécessaire toutefois de rester prudent sur la corrélation de tels niveaux à septarias qui peuvent localement présenter une position stratigraphique variable (Secteur des Baronnies, Diois, fig. 3.18).

Sept niveaux repères (O1 à O7) caractérisant des unités lithologiques, cinq niveaux de cendres volcaniques altérées et un certain nombre de bancs repères sont donc utilisés dans les corrélations intrabassin.

Enfin, le rubanement clair/sombre constitue un cinquième outil de corrélation. Une approche de corrélation par cyclostratigraphie a déjà été abordée par Tribovillard (1989) entre les coupes de Montréal-les-Sources, Beauvoisin, Séderon et les Sias sur l'intervalle qui nous concerne, selon la méthode des cyclogrammes mise au point par Cotillon & Rio (1984). Une telle démarche est toutefois difficile à appliquer car toutes les coupes n'expriment pas de manière égale cette cyclicité. Il serait toutefois intéressant de poursuivre dans cette voie, se basant sur les nouvelles corrélations lithologiques (bancs repères, unités sédimentaires, bentonites) et biostratigraphiques établis dans le cadre de ce travail. Une telle approche, débutée sur la coupe de Montréal-les-Sources pourrait servir de base. Ce repérage d'alternances claires/sombres nous permettra également de tester différents paramètres sédimentologiques et minéralogiques (cf §3) et de confronter la variabilité enregistrée avec celle de la coupe d'Oze sur un intervalle parfaitement corrélé. La démarche envisagée et les outils de corrélation utilisés font échos ici à la méthodologie appliquée aux Marnes Bleues de l'Aptien/Albien du même bassin (Dauphin, 2002), bien que les différents champs d'investigations soient moins bien contraints pour l'instant dans les coupes des Terres Noires.

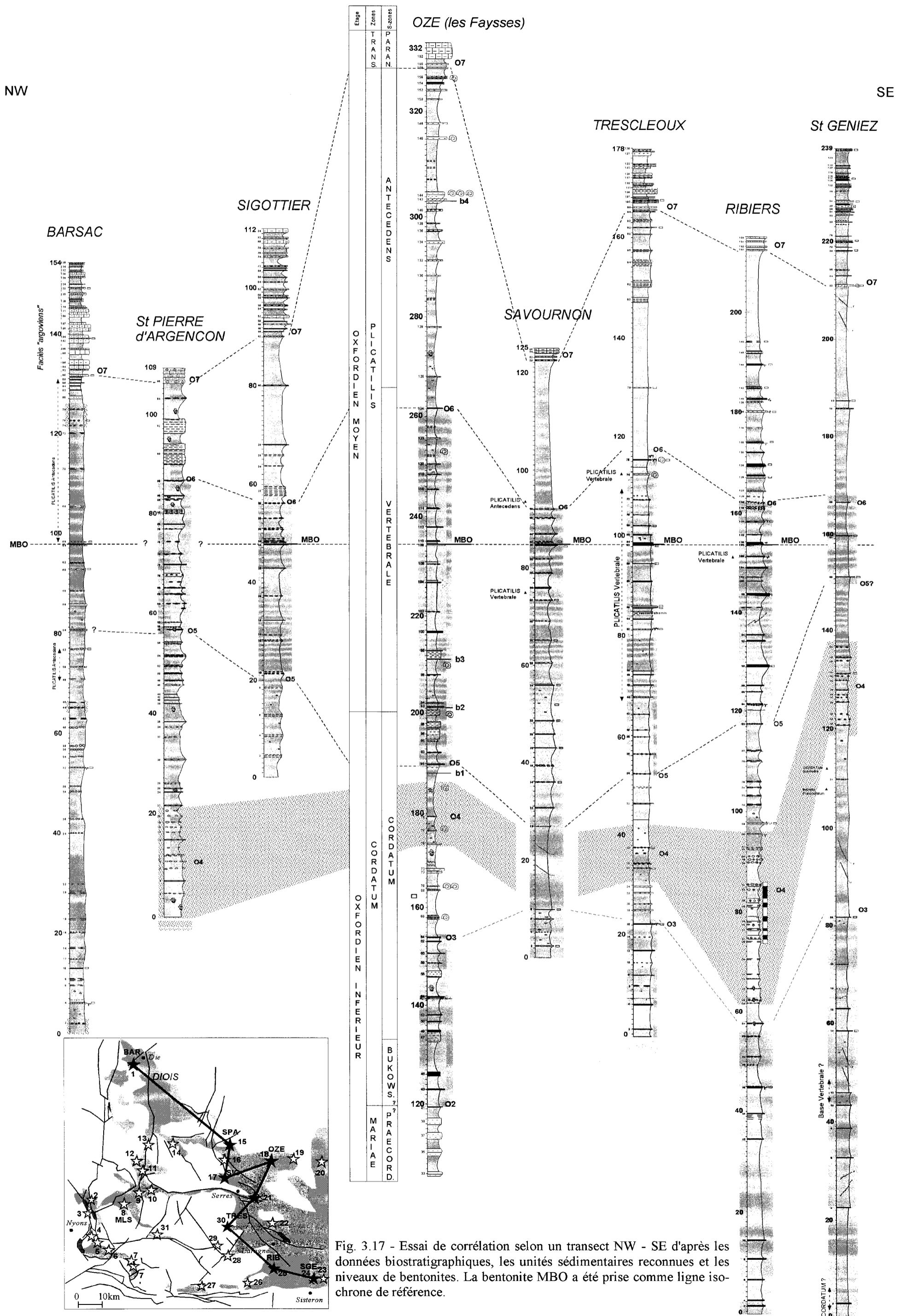


Fig. 3.17 - Essai de corrélation selon un transect NW - SE d'après les données biostratigraphiques, les unités sédimentaires reconnues et les niveaux de bentonites. La bentonite MBO a été prise comme ligne isochrone de référence.

2.2 - Corrélations à l'échelle du bassin

2.2.1 - Selon un transect NW-SE

Les corrélations établies sont présentées sur la figure 3.17. Les différents repères stratigraphiques utilisés rendent compte d'une forte variation d'épaisseur entre coupes et d'une distorsion des unités sédimentaires reconnues. Les principaux résultats sont les suivants :

1 - La coupe de Barsac est particulièrement atypique : absence des ensembles à bancs et nodules rouille lie de vin, absence du repère O4. Seuls les repères O7 et MBO permettent d'établir une correspondance avec les coupes de la vallée du Buëch. Compte tenu de la position de MBO, la datation des bancs 48 à 52 (*Z. Plicatilis*, *S-z. Antecedens*) semble incorrecte.

2 - La coupe de St Pierre d'Argençon présente davantage de repères carbonatés que les autres coupes et des ensembles lithologiques (O6-O7, O5-O6) plus réduits. L'aspect et le faciès des bancs carbonatés et lentilles suggèrent une influence marquée des phénomènes de resédimentation (tempestites, turbidites distales ?). Aucun phénomène de slumping n'est cependant mis en évidence. Cette relative « condensation » des dépôts et la présence d'indices de remobilisation du sédiment pourrait expliquer l'absence du repère MBO.

3 - La coupe d'Oze constitue la coupe la plus dilatée de ce transect. C'est la deuxième coupe la plus dilatée après Montréal-les-Sources (figs 3.16 et 3.18). Il est intéressant de remarquer que ce sont ces deux coupes qui enregistrent les fins niveaux de bentonite b1 à b4.

4 - La coupe de Savournon, présente une unité O6-O7 condensée et une absence du repère O4.

5 - La coupe de Ribiers au même titre que St Pierre d'Argençon présente de nombreux bancs carbonatés dans les unités O6-O7 et O3-O5 pouvant résulter de phénomènes de resédimentation. L'ensemble O4 y est extrêmement dilaté.

6 - La coupe de St Geniez est atypique et marquée par la condensation de l'unité O5-O6. Compte tenu des datations biostratigraphiques situées en-dessous de l'unité à septaria (limite entre les zones à *Mariae* et *Cordatum*), celle-ci devrait être corrélable avec le repère O4 des autres coupes. Dans ce cas, les datations de l'unité O2 à O3 sont erronées. Un redoublement des séries lié à des failles semble peu justifié, compte tenu de l'absence de correspondance entre les unités O6-O5 et O3-O2. Une révision biostratigraphique de cette coupe serait utile pour contraindre les corrélations. Si les corrélations se révèlent exactes, ce secteur serait relativement condensé vis à vis des autres coupes du bassin.

2.2.2 - Selon un transect E-W

Les corrélations entre coupes selon un transect E-W (fig. 3.18) sont plus délicates :

1 - Les coupes des Baronnie (transect Beauvoisin-Buis-les-Baronnies, Les Sias) se corrélaient relativement bien entre elles, présentant une succession semblable et des bancs repères communs (cf discussion § 1.2.4). L'ensemble à septaria (OSB) ne correspondrait pas ici au repère O4 mis en évidence sur les autres coupes du bassin, qui est remplacé par l'intervalle à niveaux gypseux. Ces données restent alors cohérentes avec la position de MBO et les données biostratigraphiques disponibles.

2 - Les points de corrélation entre Rémuzat et le reste des coupes sont particulièrement difficiles à établir (absence des différentes unités reconnues, bancs épais n'existant pas ailleurs), ce qui indique une forte variabilité dans la sédimentation entre des secteurs très proches (4 km entre Montréal-les-Sources et Rémuzat).

3 - Les coupes de Séderon et Roc de Glorite présentent des zones de non vu (pouvant masquer des failles ou des faciès resédimentés comme des slumps) limitant les corrélations entre certaines unités. Par ailleurs ces coupes sont peu contraintes par la biostratigraphie, incitant à la prudence concernant les parallèles établis. D'après le schéma proposé, Roc de Glorite constituerait une coupe condensée.

2.3 - Interprétations tirées des corrélations

Ces corrélations permettent de mettre en évidence et de quantifier de manière relative des variations importantes dans les taux de sédimentation. Un exemple est fourni pour la zone à *Plicatilis* (fig. 3.19). Ces taux sont calculés à partir de l'épaisseur des sédiments et de la durée de la zone d'ammonite à *Plicatilis* (790 000 ans d'après les chartes de Jacquin *et al.*, 1998, âges absolus Gradstein *et al.*, 1995). Les valeurs fournies correspondent à des valeurs minimales puisqu' aucune correction tenant compte du taux de compaction n'a été appliquée ici. Un taux de compaction d'au moins 2,5 - 3 peut cependant être calculé à partir de nodules carbonatés dispersés au sein des marnes. Les sédiments argileux (25-35 % CaCO₃) des Terres Noires vont

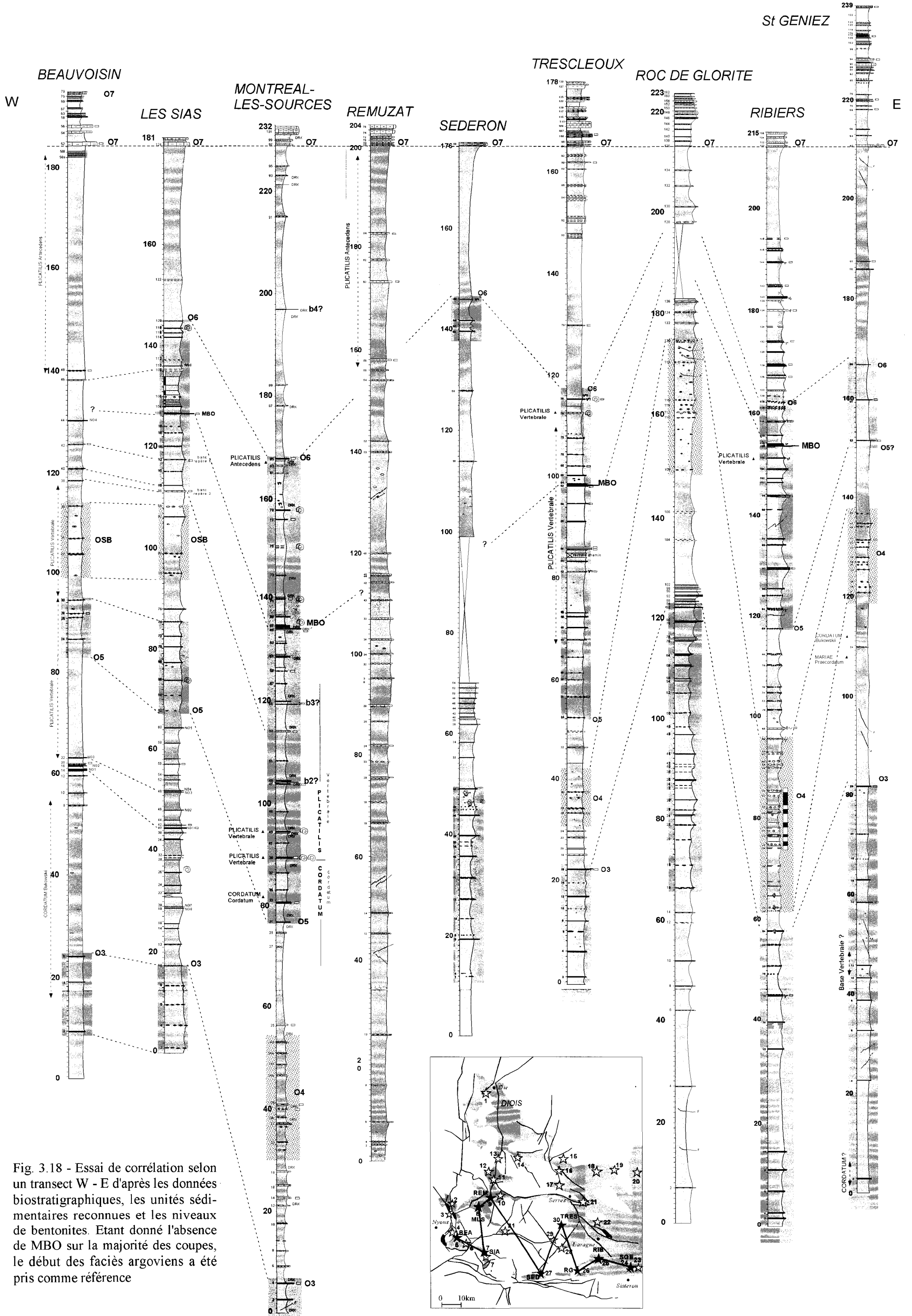


Fig. 3.18 - Essai de corrélation selon un transect W - E d'après les données biostratigraphiques, les unités sédimentaires reconnues et les niveaux de bentonites. Etant donné l'absence de MBO sur la majorité des coupes, le début des faciès argoviens a été pris comme référence

cependant être plus sensibles à la compaction que le matériau argilo-carbonaté (>60% CaCO₃) précocement cimenté des nodules. Un taux de compaction de 2,5 – 3 est donc très certainement inférieur au taux de compaction effectif. Néanmoins en prenant ce taux de compaction sous-estimé, les taux de sédimentation seraient compris entre 15 et 55 cm/1000 ans, ce qui peut paraître important en regard du taux de sédimentation des sédiments du même âge dans le Bassin de Paris. Seule la coupe de Dommery en Ardennes présente des taux de sédimentation voisins au passage Callovien/Oxfordien (16cm/1000 ans ; Lefrançois *et al.*, 1996). Ces forts taux de sédimentation sont à la fois liés à l'apport terrigène dominant (comme l'indique la forte proportion de minéraux argileux hérités et les nombreux quartz détritiques), à la productivité carbonatée du milieu et favorisés par la subsidence particulièrement active du bassin à cette époque (Baudrimont & Dubois, 1977 ; Debrand-Passard 1984, de Graciansky *et al.*, 1999).

Selon Dardeau *et al.*, (1988), les variations latérales d'épaisseur des dépôts ne résulteraient pas d'une compaction différentielle, mais de l'individualisation de zones hautes et de zones affaissées et d'une subsidence différentielle. L'absence de forte variabilité morphologique des faunes d'ammonites ne permet cependant pas de considérer de grands écarts de la tranche d'eau. Les variations d'épaisseur constatées ne résultent donc pas du comblement de morphologies déjà existantes mais de l'activité synsédimentaire d'une tectonique extensive créant une structure en blocs basculés, progressivement comblée par les apports sédimentaires. Cette tectonique synsédimentaire serait particulièrement marquée à l'Oxfordien inférieur (sous-zone à Scarburgense, Praecordatum et Bukowskii) et s'atténuerait au passage Oxfordien inférieur/moyen (Dardeau *et al.*, 1994). Il ne faut cependant pas sous-estimer les variations possibles dans l'apport terrigène et l'influence des lacunes de sédimentation et phénomènes de resédimentation majeurs, même si la sédimentation paraît « continue » dans le bassin.

Les fortes variations d'épaisseur mesurées entre les coupes et les variations lithologiques observées entre certains secteurs s'expliquent par une telle activité tectonique. Les coupes d'Oze et Montréal-les-Sources pourraient appartenir à des zones affaissées permanentes pendant le dépôt des Terres Noires, alors que les coupes de St Pierre d'Argençon, Sigottier, Saviournon, Ribiers, St Geniez devaient se localiser sur les parties hautes des blocs basculés. La fig. 3.19 montre la localisation des accidents reconnus comme actifs dans le bassin et la fig. 3.20 une reconstitution de la mosaïque en blocs basculés pour le Diois et les Baronnies. L'accident d'Aspremont permet d'expliquer les variations d'épaisseur (et des taux de sédimentation relatifs) entre Oze et Sigottier. De même, l'accident de Nyons a dû être actif à l'Oxfordien inférieur et moyen et permet d'expliquer les difficultés de corrélation entre la coupe de Montréal-les-Sources et celles de Rémuzat et de Barsac qui pourraient appartenir au même bloc (fig. 3.20). En ce qui concerne les coupes des Baronnies, leur proximité avec le diapir de Propriac et les fortes variations constatées par rapport à Montréal-les-Sources suggèrent une possible activation de mouvements halocinétiques à l'Oxfordien inférieur et moyen, probablement couplée à la tectonique synsédimentaire extensive. L'accident de Jonchières devait également être actif (bien que mineur à la fin de l'Oxfordien inférieur et Oxfordien moyen) entre le secteur de Beauvoisin et des Sias. Une telle complémentarité de l'halocinèse du bassin (en particulier autour des diapirs de Propriac, Montaulieu et Condorcet) et de l'activité tectonique extensive synsédimentaire lié au rifting téthysien du bassin est maintenant bien établie (Dardeau *et al.*, 1990 ; Dardeau & Graciansky, 1990). L'identification de différentes unités sédimentaires et niveaux repères au passage Oxfordien inférieur/Oxfordien moyen permet donc de compléter et d'affiner les observations de travaux antérieurs, montrant l'influence d'une tectonique et halocinèse active synsédimentaire au Callovien/Oxfordien. Ces études utilisaient principalement des repères biochronologiques. Ceci permet de montrer qu'une tectonique synsédimentaire était encore pleinement active à l'Oxfordien moyen dans le bassin et sans doute liée aux périodes de distension qui caractérisent le rifting téthysien, alors que dans le même temps se font sentir les premières manifestations du rifting atlantique (ouverture du Golfe de Gascogne) dans le bassin (Dardeau *et al.*, 1988 ; de Graciansky *et al.*, 1999).

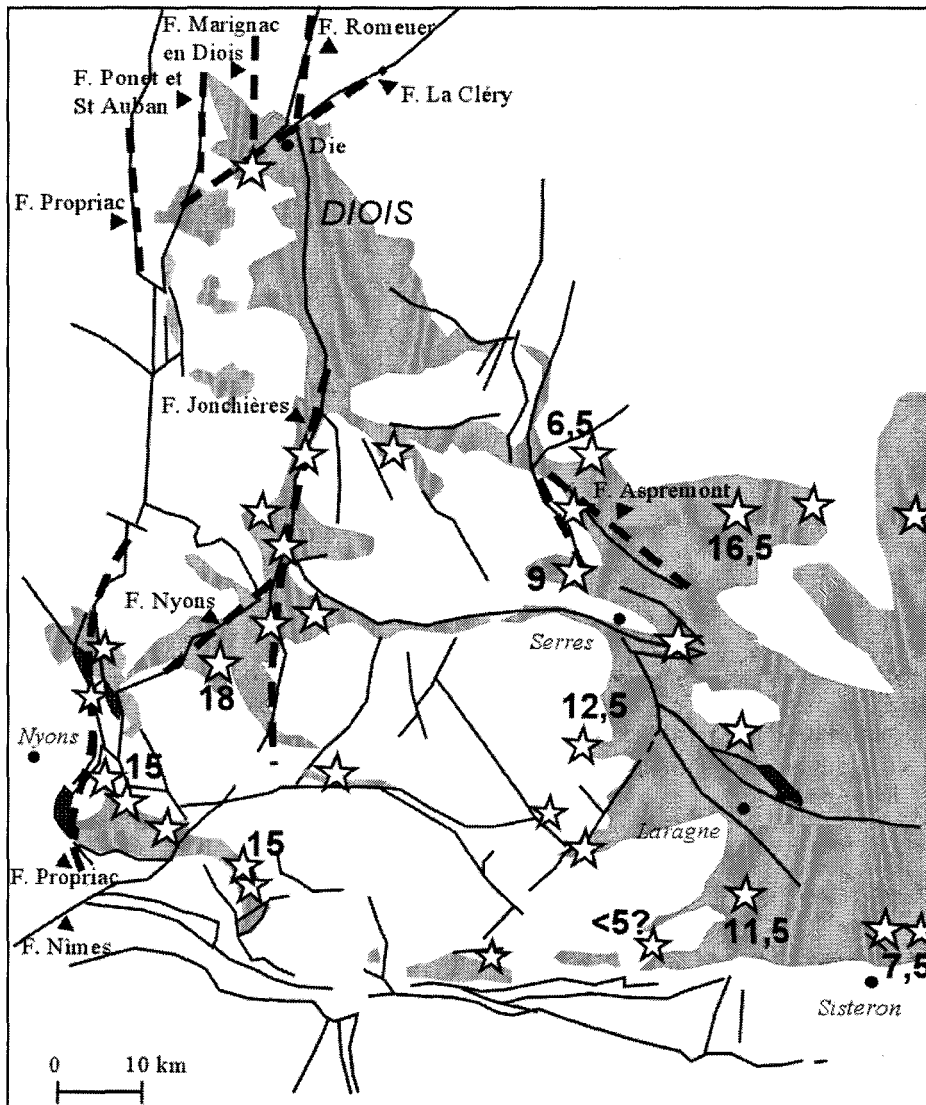


Fig. 3.19 – Estimation des variations du taux de sédimentation (valeurs minimales non décompactées, exprimées en cm/1000 ans) au cours de la zone à Plicatilis dans le bassin Subalpin et localisation des accidents synsédimentaires (pointillés, d'après Dardeau *et al.*, 1988).

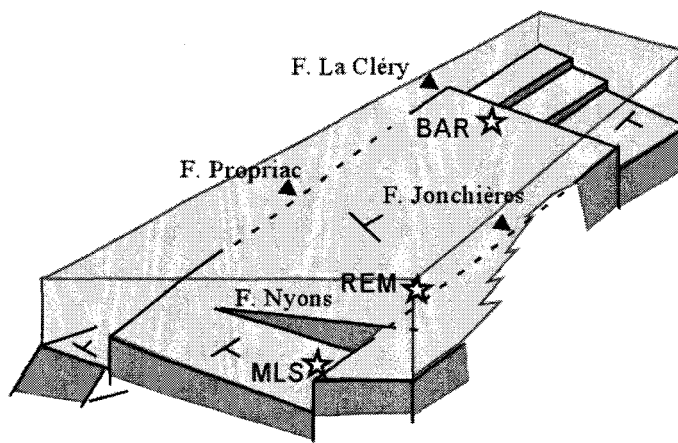


Fig. 3.20 – Bloc diagramme montrant une vue possible du compartimentage des Terres Noires en panneaux basculés dans le Diois et les Baronnies à l'Oxfordien (modifié d'après Dardeau *et al.*, 1988).

3 - Analyse de paramètres sédimentologiques et minéralogiques

Afin de décrypter les différents signaux (variation du niveau marin, climat, variations des apports terrigènes, conditions d'oxydo-réduction) enregistrés dans la sédimentation « monotone » des Terres Noires et de dégager les processus contrôlant le remplissage du « bassin », différents paramètres sédimentologiques et minéralogiques sont testés sur deux coupes distantes de plus de 40 km, mais corrélables par des niveaux repères (fig. 3.21). Ce type d'approche est réalisé au passage Oxfordien inférieur/moyen sur 60 m de sédiments à raison d'un échantillonnage tous les 50 cm ou mètres. Ceci permettra entre autre de tester les corrélations à partir de différents outils (calcimétrie, susceptibilité magnétique, granulométrie, matière organique, argiles), de voir les relations existant entre chacun d'eux et de tester la cyclicité exprimée par les alternances claires/sombres dans la continuité des travaux de Tribovillard (1989) réalisés sur la coupe de Beauvoisin.

3.1 - Teneur en carbonates

Les teneurs en carbonates fluctuent relativement peu sur l'intervalle étudié (fig. 3.22). La coupe de Montréal-les-Sources présente une valeur moyenne à 34 % et montre une légère diminution des teneurs au sommet de la coupe. Les deux valeurs supérieures à 50 % correspondent d'une part à un banc carbonaté (banc 53) et à un niveau proche de la minéralisation calcitique sous-jacente à MBO. La coupe d'Oze est un peu moins carbonatée (30 % en moyenne) et présente plusieurs maxima et minima sans qu'aucun banc carbonaté n'ait été prélevé. Aucun point de comparaison entre les deux coupes ne peut être établi à partir de ce signal du taux de carbonate. Les bandes sombres n'indiquent pas d'enrichissements en carbonate contrairement à la coupe de Beauvoisin (Tribovillard, 1989).

3.2 - Mesure de la susceptibilité magnétique

L'analyse d'une centaine d'échantillons par coupe, montre pour chacune d'elle des pics positives et négatives bien marquées et un bruit de fond relativement plat (fig. 3.22). Les pics peuvent correspondre à des niveaux de cendres altérés (MBO, b2, cf chapitre 4), des bancs carbonatés (banc 53 de Montréal-les-Sources), des horizons peu carbonatés ou des niveaux sans particularité lithologique. Les anomalies positives de susceptibilité magnétique avec des horizons peu carbonatés est habituelle car les argiles (corps paramagnétiques) font augmenter le signal. En revanche la corrélation inhabituelle entre les anomalies positives de susceptibilité magnétique et certains bancs carbonatés, peut s'expliquer par la forte proportion de carbonates ferromagnésiens et notamment de sidérite (minéral paramagnétique à $1,10^{-6} \text{ m}^3\text{kg}^{-1}$ en masse spécifique de susceptibilité magnétique, Dearing, 1999) contenue dans les bancs marno-calcaires rouille. Les pics correspondant aux échantillons sans particularité lithologique peuvent quant à eux traduire aussi bien des enrichissements très localisés en minéraux paramagnétiques (chlorite, illite, sidérite, pyrite, dolomite...), antiferromagnétiques (hématite, goethite) ou ferromagnétiques (magnétite, titanomagnétite) que des zones enrichies en certaines de ces phases minérales, corrélables à grande échelle. La corrélation envisageable de pics entre les deux coupes (échantillons 31 de Montréal-les-Sources et 43 d'Oze) pourrait refléter ce dernier cas de figure. Ces anomalies du signal de susceptibilité magnétique pourraient constituer alors des outils de corrélation à l'échelle du bassin et sont par ailleurs utiles pour la reconnaissance de niveaux de cendres altérées (Robinson, 1993).

En faisant abstraction de ces anomalies, la susceptibilité magnétique varie entre 5.10^{-8} et $1.10^{-7} \text{ m}^3\text{kg}^{-1}$ et présente un signal bien exprimé, permettant un découpage en 8 zones (1a à 4b), suivant les périodes d'augmentation ou de diminution des valeurs de susceptibilité magnétique (fig. 3.22). L'utilisation des bancs repères et des niveaux de bentonite, couplée au découpage biochronologique comme outils de corrélation, permettent de démontrer que le signal exprimé par la susceptibilité magnétique est parfaitement corrélé d'un site à l'autre, les 8 zones définies se retrouvant de part et d'autre des deux coupes.

Deux conclusions peuvent être tirées du signal de la susceptibilité magnétique : 1) il existe bien un contrôle de la sédimentation à l'échelle du bassin qui se traduit par les caractéristiques minéralogiques de la roche, 2) cet outil valide les corrélations établies sur la base des bancs carbonatés pour cette zone. Seule la base de la coupe est moins bien corrélée (zones 1a et 1b), ce qui inciterait à corréler les bancs 83 (Oze) et 39 (Montréal-les-Sources), plutôt que les bancs 83 et 33 (Montréal-les-Sources).

On remarque en revanche que le signal de susceptibilité magnétique est mieux exprimé sur la coupe de Montréal-les-Sources, alors que paradoxalement celle-ci est un peu plus riche en carbonates (fig. 3.22). Les variations de la susceptibilité magnétique sont classiquement associées aux variations des apports terrigènes en

MONTREAL-LES-SOURCES ← 42 Km → OZE (LES FAYSES)

The figure is a geological correlation chart between two locations: Montreal-Les-Sources (left) and Oze (Les Faysses) (right), separated by a 42 km distance. The chart displays stratigraphic columns with various units and sample locations.

Montreal-Les-Sources Column (Left):

- Units: O6 (top), 160, 140, MBO, 120, b3?, 100, b2?, P L I C A T I L I S, C O R D A T U M, 80, O5.
- Sample locations: 95, 93, 81, 79, 77, 75, 73, 71, 69, 67, 65, 63, 61, 59, 57, 55, 53, 51, 49, 47, 45, 43, 41, 39, 37, 35, 33, 31, 29, 27.

Oze (Les Faysses) Column (Right):

- Units: P L I C A T I L I S (top), V e r t e b r a l e, MBO, 220, b3, b2, C O R D A T U M, O5, b1, 180.
- Sample locations: 126, 124, 122, 120, 118, 116, 114, 112, 110, 108, 106, 104, 102, 100, 98, 96, 94, 92, 90, 88, 86, 84, 82, 80, 78, 76, 74, 72, 70, 68.

Correlation: Dashed lines connect corresponding stratigraphic units and sample locations between the two columns. For example, O6 in Montreal-Les-Sources correlates with O6 in Oze. The P L I C A T I L I S unit in Montreal-Les-Sources correlates with the P L I C A T I L I S unit in Oze. The C O R D A T U M unit in Montreal-Les-Sources correlates with the C O R D A T U M unit in Oze.

Labels: The labels "P L I C A T I L I S" and "C O R D A T U M" are written vertically along the columns. The label "V e r t e b r a l e" is written vertically between the columns. The label "A n t e c e d e n s" is written vertically at the top right. The label "b3", "b2", and "b1" are written vertically next to their respective units in the Oze column.

Fig. 3.21 – Alternances claires/sombres visibles dans l'Oxfordien de Montréal-les-Sources et position des prélèvements. Corrélation avec Oze (les Faysses).

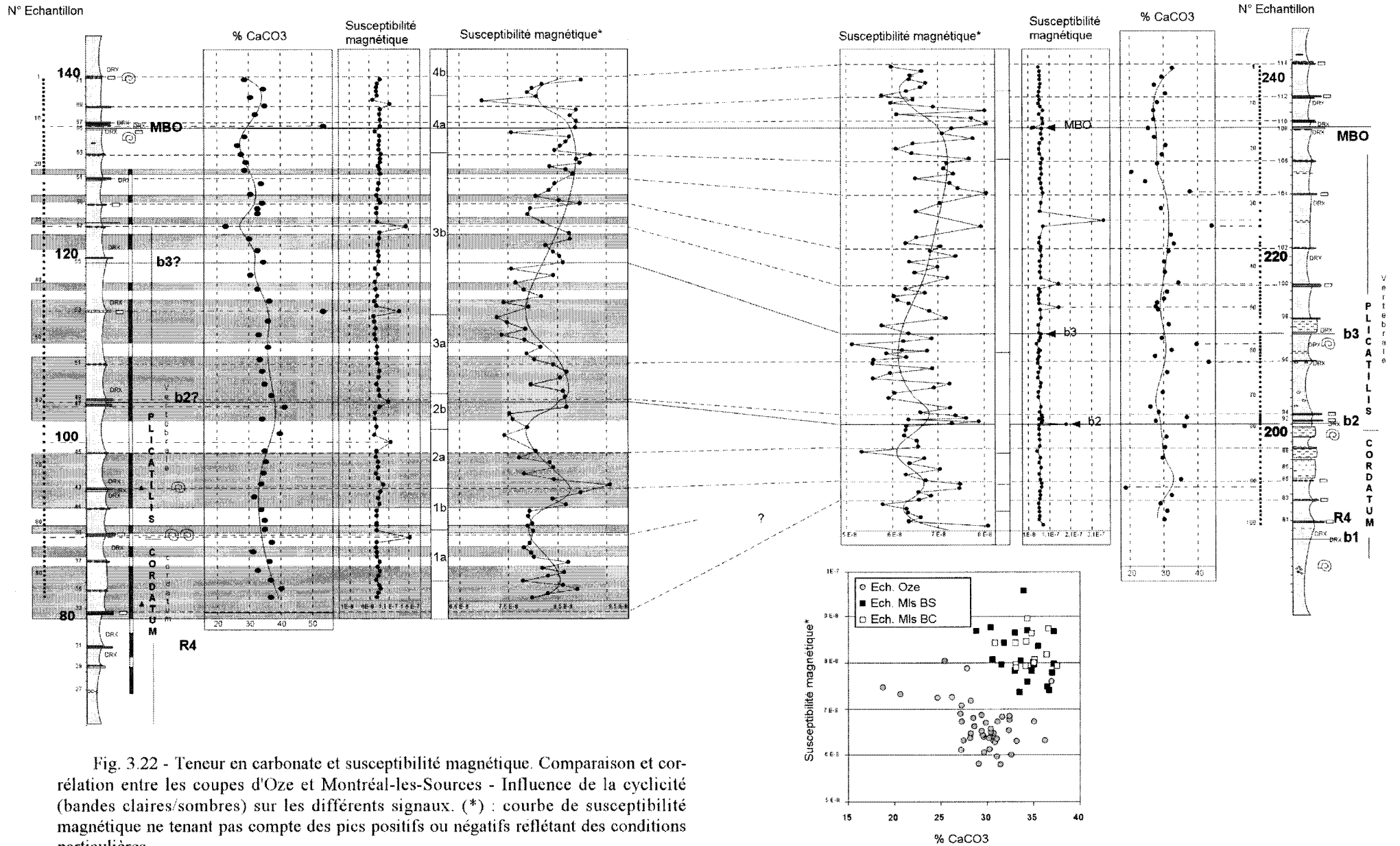


Fig. 3.22 - Teneur en carbonate et susceptibilité magnétique. Comparaison et corrélation entre les coupes d'Oze et Montréal-les-Sources - Influence de la cyclicité (bandes claires/sombres) sur les différents signaux. (*) : courbe de susceptibilité magnétique ne tenant pas compte des pics positifs ou négatifs reflétant des conditions particulières.

l'absence de conditions de diagenèse importante (King & Channell, 1991, Robinson, 1993). Le signal de susceptibilité magnétique pourrait suggérer ici des périodes à détritisme plus marqué. La coupe de Montréal-les-Sources pourrait davantage être soumise à une influence détritique (source plus proximale ?) qu'Oze. De même les cycles exprimés pourraient refléter des variations d'abondance du matériel terrigène. Cependant, il est vraisemblable que la pyrite liée à la dégradation de la matière organique par sulfato-réduction dans ce bassin réducteur, puisse largement influencer le signal, comme cela peut être mis en évidence dans les argiles du Kimméridgien du Nord de la France (Tribovillard *et al.*, sous presse). La sidérite pourrait également jouer un rôle. Enfin, il est possible de noter qu'une relation existe entre ce signal de susceptibilité magnétique et les alternances claires/sombres à la base de la coupe. Dans ce cas les bandes sombres refléteraient soit des périodes à détritisme accru, soit des périodes plus réductrices et non limitées en fer, permettant la formation en plus grande abondance de sulfure de fer. Cette relation est toutefois moins marquée au sommet de la coupe et n'est pas applicable dans le détail. Il serait envisageable de tester ces relations sur un plus grand nombre d'alternances.

La susceptibilité magnétique se révèle être un outil de corrélation relativement précis à l'échelle du bassin. Il serait pas conséquent intéressant d'appliquer cette méthode sur l'ensemble des Terres Noires afin d'établir une stratigraphie de la susceptibilité magnétique précise pour le bassin telle qu'elle est appliquée pour les sédiments du Quaternaire (Robinson, 1993) ou plus récemment pour les sédiments anciens (Crick *et al.*, 2000 ; 2001 ; Morgans-Bell *et al.*, 2001).

3.3 - Variations des paramètres granulométriques

L'analyse d'une centaine d'échantillons sur les deux coupes permet de montrer une faible variabilité verticale dans la taille des grains du sédiment. Celui-ci est constitué majoritairement (80% en moyenne) de particules de la taille des silts (4-63 μ m), puis de particules de la taille des argiles (20% en moyenne), alors que la fraction sableuse est réduite à quelques pour cents (fig. 3.23). Dans le détail des différentes classes granulométriques mesurées, les fractions inférieures à 32 μ m sont antagonistes à celles supérieures à 32 μ m. Par conséquent, un cumul des fractions comprises entre 32 et 200 μ m (200 μ m étant la fraction la plus grossière du sédiment) a été réalisé pour visualiser les variations verticales des fractions les plus grossières (fig. 3.23). Les courbes obtenues permettent d'identifier des zones à dominante fine ou grossière (zone A à F et A' à E'). Les variations enregistrées sur les deux coupes ne sont pas corrélables contrairement au signal de susceptibilité magnétique et aucune relation ne semble exister entre la granulométrie du sédiment et le rubanement de la coupe de Montréal-les-Sources. Les paramètres de mode, médiane, grain moyen, classement et assymétrie, testés sur les deux coupes, montrent le même type de comportement. Des conclusions du même ordre étaient mises en évidence sur la coupe de Beauvoisin par Tribovillard (1989).

Les variations enregistrées pourraient alors suggérer un contrôle local lié à la remobilisation du sédiment soit par des courants tractifs faibles sur le fond, soit par une possible influence des courants de tempêtes ou de phénomènes gravitaires mineurs comme des événements turbiditiques de faible ampleur. La morphologie en blocs basculés du bassin devait être propice à une influence très localisée des courants et explique l'absence d'homogénéité du comportement granulométrique à l'échelle du bassin. Par ailleurs, aucun gradient proximal/distal par rapport aux terres émergées ne peut être établi entre les deux coupes par l'utilisation de ce paramètre.

Cependant on ne peut exclure ici un problème méthodologique lié à la bonne dissociation des particules lors de l'attaque acide. Il est donc nécessaire de rester prudent sur l'interprétation des cyclicités définies.

3.4 - Variations des paramètres associés à la matière organique

Les mesures de Tmax, COT et IH, ont été analysées à partir d'une centaine d'échantillons sur les deux coupes par l'intermédiaire de François Baudin (UPMC, Paris 6). Les valeurs de COT relativement faibles pour les deux coupes fluctuent entre 0,15 et 0,8 % pour Montréal-les-Sources (moyenne : 0,58%) et entre 0,1 et 0,65 % pour Oze (moyenne : 0,38%). Une légère variation de la teneur en COT existerait donc entre les deux coupes.

Les valeurs de température maximale de craquage de la matière organique résiduelle (Tmax), oscillent en moyenne entre 440 et 455°C pour Montréal-les-Sources (moyenne : 452°C) et 445 et 460°C pour Oze (moyenne : 455°C), indiquant une évolution thermique légèrement supérieure sur cette dernière coupe (fig. 3.24 et 3.25). Aucune évolution verticale importante croissante des Tmax n'est établie en fonction de la profondeur. En revanche, quatre anomalies thermiques sont enregistrées sur chacun des deux sites, présentant des valeurs comprises entre 460° à 500°C. Celles-ci se corrélaient dans certains cas avec un minimum de COT et d'IH et un maximum de CaCO₃ et de susceptibilité magnétique. Les indices hydrogènes mesurés, fluctuent entre 10 et 60 mg HC/gCOT sur la coupe de Montréal-les-Sources (moyenne : 33 mg HC/gCOT) et 35 et 100 mg HC/gCOT sur la coupe d'Oze (moyenne : 54 mg HC/gCOT).

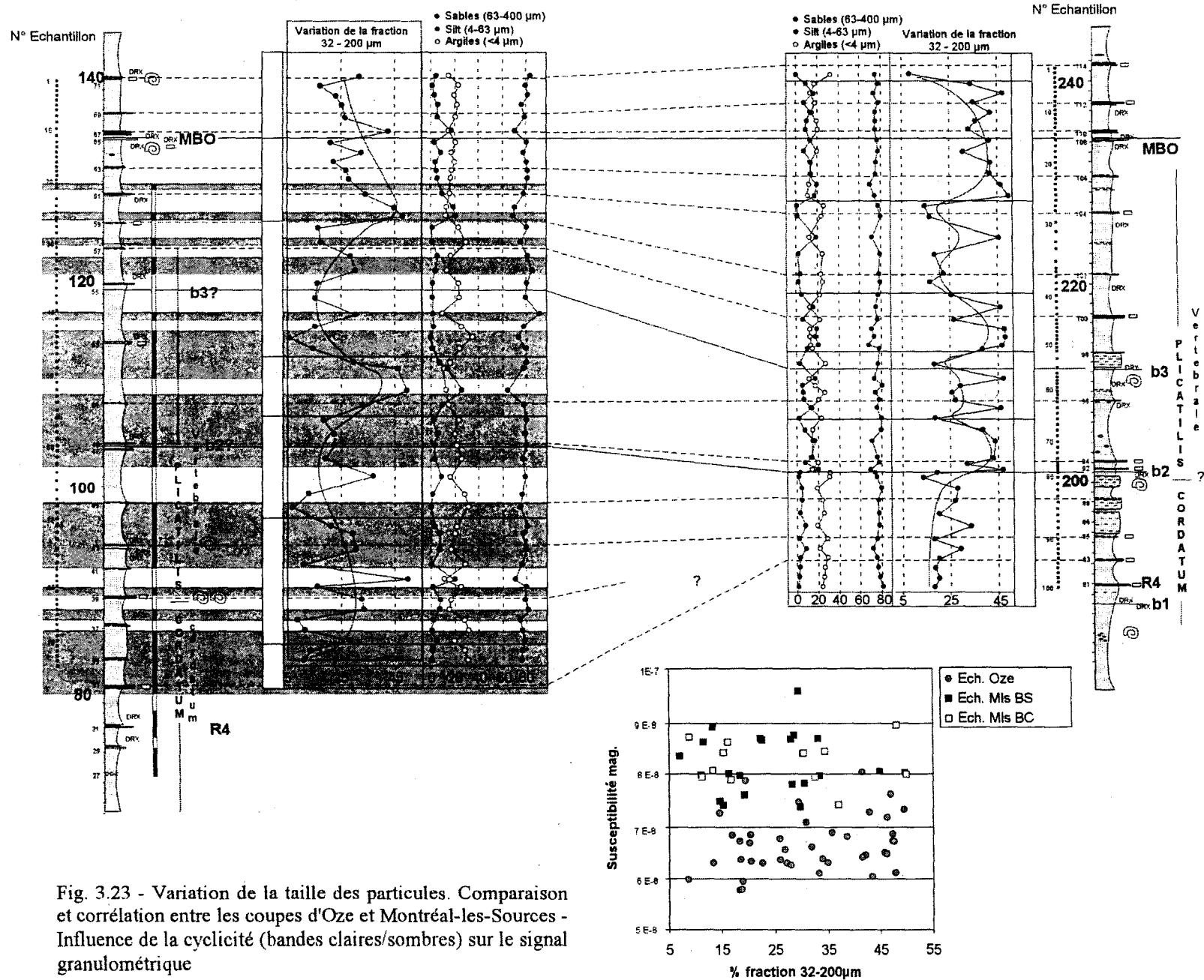


Fig. 3.23 - Variation de la taille des particules. Comparaison et corrélation entre les coupes d'Oze et Montréal-les-Sources - Influence de la cyclicité (bandes claires/sombres) sur le signal granulométrique

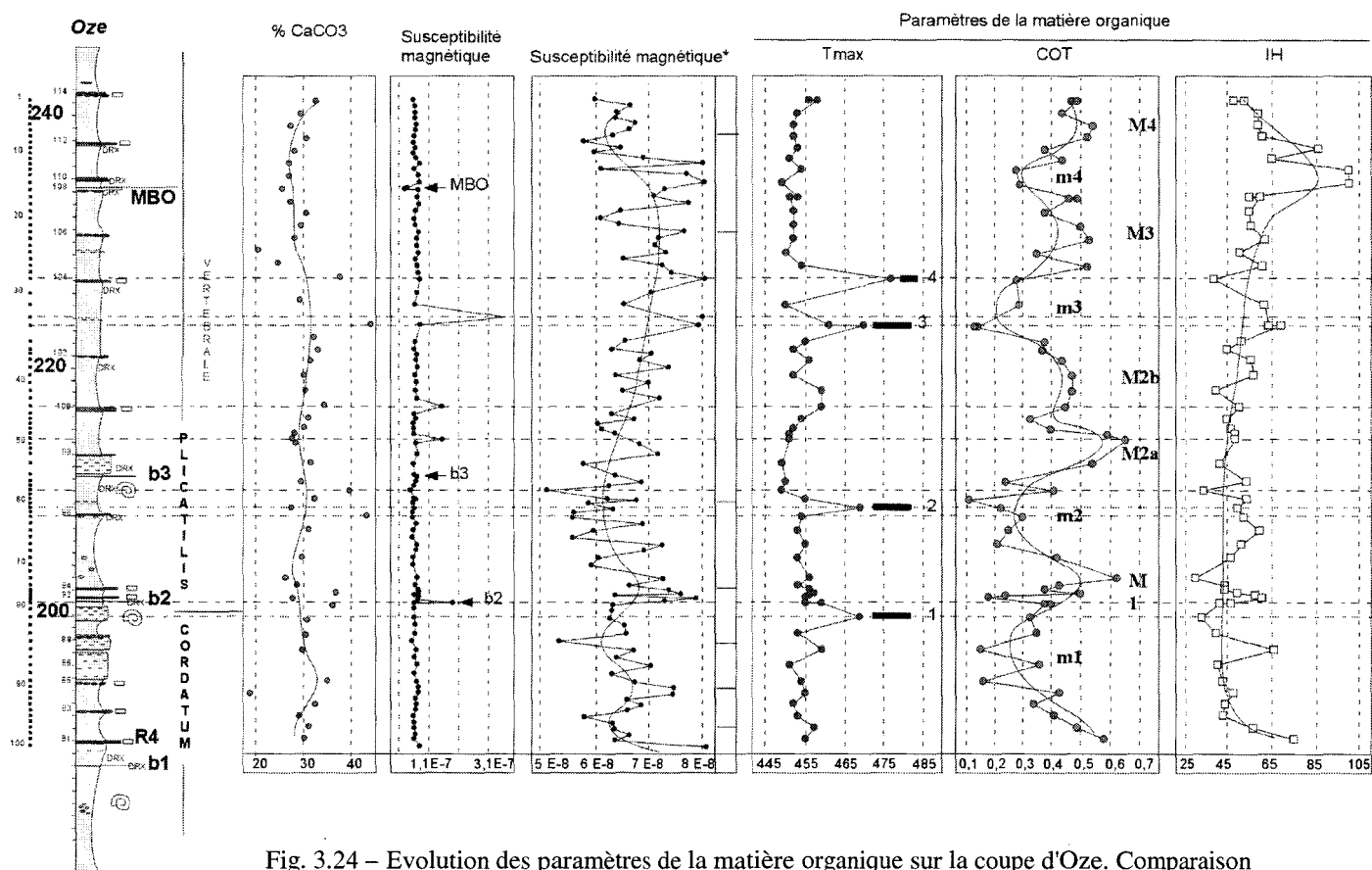


Fig. 3.24 – Evolution des paramètres de la matière organique sur la coupe d'Oze. Comparaison avec les signaux de susceptibilité magnétique et teneur en carbonate du sédiment.

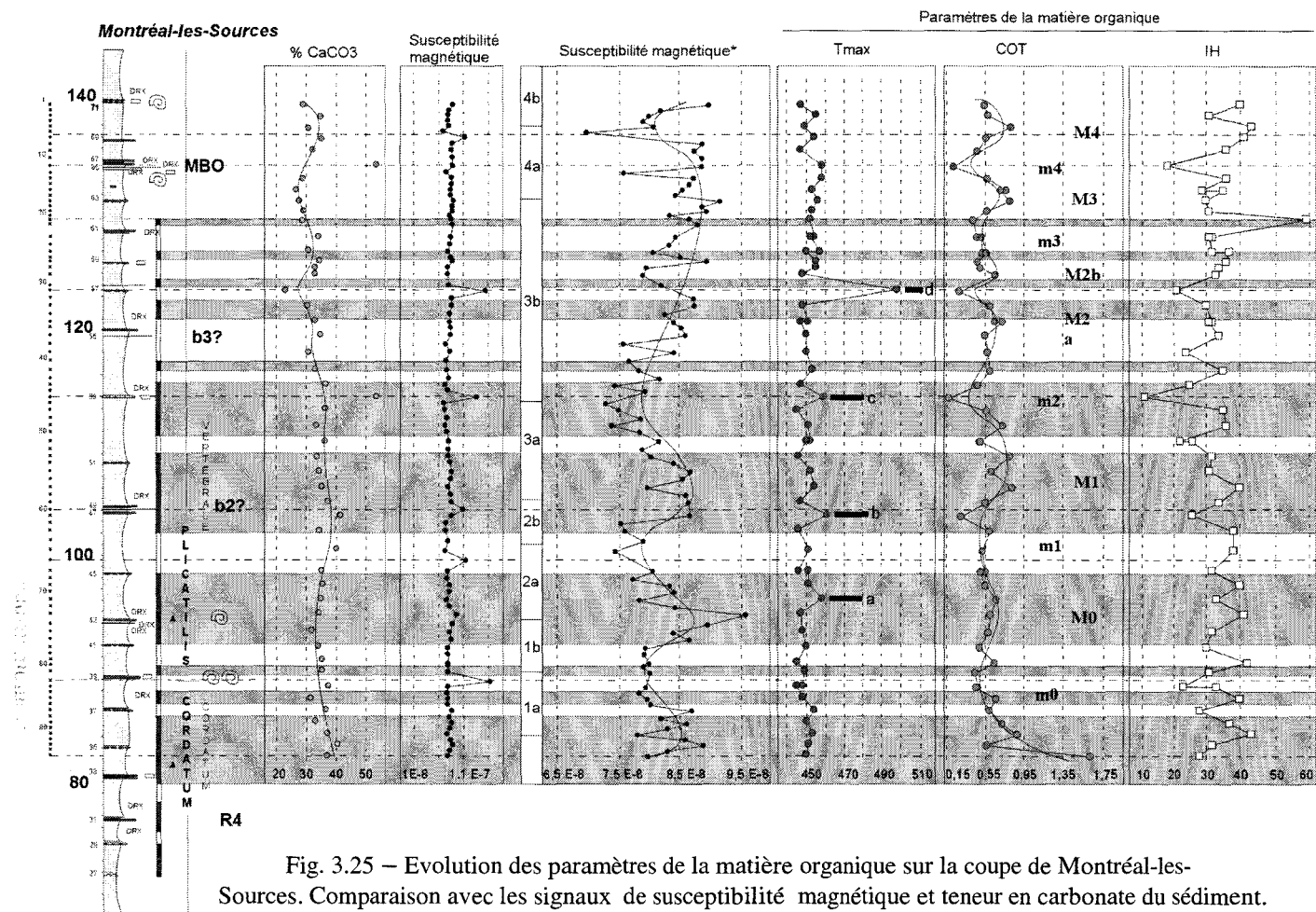


Fig. 3.25 – Evolution des paramètres de la matière organique sur la coupe de Montréal-les-Sources. Comparaison avec les signaux de susceptibilité magnétique et teneur en carbonate du sédiment.

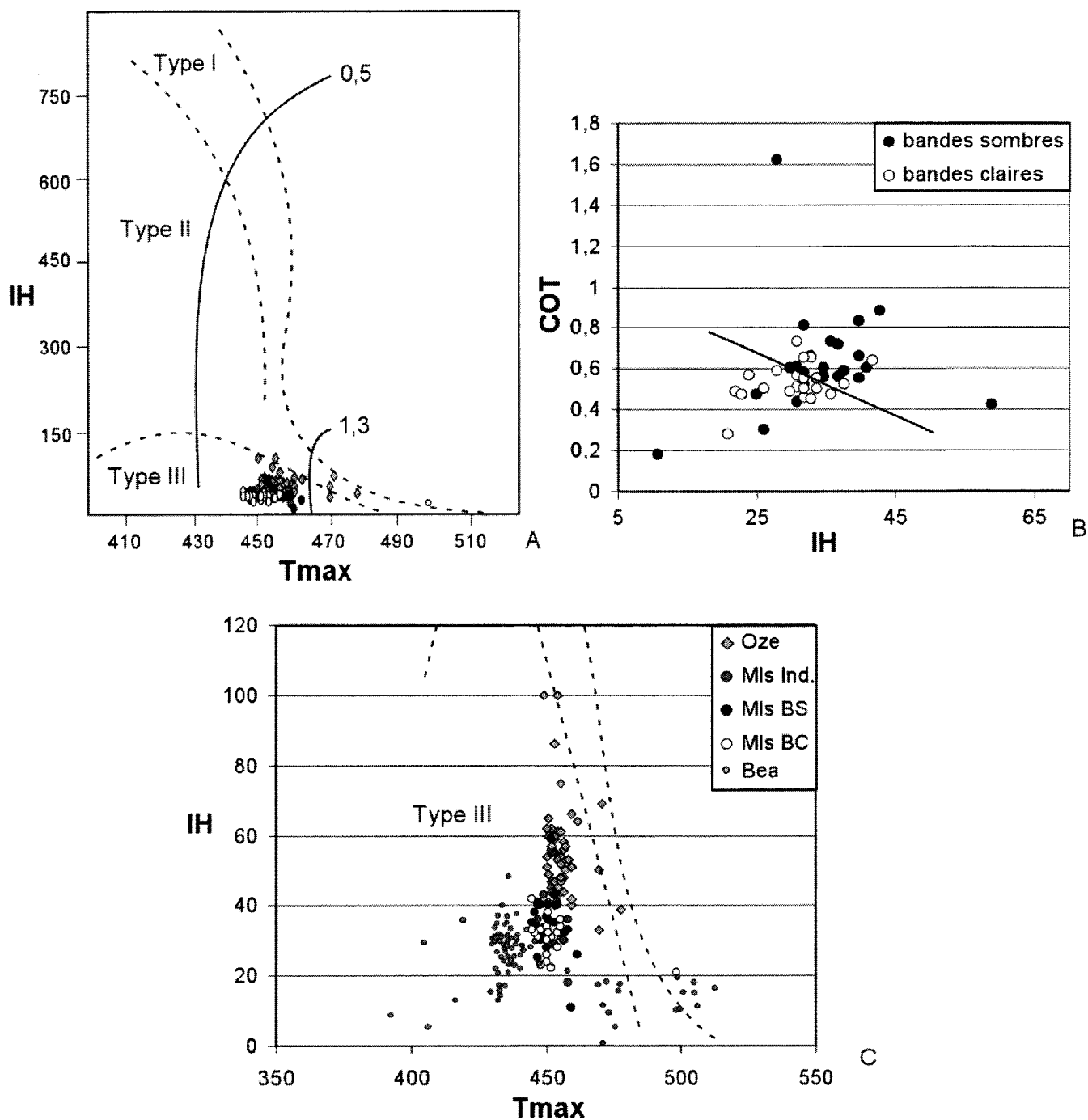


Fig. 3.26 – Caractérisation de la matière organique dans des diagrammes Tmax - IH. Comparaison entre les coupes de Beauvoisin (Tribovillard, 1989), Oze et Montréal-les-Sources. Influence du rubanement sur les valeurs de COT et d'IH. MIs BS: Montréal-les-Sources bande sombre, MIs BC: Montréal-les-Sources bande claire, MIs Ind. : Montréal-les-Sources indifférencié, Bea: Beauvoisin.

La répartition des valeurs mesurées situe la matière organique dans un type III d'un diagramme IH-Tmax (fig. 3.26), qui correspond à une matière organique continentale ou dégradée (Espitalié *et al.*, 1985). Les valeurs faibles des IH suggèrent que cette matière organique a été partiellement oxydée (Espitalié *et al.*, 1985). Ces résultats sont conformes avec ceux de Tribovillard (1989) établis sur la coupe de Beauvoisin. Il est possible de noter une légère évolution du rapport IH-Tmax entre les coupes de Beauvoisin, Montréal-les-Sources et Oze avec une augmentation des valeurs d'IH et Tmax en direction de l'est (fig. 3.26). L'étude des palynofaciès n'a pas été effectuée, mais les observations de Tribovillard (1989) confirment le caractère continental de la matière organique (baguettes ligneuses abondantes, grains de pollen mal conservés), alors qu'une faible proportion de matière organique marine est préservée (dinoflagellés, acritarches).

La variation verticale des teneurs en COT sur les deux sites permet de définir un certain nombre de cycles constitués par des minima (m0 à m4) et des maxima (M0 à M4). Cette cyclicité est relativement corrélable sur les deux coupes, notamment pour la partie supérieure de la zone étudiée (fig. 3.27). Cependant ces cyclicités sont à interpréter avec prudence compte tenu des faibles teneurs de COT et des faibles variations enregistrées. Un contrôle de la matière organique pourrait exister à l'échelle du bassin.

Concernant la cyclicité exprimée par les alternances claires/sombres, les relations avec les différents paramètres de la matière organique ne sont pas toujours claires, bien que statistiquement les bandes sombres soient enrichies en COT (fig. 3.27).

3.5 - Message argileux dans le Bassin Subalpin

3.5.1 - Données de la minéralogie des argiles du Callovien à l'Oxfordien moyen

3.5.1.1 - Message argileux sur des coupes de « bassin » (Thuoux, Oze, Montréal-les-Sources)

La formation argileuse des Terres Noires a fait l'objet de travaux centrés sur la répartition géographique des minéraux argileux dans le bassin (Artru, 1972 ; Barlier, 1974). En revanche peu de données concernent une répartition verticale dans un cadre stratigraphique bien contraint. Les coupes de Thuoux et Oze, dans la partie nord-est du bassin permettent de suivre cette évolution du Callovien supérieur à l'Oxfordien moyen (fig. 3.28 a et b).

Les cortèges argileux sont essentiellement composés de quatre espèces minérales : chlorite, micas, interstratifiés illite/smectite et kaolinite. Cependant, les raies des interstratifiés illite/smectite et de la chlorite peuvent masquer une part d'interstratifiés mineurs difficilement identifiables et quantifiables comme des interstratifiés chlorite-smectite ou chlorite-vermiculite, suggérés par un épaulement dans certains échantillons du pic à 10 Å vers les petits angles au chauffage.

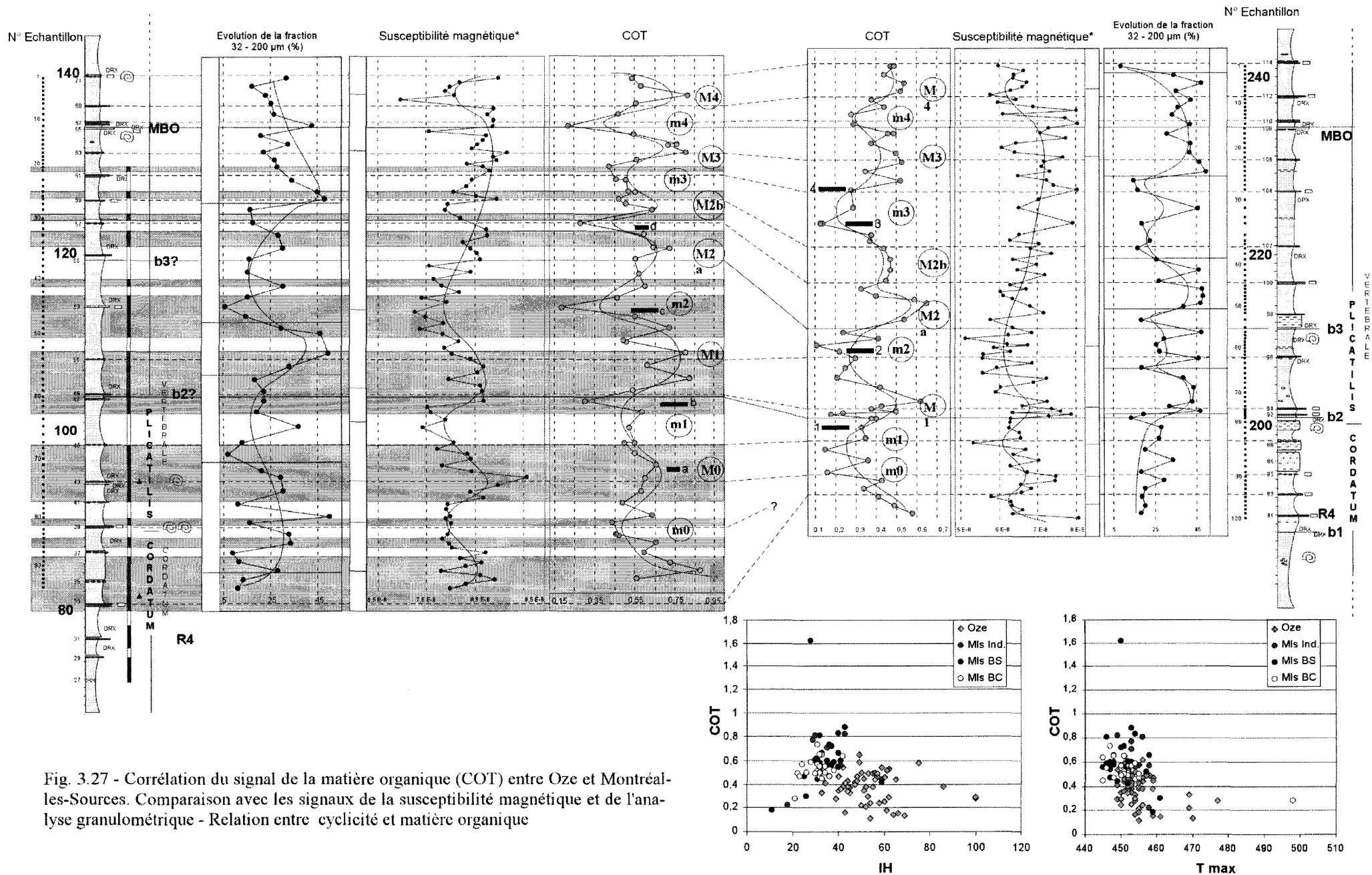
Les micas, minéraux dominant des cortèges (30-50%) correspondent principalement à des illites dont les paramètres cristallographiques sont relativement constants. L'étude des différentes raies permet de définir un mica plutôt de type 1Md pour la partie occidentale du bassin et 2M pour la partie orientale du bassin (Artru, 1972 ; Barlier, 1974). L'étude morphologique des particules au MET permet d'observer à la fois des cristaux sans contours géométriques nets, suggérant une origine détritique et des particules néoformées ou à zones de surcroissance (Gaidon, 1988).

Les chlorites, en proportion importante (40% au maximum), sont caractérisées par leur forte teneur en fer comme le suggère la faible intensité des raies d(001) et d(003) ou comme le montrent les analyses chimiques (Fe/Fe+Mg compris entre 0,7 et 0,9, Gaidon 1988). Elles appartiennent au domaine des brunsgivites.

Les interstratifiés illite/smectite irréguliers sont des I/S R1 ordonnés (>55% feuillet illites), passant de 11-13,5 Å à 13-15 Å après saturation à l'éthylène glycol. Aucun interstratifié désordonné R0 n'a été identifié dans la série des Terres Noires, contrairement aux marnes de l'Oxfordien moyen de la coupe de Beauvoisin. De même des interstratifiés réguliers illite/smectite de type allevardite n'ont pas été reconnus sauf dans certains niveaux de bentonite (cf chapitre 4). Ce minéral est en revanche décrit par Artru (1972) sur des affleurements de la partie orientale du bassin (sous-fenêtre d'Embrun).

La kaolinite apparaît comme une phase minérale minoritaire des cortèges argileux des échantillons de Terres Noires du bassin (<15%).

L'évolution verticale des argiles (prélevées sur des échantillons de marnes argileuses) ne montre pas d'importants changements minéralogiques du Callovien supérieur à l'Oxfordien moyen (fig. 3.28 a et b). A grande échelle, la tendance générale est à la diminution des proportions d'I/S en profondeur (40% au cours de la



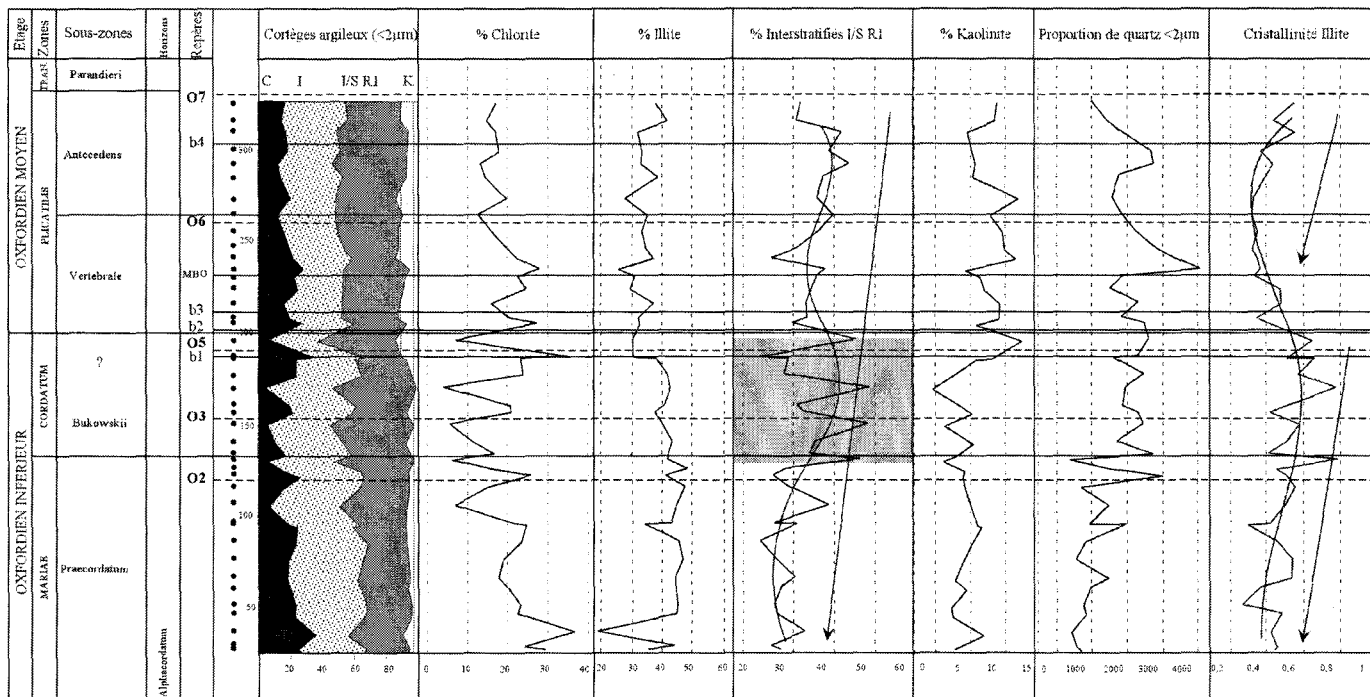


Fig. 3.28a – Minéralogie de la fraction <math><2\mu\text{m}</math> de l'Oxfordien inférieur et moyen des Terres Noires (coupe d'Oze).

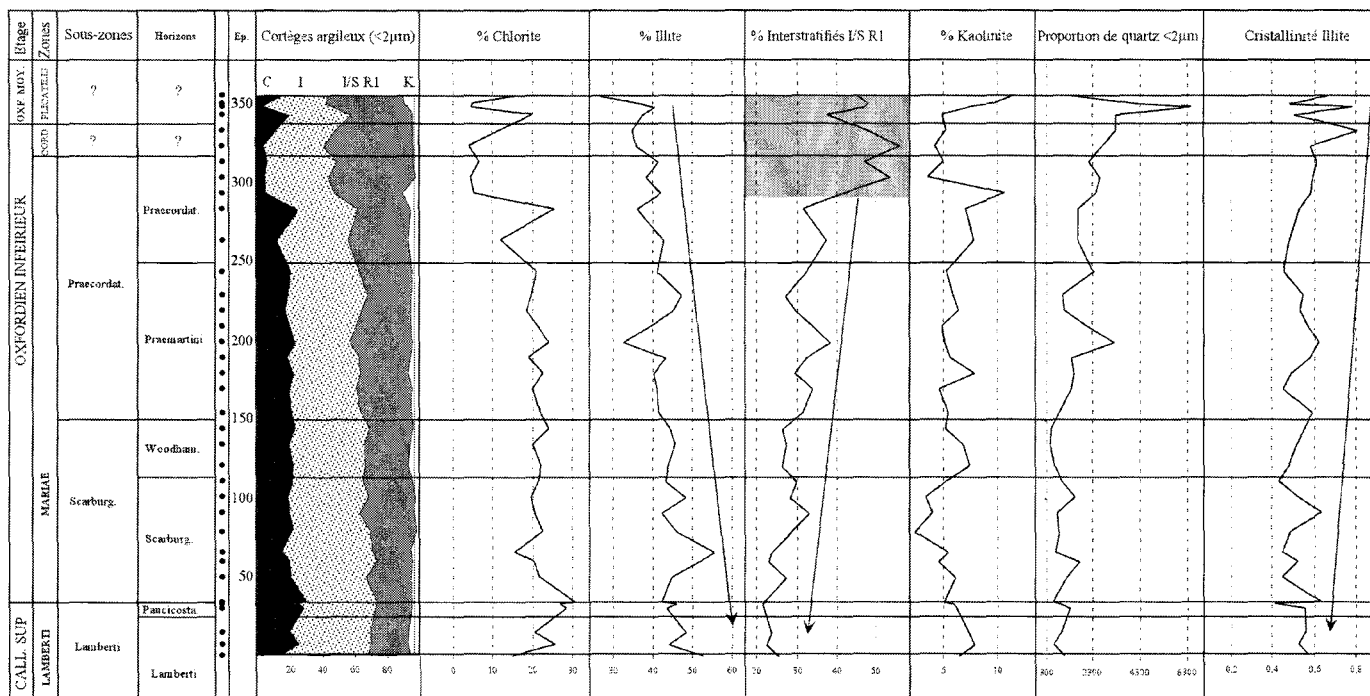


Fig. 3.28b – Minéralogie de la fraction <math><2\mu\text{m}</math> du Callovien supérieur à l'Oxfordien moyen des Terres Noires (coupe de Thuoux)

sous-zone à Antecedens jusqu'à 25% au cours de la sous-zone à Lamberti) au profit de l'illite (40 à 50%) et de la chlorite (15% à 30%). Ces évolutions sont accompagnées d'une diminution des indices de cristallinité des illites (0,8 à 0,5) et des proportions de quartz (<2µm) de la roche.

Dans le détail, la zone à Plicatilis présente des proportions plus élevées de kaolinite et une plus forte cristallinité des illites, alors que les zones à Mariae et Cordatum se caractérisent par des proportions plus importantes d'illite. Une coupure minéralogique mineure s'observe donc entre l'Oxfordien inférieur et moyen. Il est également possible de noter une légère augmentation des teneurs en interstratifiés I/S au cours de la zone à Cordatum visible sur les deux coupes. Les variations à plus haute fréquence, concernent les proportions de chlorite et d'interstratifiés I/S qui sont anti-corrélées. Dans la relative homogénéité de la distribution verticale des minéraux argileux, se distinguent donc trois périodes :

- l'Oxfordien moyen (zone à Plicatilis) avec en moyenne 30% d'illite bien cristallisée, 40% d'I/S, 10% de kaolinite,

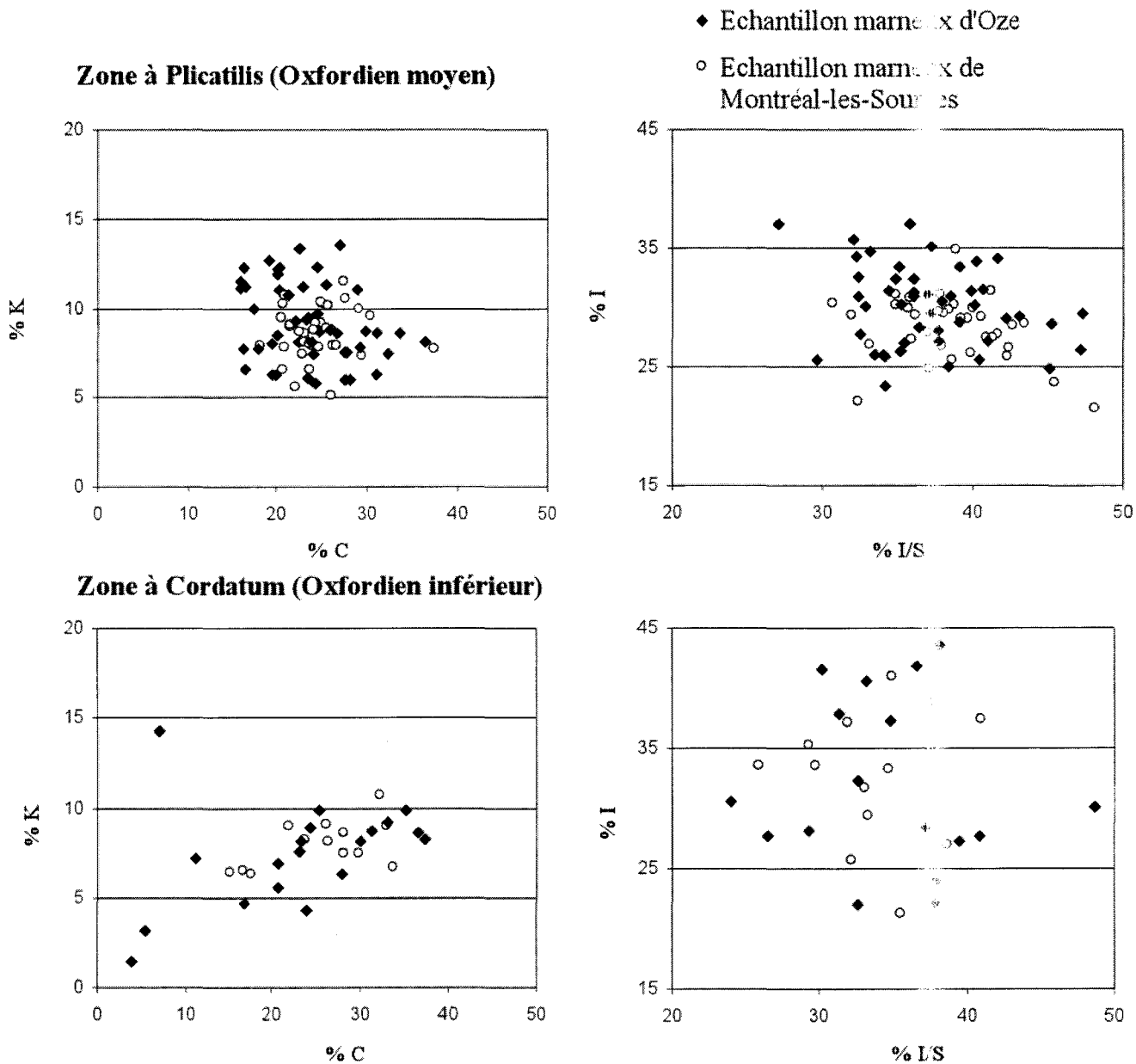


Fig. 3.29 – Répartition des différentes espèces argileuses au cours du temps entre coupes orientales et occidentales du bassin.

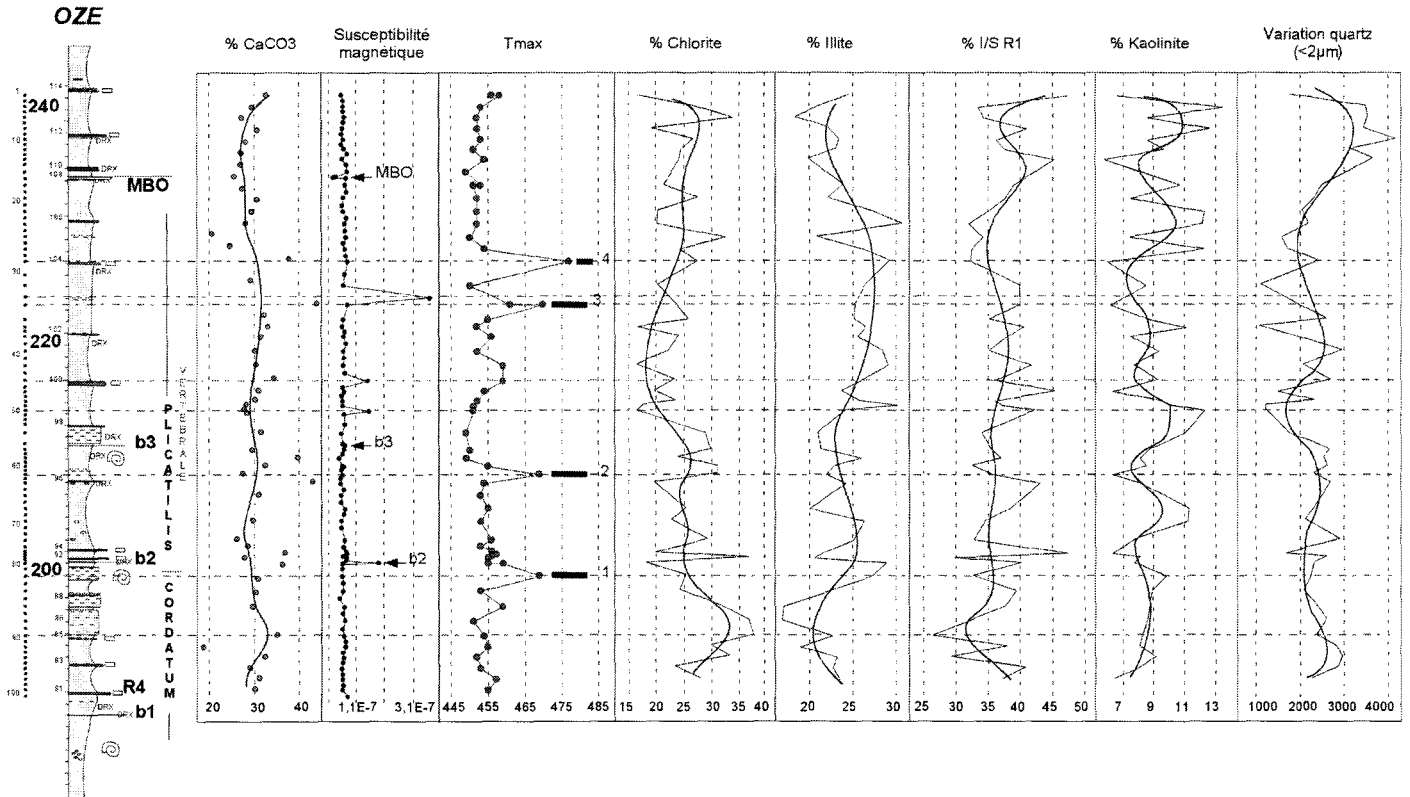


Fig. 3.30 – Relations entre la minéralogie de la fraction inférieure à 2µm (argiles et quartz) et les paramètres de teneur en carbonate, susceptibilité magnétique et Tmax pour la coupe d'Oze.

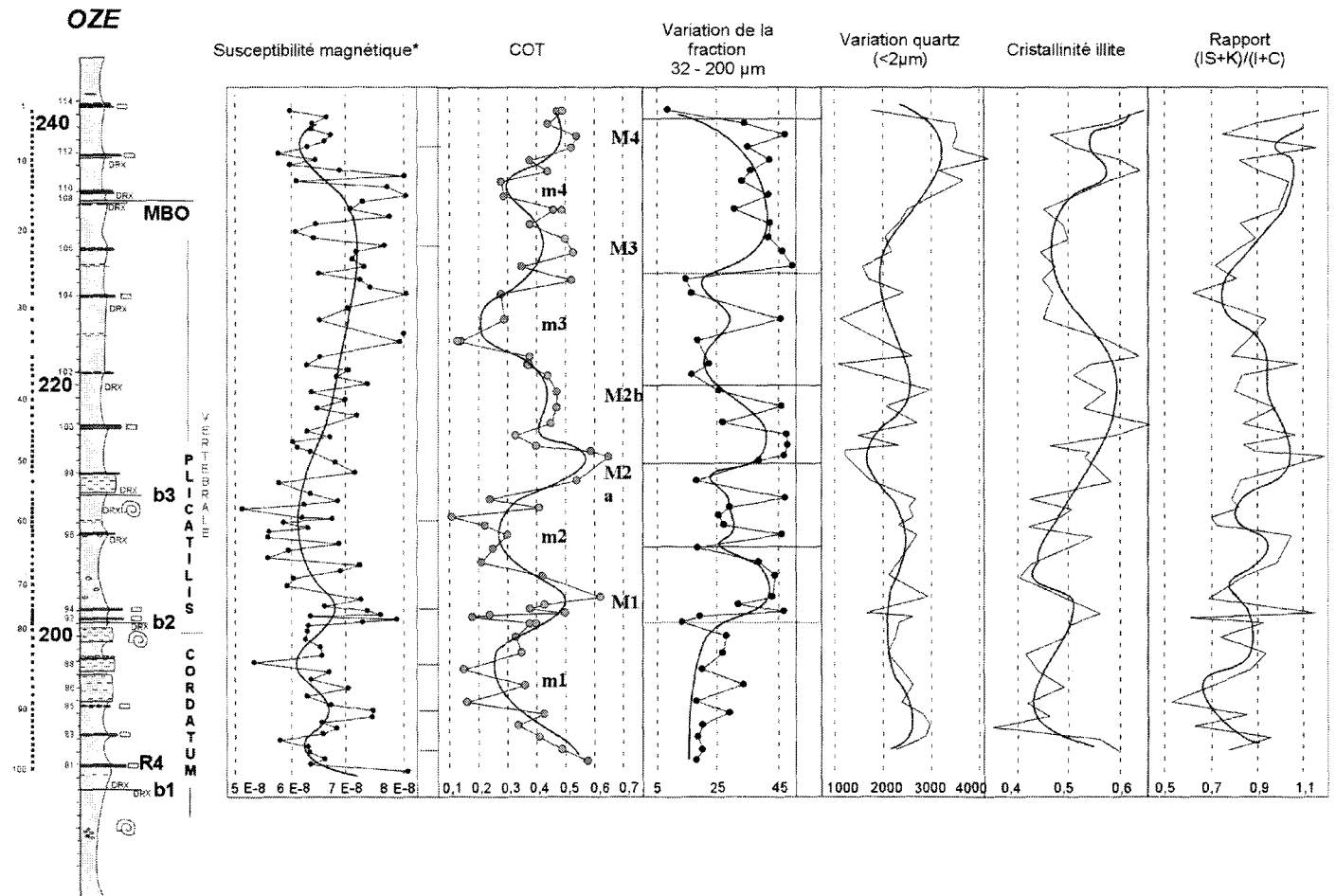


Fig. 3.31 – Relations entre minéralogie de la fraction inférieure à 2µm (rapport de pic de minéraux argileux, cristallinité de l'illite et proportion de quartz), susceptibilité magnétique, COT et paramètres granulométriques.

MONTREAL-LES-SOURCES

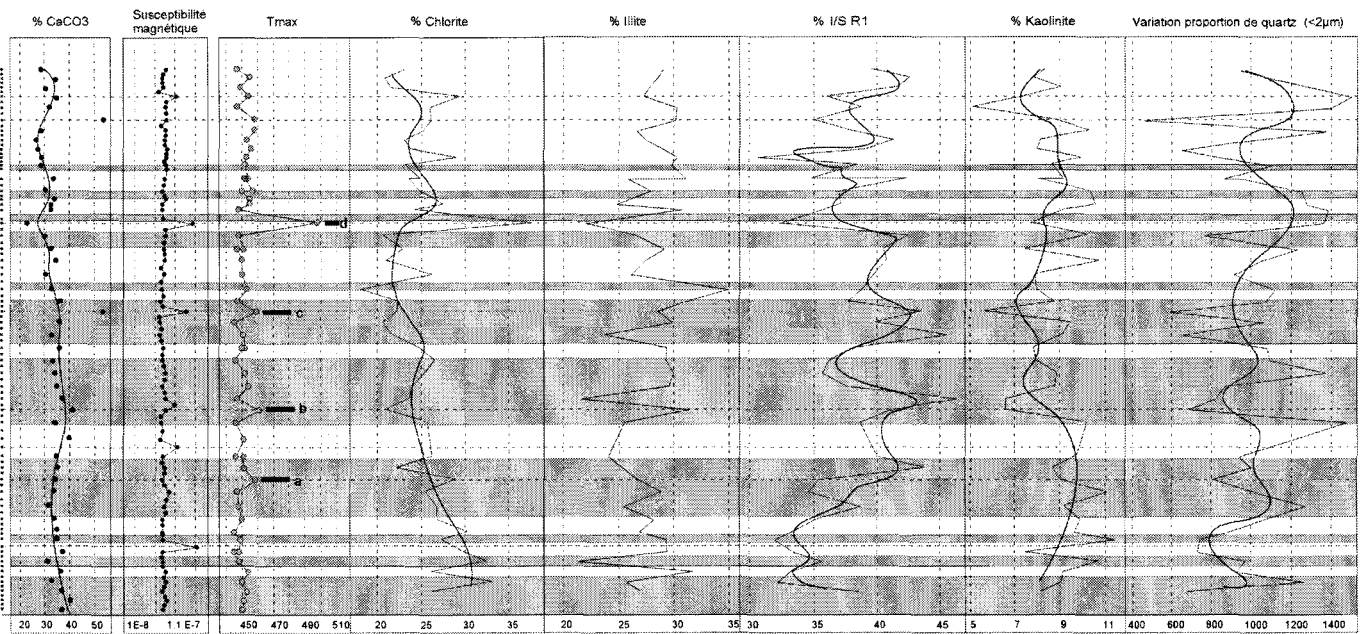


Fig. 3.32 – Relations entre minéralogie de la fraction inférieure à 2µm (argiles et quartz), teneur en carbonates, susceptibilité magnétique et Tmax pour la coupe de Montréal-les-Sources.

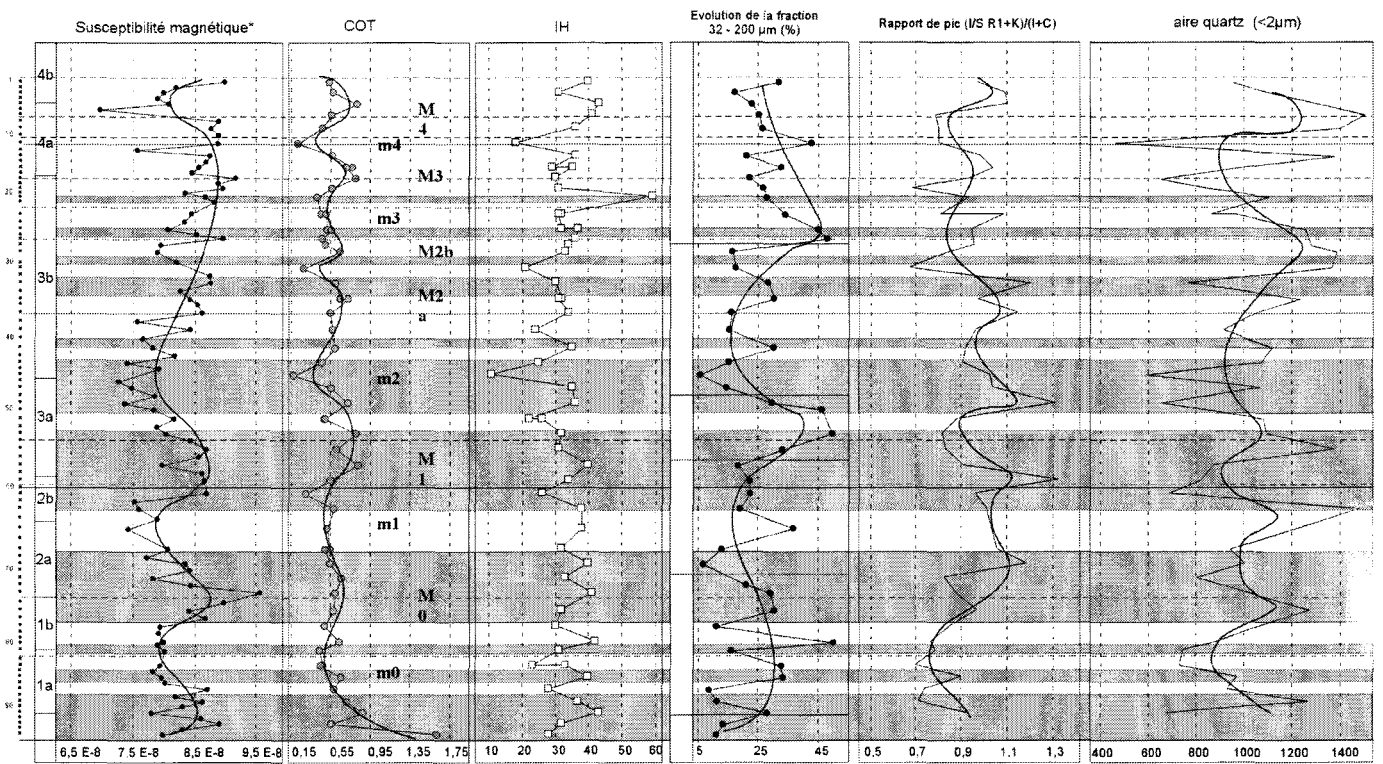


Fig. 3.33 – Relations entre minéralogie de la fraction inférieure à 2µm (rapport de pic de minéraux argileux et proportion de quartz), signal de susceptibilité magnétique, COT, IH et paramètres granulométriques.

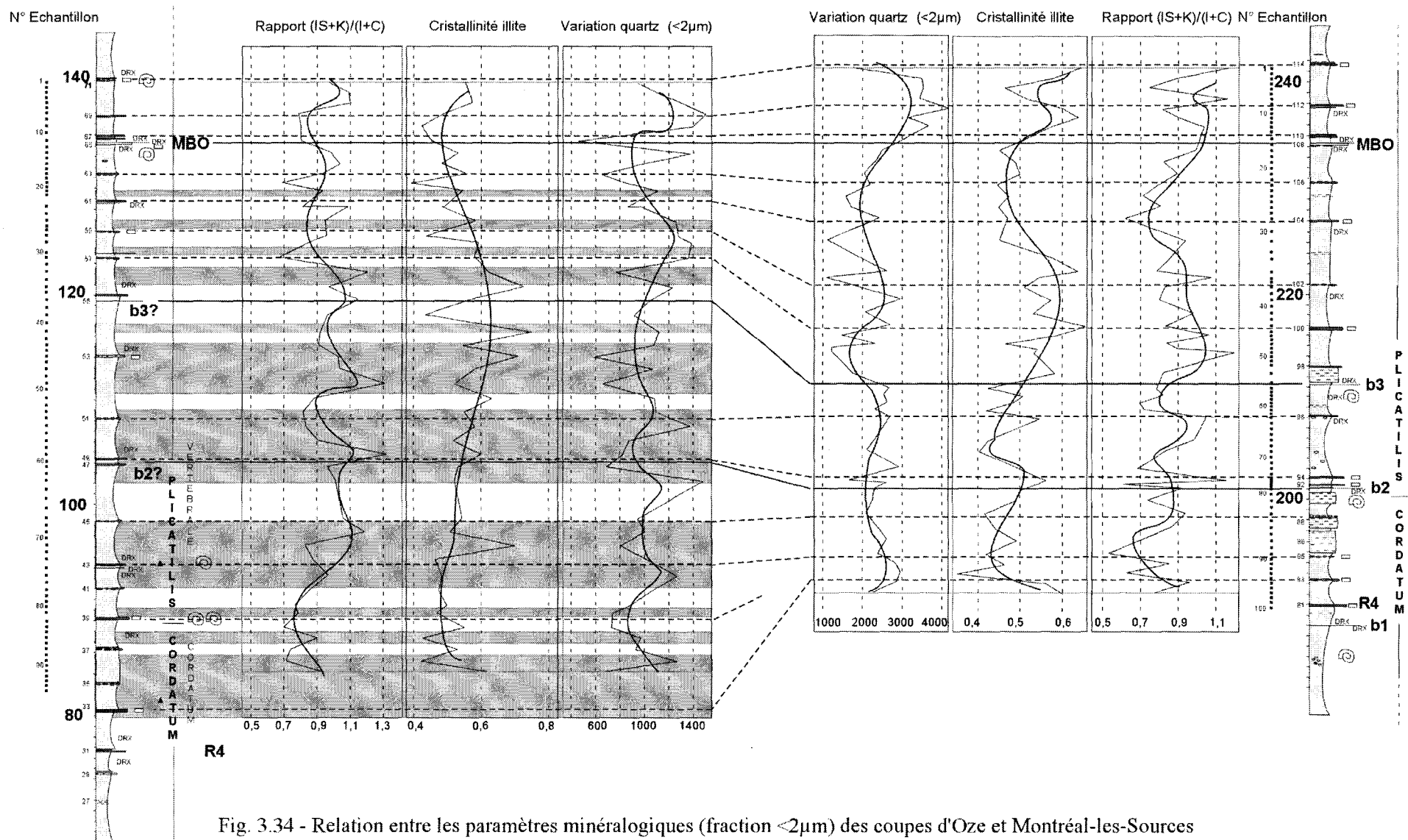


Fig. 3.34 - Relation entre les paramètres minéralogiques (fraction <2µm) des coupes d'Oze et Montréal-les-Sources

- la zone à Cordatum plus riche en I/S (45% en moyenne), illite (40%), kaolinite (5%),
- les zones à Lamberti et Mariae marquées par une diminution croissante en profondeur des I/S (30% en moyenne) au profit de l'illite (45% en moyenne et de mieux en mieux cristallisés) et de la chlorite (20% en moyenne).

L'étude des cortèges argileux de l'Oxfordien inférieur et moyen de la coupe de Montréal-les-Sources montre les mêmes types d'évolution pour la partie occidentale du bassin. Des diagrammes de répartition des proportions de minéraux argileux au cours de la sous-zone à Vertébrale et zone à Cordatum ne permettent pas d'identifier de gradients d'enrichissements des espèces minérales selon un transect E-W (fig. 3.29). Il semble que la sédimentation argileuse ait été relativement uniforme au moins entre le domaine des Baronnie et la vallée du Buëch.

3.5.1.2 - Variations minéralogiques à haute résolution au passage Oxfordien inférieur/moyen

Afin de tester la réponse des minéraux argileux face aux alternances claires/sombres et de suivre leur évolution par rapport aux cycles de la matière organique, de la susceptibilité magnétique, ou des paramètres granulométriques, une cinquantaine d'échantillons ont été analysés sur les coupes de Montréal-les-Sources et d'Oze (fig. 3.30 à 3.33). Une certaine dépendance apparaît dans la distribution des proportions des différentes espèces d'argiles face au rubanement, même si celle-ci est complexe dans le détail. La kaolinite et les interstratifiés I/S ont tendance à être enrichis dans les bandes sombres et appauvris dans les bandes claires. L'augmentation des proportions de kaolinite dans les bandes sombres avait déjà été observée dans les alternances de Beauvoisin par Tribovillard (1989). En revanche, chlorite, illite et quartz ne présentent pas ce type de dépendance. Les relations ne sont pas simples puisqu'à l'intérieur des bandes sombres les plus épaisses existent des pics de diminution des proportions de kaolinite et d'I/S. Ceci suggère que ces grosses bandes observées (>5m) résultent de l'amalgame de petites alternances de même ordre que celles d'épaisseur métrique. Il existe vraisemblablement un problème d'observation et d'identification sur le terrain de cyclicité de différents ordres.

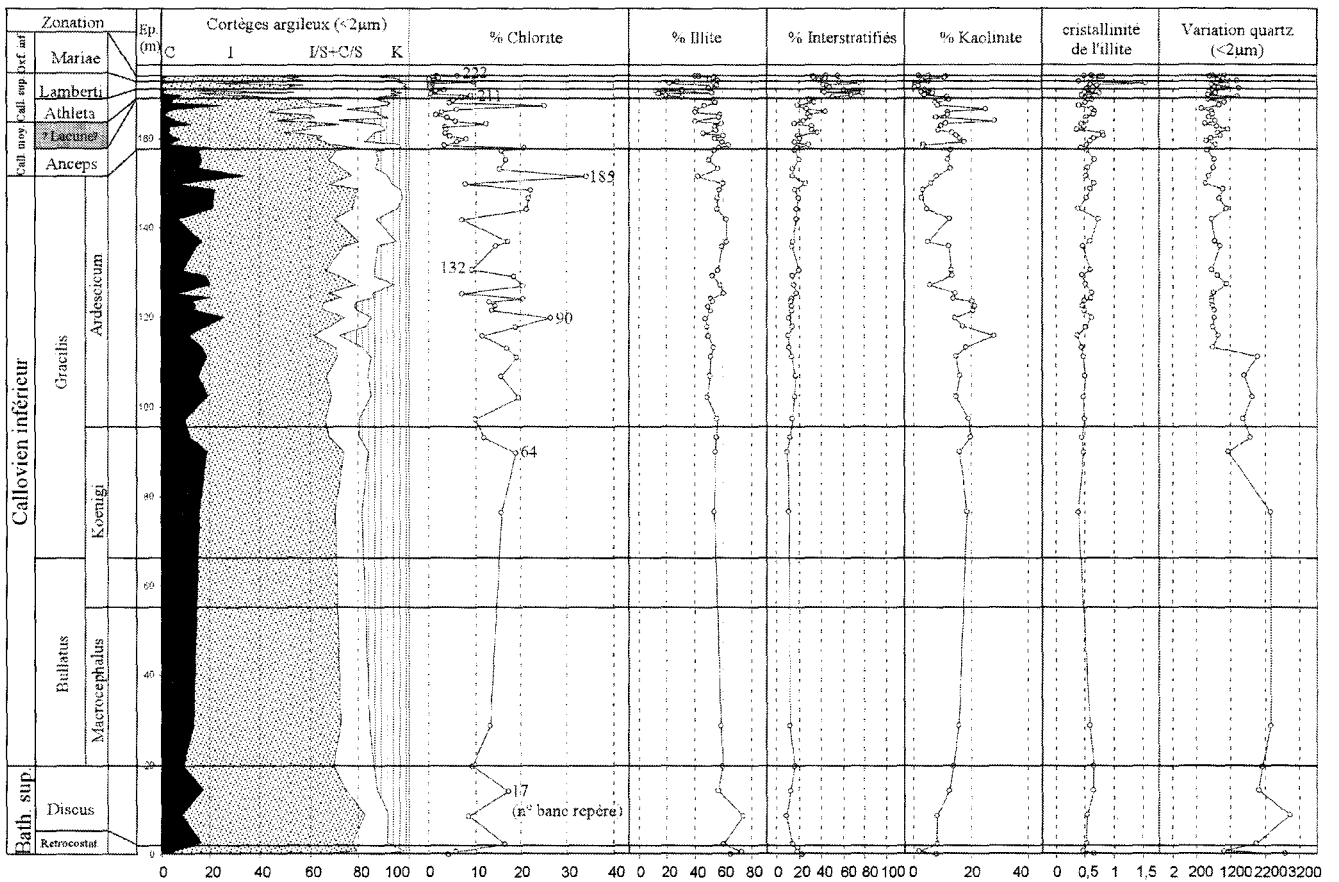
Les relations entre la répartition verticale des minéraux argileux et les paramètres de taux de carbonate, susceptibilité magnétique et matière organique sont peu accusées (fig. 3.30-3.33). Il est possible toutefois de noter une correspondance entre l'anomalie majeure de Tmax « d » (échantillon 31 de Montréal-les-Sources) et une forte teneur en chlorite (fig. 3.32). L'abondance de ce minéral riche en fer est vraisemblablement à l'origine du pic de susceptibilité magnétique associé. La présence d'une teneur en chlorite très élevée dans cet échantillon (38%) paraît d'autant plus anormale que la teneur en carbonate est faible par rapport aux échantillons encaissants. En effet, les proportions de chlorite sont fréquemment plus élevées dans les niveaux calcaires suite à la transformation des smectites au cours de la diagenèse (Deconinck & Debrabant, 1985 ; Levert & Ferry, 1988). Un tel niveau présentant à la fois des anomalies de la fraction minérale et organique suggère des conditions de diagenèse très particulières : horizon ayant joué le rôle de drain pour des circulations de fluides tardifs chauds ? minéralisation stratiforme en relation avec des phénomènes hydrothermaux ? Des anomalies du même type ont pu être reconnues par Artru (1972) ou Levert & Ferry (1988). En revanche ce phénomène n'est pas applicable aux autres anomalies de Tmax, qui n'enregistrent aucune variation des minéraux argileux en parallèle. Ces dernières pourraient témoigner de l'enregistrement d'une matière organique héritée particulièrement évoluée. Les variations relatives des proportions des différentes espèces argileuses comme la teneur absolue en argile de la roche (mesurée indirectement par la teneur en CaCO₃) ne permet pas d'expliquer les variations du signal de la susceptibilité renforçant l'idée d'un contrôle par les minéraux sulfurés.

La comparaison des paramètres minéralogiques à haute résolution sur les deux coupes ne permet pas d'établir de corrélations dans le détail (fig. 3.34) indiquant que le signal argileux ne semble pas réagir à cette échelle à une cyclicité particulière.

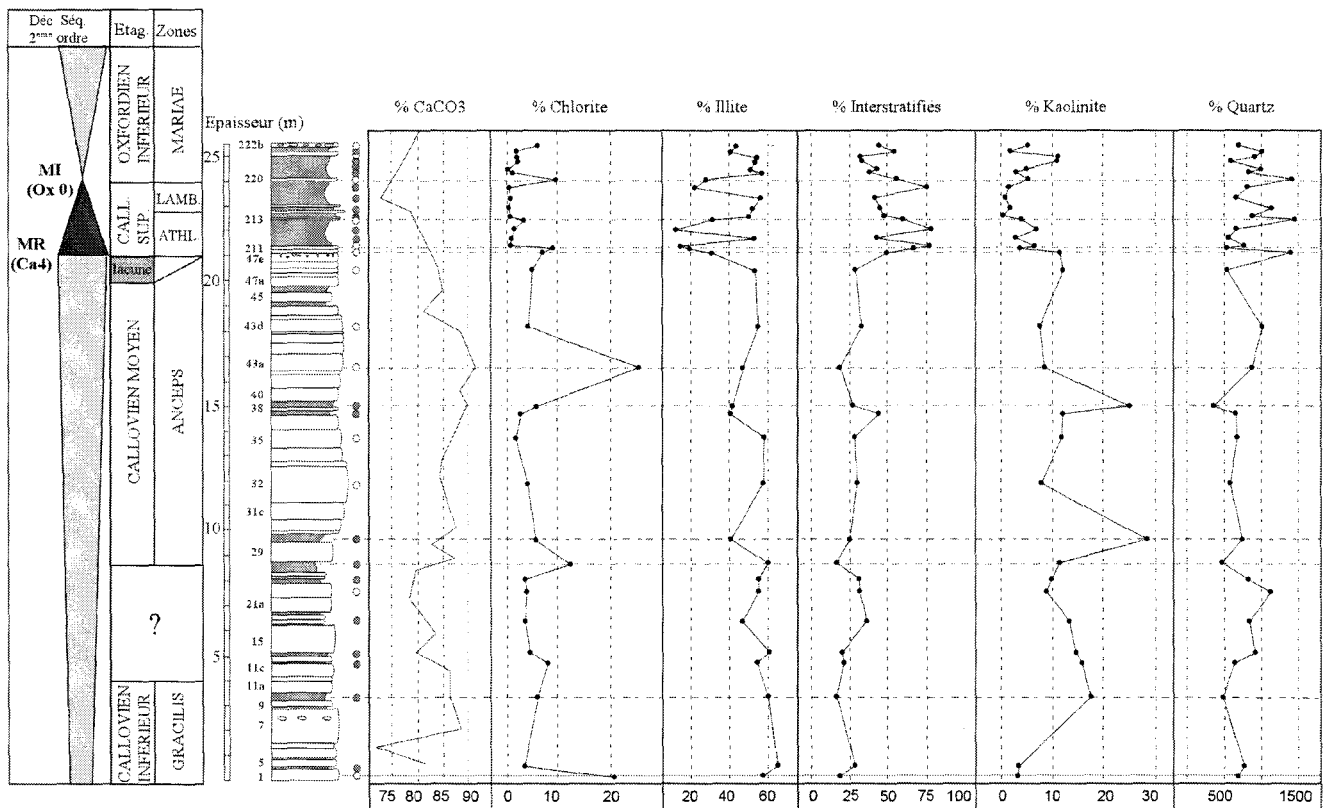
3.5.2 - Message argileux sur une coupe de la bordure cévenole : Quissac

Cette coupe située au niveau de la bordure cévenole (fig. 1.4) appartient à un domaine de plate-forme externe. Elle est caractérisée par l'épaisseur importante des dépôts du Bathonien supérieur/Callovien inférieur, à faciès « Terres Noires », qui surmontent une discontinuité majeure, marquée par une surface d'érosion à conglomérats, encroûtement et silicification, équivalent de la break-up unconformity téthysienne définie par Jacquin *et al.*, 1998). Elle se caractérise également par une phase de lacune et de forte condensation du Callovien supérieur et Oxfordien inférieur, autour du pic de transgression de second ordre de la base de l'Oxfordien (Bodeur *et al.*, 1993 ; de Graciansky *et al.*, 1999). Les faciès se composent de marnes et calcaires en plaquettes

QUISSAC



A



B

Fig. 3.35 – Evolution des paramètres minéralogiques de la fraction <2µm de la coupe de Quissac (bordure cévénole). A: coupe générale, B: détail du sommet de la coupe.

plus ou moins grumeleux à la base ou de marnes et bancs carbonatés épais au sommet (Bodeur *et al.*, 1993). L'Oxfordien inférieur réduit à moins de 2 mètres est constitué de marnes ou de rognons calcaires rouge-violacé, riches en glauconie. L'étude des cortèges argileux a été effectuée sur 70 échantillons selon un pas variable relativement lâche à la base et serré au sommet de la coupe (fig. 3.35).

Les minéraux argileux sont majoritairement représentés par des illites (52 % en moyenne), des interstratifiés souvent complexes regroupant des I/S R1, I/S R0 et C/S (27 % en moyenne), de la kaolinite (11% en moyenne) et de la chlorite (10% en moyenne). Kaolinite, interstratifiés et chlorite sont anti-corrélés à l'illite. La minéralogie du Bathonien supérieur au Callovien inférieur demeure relativement constante. Seule la proportion en quartz de la fraction <2µm diminue assez brusquement au cours de la zone à Ardescicum. En revanche, une augmentation très nette des proportions d'interstratifiés aux dépens de l'illite et de la chlorite se produit dès le Callovien moyen, suite à une période légèrement déficitaire en kaolinite (sommet de Gracilis). La proportion d'interstratifiés est maximale au cours du Callovien supérieur et se marque par trois pics bien distincts à I/S R0 dominants (65 à 80%) associés à une légère augmentation de kaolinite et forte diminution d'illite : deux sont situés au sein de la zone à Athleta, le troisième est situé au passage Callovien/Oxfordien. On note également deux valeurs importantes de kaolinite (>25%) au cours du Callovien moyen (zone à Anceps).

L'influence de la lithologie est bien marquée sur cette coupe : il est possible d'observer un enrichissement net de chlorite dans les bancs calcaires, associé à des pics de quartz, bien que cette relation ne soit pas systématique pour tous les bancs. Dans ces bancs, les interstratifiés sont majoritairement dominés par des interstratifiés C/S.

Les variations des teneurs en interstratifié I/S et kaolinite suggère un contrôle sédimentaire. L'apparition des pics d'interstratifiés I/S R0 (assimilables à des smectites) au passage Callovien/Oxfordien reflète une modification importante dans l'apport terrigène, qui tranche avec la relative uniformité du message terrigène du Bathonien supérieur et Callovien inférieur. En revanche, l'augmentation des chlorites dans les bancs calcaires associées à des interstratifiés C/S permet de supposer qu'une diagenèse est effective, permettant la transformation de phases chloritiques aux dépens des smectites (Deconinck, 1987). L'anti-corrélation entre l'illite et la chlorite va également dans ce sens. Toutefois celle-ci n'est pas suffisante pour détruire les phases riches en smectites, tout au moins pour la partie supérieure de la coupe, les smectites n'étant plus identifiées en dessous du banc 132 de la zone à Ardescicum.

3.5.3 - Message argileux de l'Oxfordien moyen et supérieur

Les coupes de Trescléoux, Beauvoisin, Le Chenier et Chanabrier au même titre que les coupes du Pontet, Creux-du-Giron et Bonnevaux-le-Prieuré pour le Jura et Foug pour le Bassin de Paris, sont des localités retenues pour le projet d'étude du Groupe Français d'Etude du Jurassique (GFEJ) sur la caractérisation des paléomilieus de la séquence « argovienne » de l'Oxfordien moyen (Gaillard *et al.*, 1996 ; Bouhamdi *et al.*, 2000). Trescléoux constitue la coupe de référence du bassin. Suite à un échantillonnage serré (décimétrique à métrique) réalisé par le GFEJ, 134 échantillons ont été analysés par DRX afin d'étudier l'évolution des cortèges argileux. Les analyses concernent aussi bien des niveaux carbonatés que marneux. Des analyses selon un pas d'échantillonnage plus lâche ont été effectuées pour l'instant sur les autres localités (25 à 35 échantillons par coupe). Ces différentes sections sont étudiées sur l'intervalle Plicatilis (Oxfordien moyen) – Bifurcatus (Oxfordien supérieur). Parmi les repères lithologiques, sept bancs ou faisceau de bancs carbonatés caractéristiques permettent d'établir des corrélations entre les coupes de bassin ou de talus (Gaillard *et al.*, 1996).

3.5.3.1 - Coupes de « bassin » (Trescléoux, Beauvoisin)

Les espèces argileuses identifiées sur la coupe de Trescléoux sont de même nature que celles des terrains sous-jacents (fig. 3.36). Les phases d'interstratifiés chlorite/smectite sont plus clairement identifiées. Il existe des anti-corrélations bien marquées entre les proportions de chlorite et d'illite ou entre chlorite et interstratifiés illite/smectite, contrairement aux cortèges des Terres Noires qui montrent un faible antagonisme entre illite et chlorite et une anti-corrélation chlorite-I/S modérée (figs. 3.28a et b). Cette dernière est particulièrement marquée pour les bancs calcaires de l'Oxfordien moyen, alors que l'anti-corrélation illite-chlorite est aussi bien prononcée pour les marnes que pour les bancs carbonatés (fig. 3.37). En revanche, kaolinite, interstratifiés C/S et quartz sont complètement indépendants des proportions de chlorite. Il est possible de noter également une corrélation des proportions d'illite et des interstratifiés I/S.

La lithologie joue un rôle non négligeable sur la distribution des espèces minérales : les bancs calcaréo-argileux délités et bancs calcaires fins présentent des teneurs supérieures en chlorite et quartz par rapport aux échantillons de marnes et sont par ailleurs légèrement appauvris en illite et kaolinite (figs. 3.36 ; 3.38). Ce type de relation déjà établi dans les séries plus récentes du bassin (Deconinck & Debrabant, 1985 ; Deconinck, 1987 ;

TRESCLEOUX

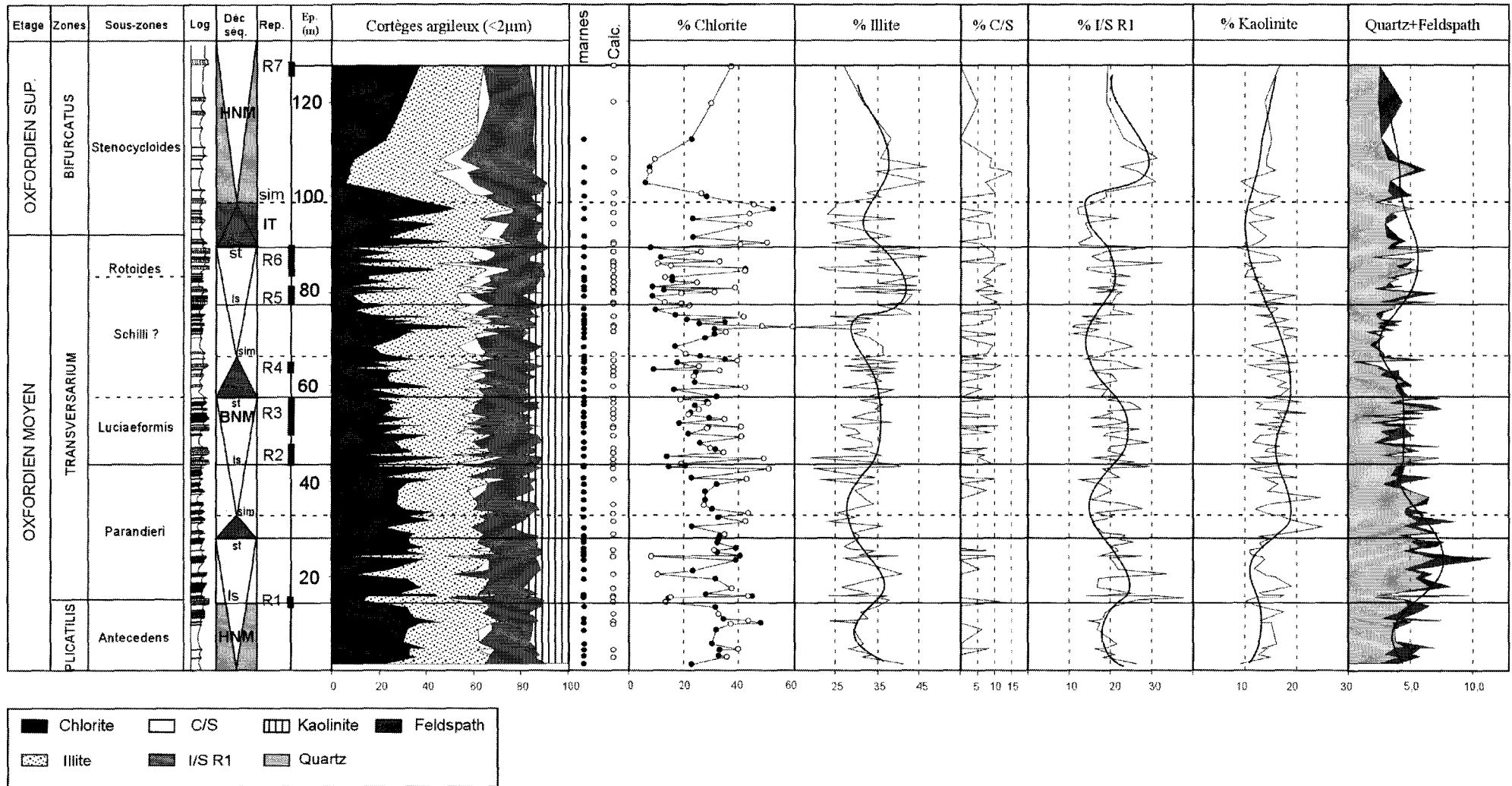


Fig. 3.36 - Minéralogie de la fraction <math><2\mu\text{m}</math> de l'Oxfordien moyen et supérieur du bassin subalpin (coupe de Trescléoux).

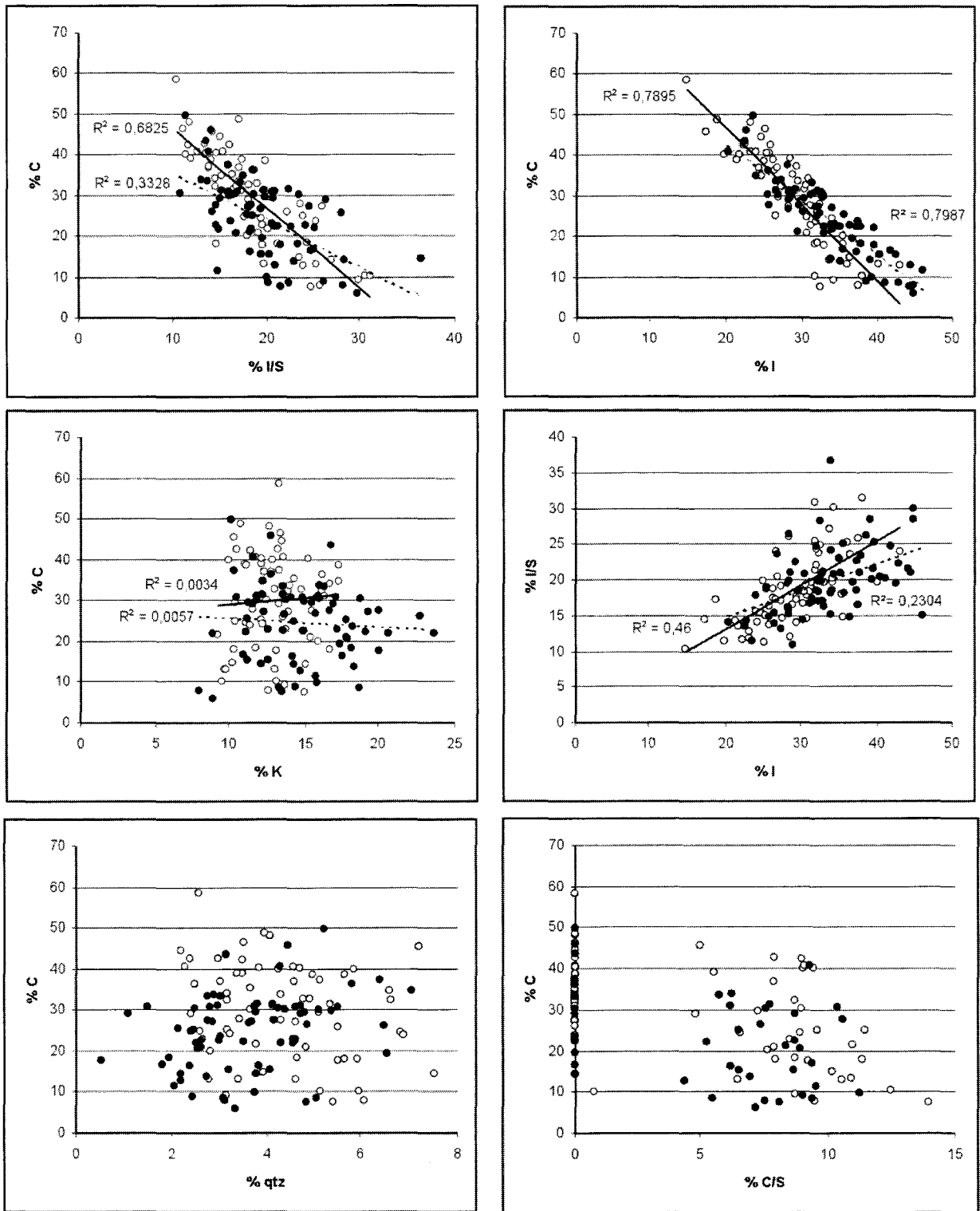


Fig. 3.37 – Relations entre les différentes espèces argileuses dans les marnes et bancs carbonatés.

Levert & Ferry, 1988) suggère l'action plus ou moins prononcée d'une diagenèse thermique tardive (cf. § 4.1), superposée à des variations d'origine sédimentaire.

En dehors des variations à haute fréquence imputables aux variations lithologiques, l'évolution verticale des cortèges argileux est relativement homogène avec 24 % de chlorite, 33% d'illite, 19% d'I/S, 15% de kaolinite, 3% d'interstratifiés C/S en moyenne pour les marnes et 30% de chlorite, 29% d'illite, 18,5% d'I/S, 13% de kaolinite, 4,5% d'interstratifiés C/S en moyenne pour les bancs calcaires. Toutefois, des variations mineures présentent des relations avec le découpage séquentiel établis (fig. 3.36):

- les proportions d'illite et d'interstratifiés I/S sont maximales dans les cortèges de bas niveau marin
- les proportions minimales coïncide avec les surfaces d'inondation maximales (cf. § 4.3.1).

La coupe de Beauvoisin se marque par une minéralogie des argiles différente, qui se traduit par la présence d'interstratifiés irréguliers illite/smectite de type R0 en plus d'I/S R1 mineur et la présence systématique d'interstratifiés subréguliers chlorite/smectite proches de la corrensite (figs. 3.38 ; 3.39). En moyenne, les valeurs pour chaque espèce minérale sont de 28 % d'illite, 27 % d'I/S R0 (comprenant les I/S R1 peu abondants), 19 % de chlorite, 9 % d'interstratifiés C/S, 12 % de kaolinite pour les bancs carbonatés et 38 % d'illite, 26 % d'I/S R0, 9 % de chlorite, 7% d'interstratifiés C/S, 15 % de kaolinite pour les intervalles marneux. Il existe donc une forte influence de la lithologie puisque les bancs calcaires présentent en moyenne un enrichissement de 10 % de chlorite et environ 2 % d'interstratifiés C/S et un appauvrissement de 10 % d'illite et environ 3 % de kaolinite. Les interstratifiés I/S ne présentent pas de variations en proportion par rapport à la lithologie, alors que le quartz est nettement enrichis dans les niveaux carbonatés. D'une part, les différences entre calcaires et marnes sont accrues par rapport à Tréscleux qui présentait en moyenne un enrichissement de 5 % de chlorite et environ 2 % de C/S aux dépens d'illite (4%) et de kaolinite (2%) dans les bancs carbonatés et d'autre part, les proportions de chlorite sont nettement moins importantes dans cette coupe, alors que les teneurs en interstratifiés (I/S et C/S) sont beaucoup plus marquées. La relative constance dans la proportion de kaolinite et d'illite dans les deux coupes ne suggère pas une origine relative aux variations des sources terrigènes pour expliquer ces différences, mais plutôt en relation avec une variation des conditions de diagenèse comme le suggère par ailleurs la modification du type d'interstratifiés I/S.

L'évolution verticale des cortèges argileux et des proportions de quartz présente des variations qui sont purement liée ici à la lithologie, le pas d'échantillonnage n'étant pas suffisant pour établir les cyclicités à plus basse fréquence observées sur Tréscleux.

3.5.3.2 - Coupes de la bordure ardéchoise

Les mêmes caractéristiques minéralogiques et relations entre minéraux sont identifiées sur les coupes de la bordure ardéchoise (fig. 3.39). Les interstratifiés I/S sont de type R1 et les interstratifiés C/S persistent sur l'ensemble des échantillons traités. De nouveau, la lithologie joue un rôle majeur sur les proportions des différentes phases minérales (augmentation de chlorite et quartz dans les niveaux calcaires et augmentation d'illite et de kaolinite dans les niveaux marneux). Concernant la répartition verticale des minéraux argileux, il est possible de noter une absence de kaolinite sur la coupe du Chenier entre les repères R1 et R2, ainsi qu'un niveau marneux particulièrement riche en illite et chlorite, marqué par ailleurs par une absence d'interstratifiés C/S (banc 30b). En moyenne, les bancs carbonatés contiennent 15 % de chlorite, 30 % d'illite, 12 % d'interstratifiés C/S, 35 % d'I/S, 8 % de kaolinite contre 5 % de chlorite, 40 % d'illite, 8 % d'interstratifiés C/S, 40 % d'I/S, 6 % de kaolinite pour les bancs marneux.

La coupe de Chanabrier présente des proportions de chlorite largement inférieures à celles des autres coupes au profit d'une augmentation des I/S et présente des variations minéralogiques moins nettes en fonction de la lithologie. En revanche les pics de quartz correspondent toujours à des bancs carbonatés. En moyenne, les bancs carbonatés contiennent 5 % de chlorite, 33 % d'illite, 7 % d'interstratifiés C/S, 43 % d'I/S, 12 % de kaolinite contre 4 % de chlorite, 36 % d'illite, 4 % d'interstratifiés C/S, 42 % d'I/S, 13 % de kaolinite pour les bancs marneux.

Si les cortèges argileux analysés donnent une bonne idée de la répartition à grande échelle et des relations avec la lithologie, le pas d'échantillonnage se révèle insuffisant pour établir des corrélations entre coupes compte tenu des faibles variations enregistrées.

Les pics de quartz sont directement imputables aux échantillons carbonatés, il n'est donc pas étonnant de voir certains pics se corrélent entre les quatre coupes, notamment à l'intérieur des faisceaux de bancs carbonatés R1 à R7. Ce quartz de la fraction inférieure à 2µm ne traduit certainement pas le caractère détritique

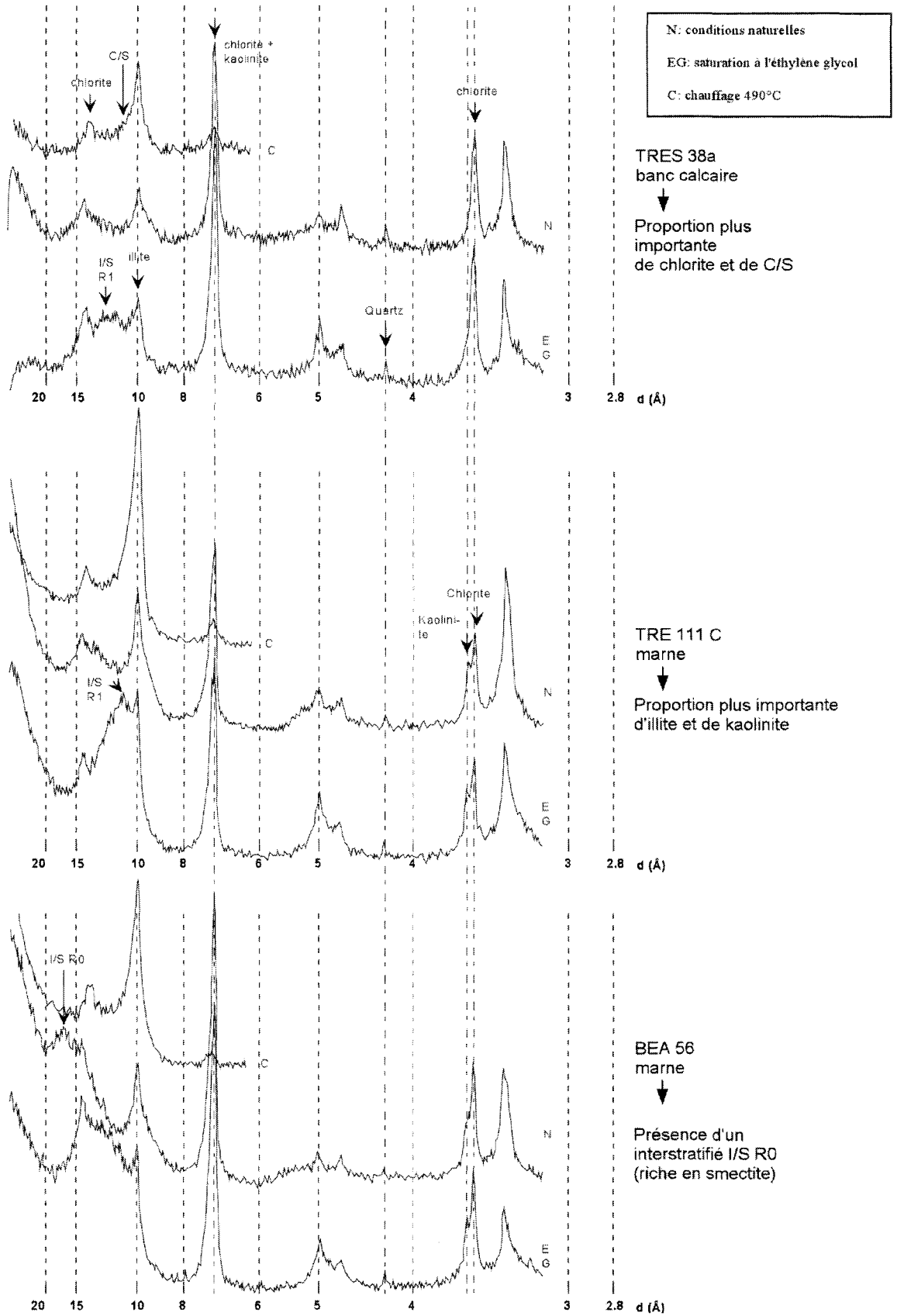


Fig. 3.38 – Comparaison de diffractogrammes d'échantillons de calcaire et marne de Trescléoux et d'un échantillon marneux de Beauvoisin.

de la roche mais pourrait plutôt traduire de manière indirecte la production biogène siliceuse : recristallisations suite à la dissolution au cours de la diagenèse précoce de certains organismes siliceux présents dans les bancs carbonatés (radiolaires, spicules d'éponges), comme cela a pu être proposé par d'autres auteurs dans le bassin subalpin (Ferry, 1979, Deconinck, 1984).

La comparaison du signal argileux des quatre coupes en tenant compte des différences attribuées à la lithologie, permet de mettre en évidence une augmentation de la chlorite en direction des domaines soumis à une tranche d'eau plus forte et orientaux du bassin en même temps qu'une diminution des interstratifiés I/S. Par ailleurs les différences minéralogiques entre marnes et calcaires sont accrues selon le même gradient. Ces observations résumés sur la fig. 3.40 (rapport moyen chlorite plus C/S sur I/S en fonction du rapport moyen illite plus kaolinite sur I/S) rendent visiblement compte d'une empreinte thermodynamique plus marquée pour les coupes du bassin proprement dites comme Tréscleux. La coupe de Beauvoisin qui respecte ce schéma présente toutefois l'anomalie de conserver une proportion d'I/S de type R0 par rapport aux autres coupes.

4 - Discussion sur les modalités de l'enregistrement sédimentaire dans le bassin subalpin

4.1 - L'influence de la diagenèse d'enfouissement

Les nombreuses données minéralogiques, de la matière organique ou des inclusions fluides disponibles par les travaux précédents ou fournis par ce travail permettent de discuter du rôle de la diagenèse d'enfouissement thermique sur la série sédimentaire.

Artru (1972) suggérait des conditions de diagenèse normales pour la partie occidentale du bassin au cours du Callovo-Oxfordien (Membre Supérieur) en se basant sur les indices de cristallinité et de chimie de l'illite (diagramme d'Esquevin) et en référence à différentes coupes et forages de l'ensemble du bassin *s.l.*, parfois étudiés depuis le Trias. Pour l'auteur illites, interstratifiés et chlorites constituent au Callovien et à l'Oxfordien une fraction héritée. Celui-ci observe des conditions de diagenèse avancées pour le sous-bassin Baronnies-Die-Laragne à partir du Membre Inférieur (Bajocien supérieur à Bathonien supérieur) et Dogger carbonaté et des conditions d'anchimétamorphisme pour le lias moyen et supérieur argileux. Il note également au cours du Callovo-Oxfordien en plus d'une évolution diagénétique bien marquée en direction du domaine alpin (Dunoyer de Segonzac, 1969, Barlier, 1974 ; Barlier *et al.*, 1974), une anomalie de diagenèse importante en bordure du Massif Central.

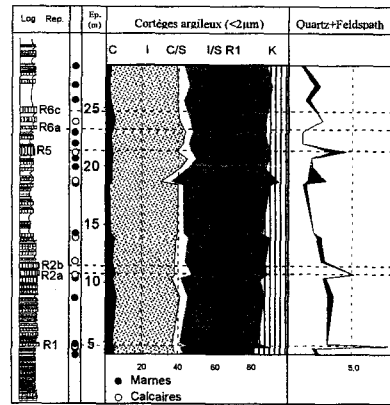
Barlier (1974) qui a plus spécifiquement travaillé sur la répartition horizontale des cortèges argileux distingue trois zones minéralogiques et géographiques : une première (A) qui concerne notre secteur d'étude à illite à faible cristallinité, chlorite, kaolinite et I/S R1, caractéristique d'une diagenèse faible à moyenne par enfouissement, une seconde zone (B) qui prend naissance à l'est d'un transect Veynes-Digne à kaolinite absente et I/S rares, marquant une diagenèse forte et correspondant avec le front de schistosité des séries de Gap, une troisième zone (C) à illite et chlorite appartenant à l'anchizone dans le secteur d'Embrun, Barcelonnette. Les analyses combinées de la matière organique (pouvoir réflecteur de la matière organique disséminée) et des inclusions fluides des quartz présents dans les septarias conduisent à placer une limite entre un domaine Ouest à températures comprises entre 155 et 185°C (pour des pressions de quelques centaines de bars) et un domaine Est à températures comprises entre 200 et 255°C (pression de 700 bars), la frontière étant parallèle à la limite des zones minéralogiques A et B et superposable dans sa partie méridionale à la limite d'érosion de la nappe de Digne (Barlier, 1974 ; Barlier *et al.*, 1974). Ces données sont conformes avec celles plus récentes de Guilhaumou *et al.*, (1996), qui utilisent des données d'inclusions fluides sur différents minéraux et concluent à une température voisine de 150°C pour la partie occidentale du bassin.

Plusieurs indices d'ordre minéralogiques fournis dans cette étude tendent à montrer que des conditions de température et/ou de pression du bassin pourraient avoir été suffisantes pour perturber le signal sédimentaire originel :

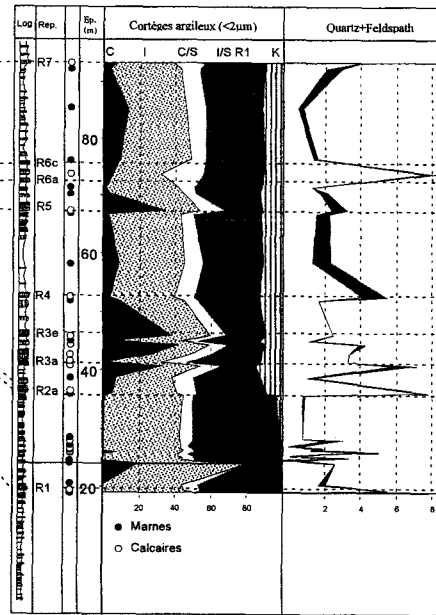
1 - l'absence de smectite ou I/S R0

Il semble pour le moins étonnant de ne pas rencontrer de smectites (ou interstratifiés R0), phases minérales particulièrement sensibles aux conditions thermodynamiques, pendant le dépôt des Terres Noires, alors que celles-ci sont abondantes dans les bassins sédimentaires adjacents à la même époque. Il faudrait dans ce cas considérer qu'aucune connexion entre bassins et notamment entre le bassin de Paris et le bassin subalpin n'ait permis un approvisionnement en smectites. L'autre alternative est d'imaginer que celles-ci sédimentaient sur les aires les plus hautes ou restaient bloquées au contraire dans des dépressions, ne parvenant pas jusqu'au bassin du sud-est, ce qui reste peu plausible compte tenu du transport facile de ce minéral en domaine marin. On

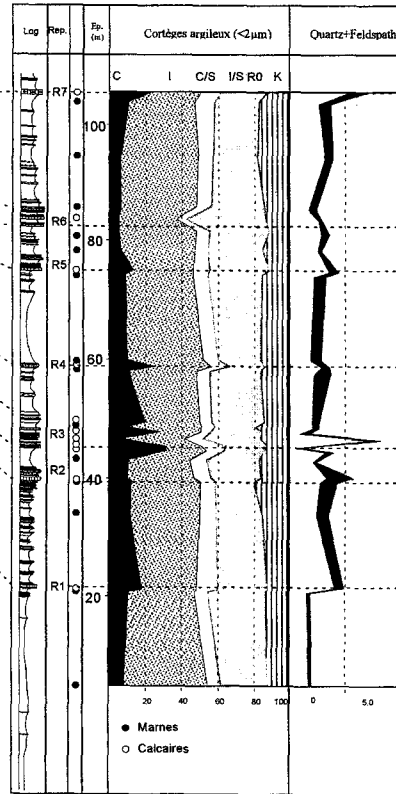
CHANABIER (CNB)



LE CHENIER (CHN)



BEAUVOISIN (BEA)



TRESCLEUX (TRE)

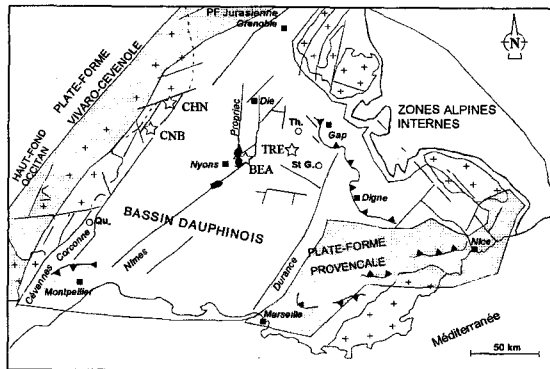
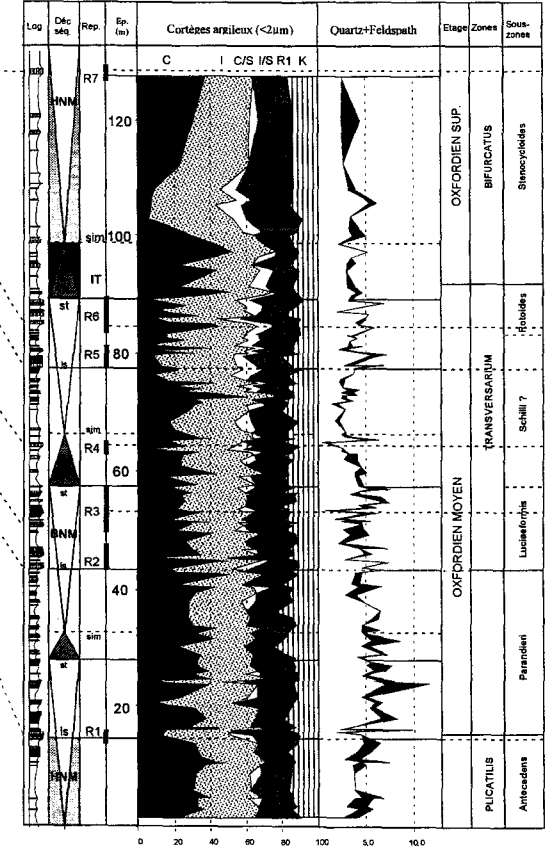


Fig. 3.39 - Evolution latérale des cortèges argileux et minéralogie de la fraction <math><2\mu\text{m}</math> sur un transect ouest-est (bordure vivaro-cévenole - bassin subalpin) à l'Oxfordien moyen et supérieur

peut également penser que les premières manifestations de l'ouverture océanique liguro-piémontais et l'apparition d'une croûte océanique au Callovien/Oxfordien ont du favoriser la formation de smectites authigènes par altération des basaltes comme cela est décrit pour le domaine atlantique (Chamley & Bonnot-Courtois, 1981 ; Chamley, 1989) et constituer une source potentielle de smectites. En revanche il n'est pas sûr que des courants océaniques aient pu transporter ces minéraux jusque sur les marges adjacentes que constituaient en outre le "bassin" subalpin.

Par ailleurs, il est étonnant de rencontrer des I/S R0 isolés sur la coupe de Beauvoisin à l'Oxfordien moyen, ce qui nécessiterait une source d'approvisionnement particulière et très localisée. Dans le bassin, ce minéral n'est pas reconnu dans les formations plus anciennes, d'après l'étude de forages pétroliers (Dunoyer de Segonsac, 1969 ; Artru, 1972). En revanche, il apparaît dès le Kimméridgien sur les coupes de Montclus, Sisteron ou dès le Tithonien sur la coupe plus méridionale de Taulanne (Deconinck, 1984; Deconinck *et al.*, 1985). Dans les Terres Noires de Provence, des interstratifiés I/S R0 sont décrits en forages et à l'affleurement au Callovien et à l'Oxfordien par Awongo (1984) : 20 % au Callovien à 30 % à l'Oxfordien supérieur sur le forage d'Istres 101, 10 % pour certaines zones de l'Oxfordien inférieur du sondage de Rognes, 15 à 38 % pour la partie sommitale du Callovien de la coupe de Claps (Nord-Est d'Aix). Cette phase n'est cependant pas enregistrée sur toutes les coupes et forages de Provence. Elle est notamment absente sur le haut-fond du Moyen-Verdon (Awongo, 1984).

Sur le domaine jurassien, des smectites sont enregistrées dès la sous-zone à Antecedens (coupe de Crotenay) et présentent au cours de la zone à Transversarium sur les coupes du Pontet et du Creux-de-Giron. Enfin des smectites sont identifiés dans les dépôts de l'Oxfordien inférieur de la bordure cévenole (Quissac).

Des smectites ou I/S R0 sont donc bien présents sur les pourtours du bassin et plus haut dans la série stratigraphique. Il n'est pas démontré ici que l'ensemble des interstratifiés I/S R1 proviennent de smectites à l'origine et par ailleurs, l'apparition brutale de smectites enregistrées au Jurassique supérieur sur les coupes de Sisteron et Montclus plaident en faveur d'une origine sédimentaire, principalement d'ordre climatique (Deconinck *et al.*, 1985). Cependant il est fortement probable qu'une diagenèse d'enfouissement thermique ait pu altérer des minéraux proches des smectites en interstratifiés I/S R1, phase plus stable dans les conditions de diagenèse envisagées. Les interstratifiés identifiés dans le bassin pourraient alors résulter d'un mélange de deux types de minéraux, l'un d'origine détritique, l'autre d'origine diagénétique. Il serait nécessaire de vérifier cette hypothèse à partir d'études approfondies de diffraction (déconvolution de pics), de la morphologie des particules ou du signal isotopique de ces phases interstratifiées.

2 - Les indices de cristallinité de l'illite

Une augmentation des indices de cristallinité de l'illite est observée sur les coupes d'Oze et Thuoux. Elle se corrèle avec une légère augmentation de l'illite aux dépens des interstratifiés. Ces caractéristiques sont classiquement celles produites lors d'une influence diagénétique marquée. Cependant les variations enregistrées pour le Callovien et l'Oxfordien sont particulièrement faibles et la coupe d'Oze montre qu'il existe des périodes où la cristallinité de l'illite varie de façon non linéaire. Si la diagenèse intervient pour une part, des variations liées à un héritage sont enregistrées. Par ailleurs les diagrammes cristallinité vs rapport d'intensité des raies 002/001 de l'illite (fig. 3.41) ne montrent pas d'évolution prononcée entre les illites de la sous-zone à Antecedens et celles de la sous-zone à Lamberti. Les illites appartiendraient au domaine de l'anchizone (fig. 3.41), mais ce stade peut correspondre à un degré d'évolution thermique antérieur reflétant les propriétés de la roche mère pourvoyeuse des illites. Il est donc nécessaire de rester prudent sur l'interprétation des indices de cristallinité et de la chimie des illites. L'appréciation d'une influence diagénétique poussée par ces paramètres ne peut être réalisée qu'en prenant en compte l'ensemble de la pile sédimentaire.

3 - L'influence de la lithologie sur la minéralogie des argiles

Celle-ci est clairement exprimée entre les bancs calcaires et interbancs marneux de l'Oxfordien moyen. Elle se marque par une augmentation de la chlorite, des interstratifiés chlorite/smectite et du quartz dans les bancs calcaires et une augmentation de l'illite et de la kaolinite dans les interbancs marneux, les pourcentages d'I/S restant relativement constant. Ces variations peuvent soit refléter des conditions différentes d'héritage (variations des conditions d'humidité entraînant une hydrolyse plus ou moins accrue à terre), soit témoigner d'une empreinte thermodynamique suffisante. Plusieurs faits plaident en faveur de la deuxième hypothèse sans réfuter pour autant une origine primaire pour expliquer une partie au moins des différences :

1) il existe une anti-corrélation entre les I/S et la chlorite ferrifère particulièrement nette dans les bancs calcaires par rapport aux marnes (fig. 3.38)

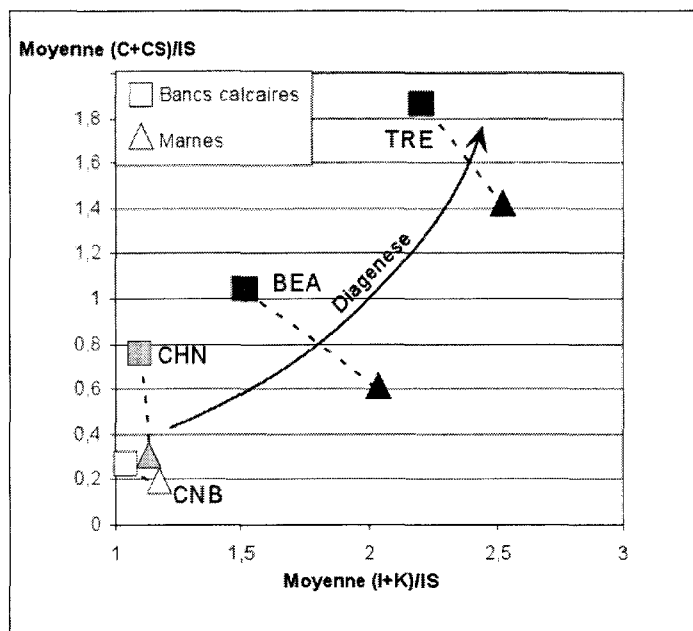


Fig. 3.40 – Mise en évidence d'une diagenèse d'enfouissement thermique plus marquée pour les coupes orientales du bassin, d'après les différences minéralogiques observées entre marnes et calcaires et l'augmentation de la proportion moyenne d'espèces minérales pouvant être rattachées à l'influence d'une diagenèse d'enfouissement thermique.

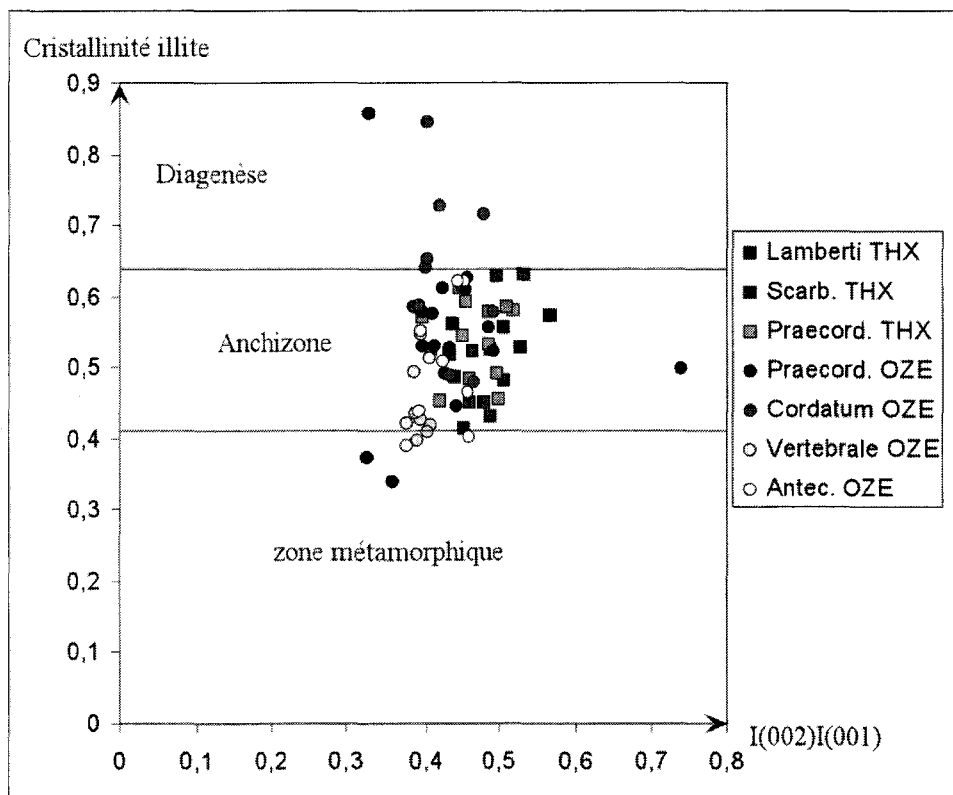


Fig. 3.41 – Caractérisation des illites d'après l'indice de cristallinité et le rapport de pic 002/001 pour des échantillons d'âges variés.

2) une anti-corrélation est également exprimée entre l'illite et la chlorite aussi bien pour les échantillons calcaires que marneux. Ce type de relation est peu fréquente dans les cas d'héritage, les deux minéraux étant généralement primaires et associés à la dégradation de roches cristallines.

3) Des interstratifiés C/S sont présents et suggèrent un stade intermédiaire dans la dégradation de minéraux smectitiques en chlorite.

4) Le degré de variation n'est pas uniforme pour toutes les coupes, les coupes de bordure de bassin présentant des différences minéralogiques moindres entre bancs calcaires et marnes (fig. 3.40a), ce qui ne devrait pas apparaître dans un cas d'héritage simple.

Les relations établies sont du même ordre que celles décrites pour certaines alternances du Crétacé inférieur (Hauterivien de Montclus, Berriasien de Vergons ; Deconinck, 1984 ; Deconinck & Debrabant, 1985). Dans cette optique, les chlorites ferrifères sont issues de la transformation des smectites, Fe et Mg nécessaires provenant en partie des carbonates, des smectites ou indirectement lié à l'incorporation de potassium dans les interstratifiés I/S. Les transformations smectite-I/S seraient favorisées dans les niveaux marneux.

En revanche les variations des proportions de quartz, d'illite et de kaolinite seraient indépendantes des conditions de diagenèse mais refléteraient plutôt des différences primaires interprétables en terme de climat (Deconinck, 1984 ; Deconinck & Debrabant, 1985).

4 - La présence de quartz et d'albite néoformés

Cette paragenèse est classiquement décrite dans des conditions de diagenèse avancée (Molenaar & Jong, 1987 ; Misik, 1995). Les transformations de smectites en interstratifiés seraient susceptibles de fournir la silice et le sodium nécessaire à de telles néoformations.

5 - La minéralogie des argiles des bentonites

Les produits d'altération des cendres volcaniques en milieu marin sont classiquement des smectites (Fisher & Schmincke, 1984). En revanche, la nature minéralogique des argiles des bentonites oxfordiennes du bassin subalpin se compose en général d'un interstratifié régulier illite/smectite de type allevardite, associé à de la kaolinite, bien que certains échantillons présentent des I/S désordonnés R0 (cf chapitre 4). La présence de kaolinite dans de telles proportions est inhabituelle pour les bentonites et suggère des conditions particulières de formation. L'absence de smectite au profit d'un interstratifié I/S est en revanche bien connue dans les K-bentonites (Weaver, 1953 ; Kolata *et al.*, 1996) et implique l'action d'une diagenèse d'enfouissement thermique. Pour des recouvrements sédimentaires de l'ordre de 1,7 à 2,5 km (minimum atteint pour la formation supérieure des Terres Noires), la formation d'allevardite se forme entre 130 et 150° C (Velde 1985), ce qui reste compatible avec les paléotempératures calculées à partir de la réflectance de la vitrinite ou des inclusions fluides par Barlier (1974) et Guilhaumou *et al.* (1996). Des températures de l'ordre de 50 à 120°C seraient toutefois suffisante pour former des I/S dans les bentonites (Compton *et al.*, 1999).

En conclusion, plusieurs arguments minéralogiques tendent à montrer qu'une diagenèse d'enfouissement thermique a été suffisante pour perturber le signal originel des argiles au Callovien et à l'Oxfordien. Ces conclusions déjà suggérées par Levert & Ferry (1988) sont cohérentes avec le domaine de température calculé dans la partie occidentale du bassin (155-185°) et le recouvrement sédimentaire important des Terres Noires, maximal au Crétacé inférieur (Barlier *et al.*, 1974 ; Guilhaumou *et al.*, 1996). Toutefois, cette influence est relativement modérée puisqu'un signal d'origine sédimentaire est encore identifiable et que des I/S R0 sont localement préservés (dans des marnes et bentonites de l'Oxfordien moyen).

4.2 - Origine du matériel terrigène

L'origine du matériel terrigène argileux et silteux des Terres Noires du bassin reste un point problématique (de Graciansky *et al.*, 1999). Peu d'études ont soulevées cette question et tentées d'y répondre (Artru, 1972 ; Awongo, 1984). L'étude minéralogique des argiles et des microfaciès révèle un matériel essentiellement hérité (bien qu'une partie des interstratifiés R1 puisse résulter de la transformation de smectite), composés majoritairement d'illite et d'interstratifiés I/S R1 pour la fraction fine et de quartz de la taille des silts. La dynamique de remplissage par d'abondants sédiments fins terrigènes dans le bassin des Terres Noires, fortement subsident et soumis à un régime extensif, est restée pérenne pendant au moins l'intervalle Bathonien – Oxfordien moyen. Les quantités de matériel érodé, transporté et déposé sur cette marge ouest-téthysienne sont par conséquent considérables et couplées à un taux de sédimentation moyen particulièrement élevé. Par ailleurs les cortèges argileux sont relativement peu diversifiés et ne montrent pas de changements minéralogiques

majeurs, si ce n'est sur la coupe de Quissac au passage Callovien/Oxfordien. A cela se rajoutent des modifications et une certaine homogénéisation par la diagenèse.

Les hypothèses retenues par Artru (1972), généralement reprises par la plupart des auteurs indiquent une double origine du matériel argileux : héritage pour une part depuis les massifs émergés au nord-est (Terre Alémanique à l'est de l'actuel Massif de l'Aar-Gothard) pour la chlorite, les interstratifiés et l'illite et un deuxième approvisionnement concernant la kaolinite et le matériel carbonaté depuis des massifs exondés qui pourraient correspondre au Massif Central ou au massif Maures-Esterel et ses prolongements. Interstratifiés I/S irréguliers et illite intimement liés à une matière organique dégradée ou carbonisée proviendraient de la dégradation ou de l'aggradation d'interstratifiés réguliers (allevardite) issus de séries anté-jurassiques (permo-houillères ?) ayant subi une diagenèse avancée ou un stade d'anchimétamorphisme.

Il est possible de réexaminer ces interprétations sur la base des données acquises dans ce travail. Parmi les terres émergées bordant le bassin au Callovien/Oxfordien, le massif des Maures-Esterel, ne semble pas avoir été suffisamment développé pour fournir le matériel terrigène (Awongo, 1984). Quant au bloc corso-sarde il n'a pu jouer un rôle que lorsque la plate-forme provençale s'affaissait suffisamment, ce qui a pu être le cas au Bathonien, mais celui-ci a été ennoyé de l'Oxfordien moyen à la fin du Jurassique (Durand-Delga *et al.*, 1981 ; Dardeau, 1983 ; de Graciansky *et al.*, 1999).

Le Massif Central est généralement considéré comme submergé du Lias moyen à l'Oxfordien terminal jouant plutôt en zone de transit qu'en zone source (de Graciansky *et al.*, 1999). Ce massif appartient à un vaste ensemble carbonaté (Plate-forme centrale) et ne sera exondé de manière permanente qu'à partir de l'Oxfordien terminal/Kimméridgien, où il sera de nouveau rattaché au bloc armoricain (Terre centrale). Cependant des périodes d'émergence localisées et non-permanentes ont pu exister (J. Thierry, comm. pers.) permettant sans doute la formation de sols à altération latéritique, riches en kaolinites, sur des reliefs peu déclinés, ou de sols à smectites en conditions moins hydrolysantes. Dans tous les cas, le socle n'a pas été mis à nu, ne favorisant pas la formation de minéraux primaires comme l'illite ou la chlorite. Ces émergences localisées pourraient être responsables de certains dépôts argileux en bordure nord-est du massif (Debrand-Passard *et al.*, 1978) et des cortèges argileux enregistrés sur la plate-forme bourguignonne ou dans le domaine jurassien français. La partie nord-est du Massif Central est en revanche traversée par un sillon marneux subsident (sillon Seine-Loire) permettant une communication entre le bassin de Paris et le domaine Rhodanien (Enay *et al.*, 1984). Une telle communication permettrait d'envisager l'apport de minéraux argileux du Bassin de Paris issus des massifs Armoricain, Brabant, Rhénan ou Bohémien.

Il est nécessaire de rester prudent sur une interprétation de la localisation des sources d'approvisionnement en fonction des variations de proportions de minéraux argileux, une partie du message terrigène pouvant être masqué par l'influence diagénétique d'enfouissement, ce qui semble se produire pour le bassin de Die-Laragne au Callovo-Oxfordien. C'est le cas concernant l'augmentation de la chlorite d'ouest en est pour les coupes de l'Oxfordien moyen. L'augmentation de cette phase est liée en partie à une diagenèse croissante vers l'Est suggérée par l'augmentation de l'influence de la lithologie sur les cortèges argileux suivant la même direction (fig. 3.40). De même, il est possible de s'interroger sur la présence initiale de smectites dans le bassin et de sa possible destruction post-dépôt. La préservation de smectites pour l'Oxfordien moyen de Beauvoisin ou la présence de ce minéral dans les Terres Noires provençales (Awongo, 1984), sur la coupe de Quissac au Callovien supérieur et Oxfordien inférieur ou sur les coupes du Jura laissent supposer qu'une partie au moins a pu être enregistrée et dégradée dans les coupes propres au « bassin ».

En revanche, compte tenu du faible degré de diagenèse atteint, les variations des proportions de kaolinite ou d'illite semblent plus interprétables en terme de proximité des sources. Concernant le bassin de Die-Laragne, aucun gradient ne peut être tracé pour aucune des espèces minérales considérées (fig. 3.29). A l'échelle du bassin *s.l.*, les proportions d'illite importantes (entre 40 et 60%) sont quasiment invariables et ne permettent pas de déceler une direction particulière d'approvisionnement.

La kaolinite est une phase mineure pour le Callovien supérieur et l'Oxfordien inférieur (<10%) aussi bien pour les coupes de bassin que pour la coupe de plate-forme externe représentée par Quissac. A l'Oxfordien moyen, il est possible de noter une légère augmentation des teneurs pour les coupes de bassin (Beauvoisin, Trescléoux) par rapport aux coupes de plate-forme externe et talus (Le Chenier, Chanabrier). Cependant, la présence quasi permanente de ce minéral sur des coupes moins profondes en bordure du Massif Central suggère que ce minéral provient bien de cette terre, sachant que la kaolinite sédimente plutôt à proximité des domaines émergés. La même remarque peut être appliquée pour les coupes plus proximales du Jura où une source ouest à nord-ouest est envisagée pour la kaolinite (chapitre 2). Le bassin de Die-Laragne pourrait alors être alimenté par deux sources de kaolinite, l'une au nord depuis les plate-formes jurassiennes et bourguignonnes, l'autre depuis l'ouest. Cette dernière pourrait être rattachée au transit de fines depuis la bordure armoricaine et le Massif

Londres-Brabant, particulièrement riches en kaolinite au Callovo-Oxfordien, par l'intermédiaire du sillon marneux. L'enrichissement de la kaolinite dans les secteurs les plus subsidés des Terres Noires provençales (Awongo, 1984) et son absence dans les secteurs en relief comme le haut-fond du moyen Verdon (coupe de Taulanne, Chabrière ; Deconinck, 1984) pourrait être compatible avec ce schéma. La kaolinite du domaine jurassien pourrait directement être liée à une pédogenèse ou à l'érosion de sédiments riches en kaolinite à l'occasion d'émergence temporaires de portions du Massif Central.

L'origine d'une partie des interstratifiés I/S, de la smectite et de l'illite pourraient également s'expliquer par un transit via le sillon Loire-Seine alimentant la bordure est du massif central (bordure vivaro-cévenole). Un approvisionnement des smectites depuis le Bassin de Paris par ce couloir morphologique permettrait d'expliquer la présence de ce minéral dès le Callovien supérieur sur la coupe de Quissac.

Cependant, la majeure partie de l'illite, de la chlorite et des interstratifiés du bassin sont vraisemblablement issus de l'érosion active de terres émergées au nord-est (Massif Bohémien, Terres Alémaniques) comme le propose Artru (1972) et comme le confirme le signal argileux enregistré sur les coupes de la bordure jurassienne à l'Oxfordien inférieur et moyen (fig. 2.34). Cette origine relativement lointaine permettrait d'expliquer l'uniformité des cortèges argileux et les faibles variations latérales exprimées. Une origine beaucoup plus lointaine des apports terrigènes (depuis le domaine ouvert) nécessitant des courants importants est plus discutable d'une part par les conditions réductrices et de faibles oxygénation du bassin s'opposant à une dynamique courantologique prononcée et d'autre part par l'abondance de la phase silteuse quartzreuse relativement grossière (40-60µm) des sédiments des Terres Noires qui s'opposent à des sources trop distales.

4.3 - Relations entre paramètres sédimentologiques et minéralogiques et contrôles eustatique et climatique exprimés dans le bassin

4.3.1 - Relation avec les variations du niveau marin relatif

La réalisation d'un découpage séquentiel précis dans le bassin des Terres Noires est particulièrement délicat étant donné la monotonie des faciès et les faibles variations des microfaciès observées. Celui-ci a pu être établi en revanche (Dardeau *et al.*, 1994 ; de Graciansky *et al.*, 1999) par la comparaison avec les dépôts des bordures et plate-formes annexes, utilisant les corrélations à partir des biozonations précises établies sur les plate-formes et les nouvelles données disponibles dans le bassin des Terres Noires (Fortwengler, 1989 ; Marchand *et al.*, 1990 ; Fortwengler & Marchand, 1994 ; Fortwengler *et al.*, 1997 ; Mangold *et al.*, 1997 ; Cariou *et al.*, 1997 ; Thierry *et al.*, 1997).

L'ensemble des Terres Noires constitue un cycle transgressif/régressif de longue durée (10 Ma) débutant au passage Bathonien moyen/supérieur et se terminant à l'Oxfordien moyen (Jacquin *et al.*, 1998). Il peut être divisé en deux cycles T/R de deuxième ordre *sensu Vail*, Bathonien supérieur/Callovien moyen pro parte (T8a/R8a) et Callovien moyen pro parte/Oxfordien supérieur (T8b/R8b, de Graciansky *et al.*, 1999). Les surfaces de régression maximale (MR) et d'inondation maximale (MI) de deuxième ordre sont successivement placées dans les zones à *Retrocostatum* (Bathonien supérieur, MR), *Gracilis* (Callovien inférieur, MI), *Coronatum* (Callovien moyen, MR), *Mariae* (Oxfordien inférieur, MI) et *Bimammatum* (Oxfordien supérieur, MR).

A l'intérieur de ces cycles de basse fréquence, sont enregistrés 15 à 16 cycles de troisième ordre (Dardeau *et al.*, 1994 ; de Graciansky *et al.*, 1999). De manière générale dans le bassin :

- les prismes de bas niveau sont toujours enregistrés, contrairement aux plate-formes et correspondent à des ensembles marneux épais parfois en plaquettes, pauvres en faunes et à figures de glissements synsédimentaires (cas de la sous-zone à *Praecordatum* particulièrement épaisse) ;
- Les intervalles transgressifs peuvent présenter des nodules calcaires ou un aspect grumuleux, sont riches en faune et débordent toujours sur les plate-formes (cas de la base de la sous-zone à *Bukowskii* et sous-zone à *Cordatum*) ;
- Les maximum d'inondation se marquent par des ralentissements de la sédimentation alors que leurs équivalents en plate-forme se caractérisent par des périodes à fortes concentrations et diversité faunistique.

Pour la période de temps étudiée dans le bassin, les maximum d'inondation de troisième ordre sont datés de la sous-zone à *Lamberti* (Callovien supérieur), de la sous-zone à *Scarburgense* (pic de deuxième ordre, Oxfordien inférieur), de la sous-zone à *Bukowskii* (Oxfordien inférieur), à la limite *Cordatum/Vertebrale*

(passage Oxfordien inférieur/moyen) et pour les « faciès argoviens » qui s'inscrivent dans la phase régressive de deuxième ordre R8b, de la sous-zone à Parandieri (Oxfordien moyen), de la sous-zone à Schilli et de la sous-zone à Stenocycloides (fig. 3.36 ; Dardeau *et al.*, 1994 ; de Graciansky *et al.*, 1999 ; travaux du GFEJ en cours).

4.3.1.1 - Relation avec les cycles de basse fréquence (deuxième ordre)

Sur la bordure cévenole, la coupe de Quissac enregistre le maximum régressif de deuxième ordre du premier demi-cycle progradant T8a (discontinuité à la base de la coupe), le premier maximum d'inondation de deuxième ordre du cycle T8a/R8a dans la zone à Koenigi, le maximum de régression de deuxième ordre, matérialisé par la lacune entre Callovien moyen et supérieur (absence de Coronatum) et le maximum d'inondation du deuxième cycle de deuxième ordre T8b/R8b (fig. 3.31). La comparaison du signal argileux avec le découpage séquentiel montre que les minéraux argileux sont directement influencés par les variations eustatiques de deuxième ordre. Une brusque variation dans les argiles est corrélable avec la lacune du Callovien moyen/supérieur (augmentation des smectites au dépens de la kaolinite, illite et chlorite). De la même manière la surface d'inondation maximale de la base de Mariae se marque par un pic de smectite au détriment des autres minéraux. Ce type de relation est habituel et rappelle celui exprimé à l'est du bassin de Paris pour la surface d'inondation maximale de deuxième ordre au même âge.

Dans le bassin, en revanche aucune variation minéralogique n'est enregistrée au sein de la zone à Mariae (sous-zone à Scaburgense).

L'Oxfordien moyen des coupes de bassin et de plate-forme externe permet d'observer un enrichissement en kaolinite par rapport aux Terres Noires. Cet enrichissement est progressif jusqu'à l'Oxfordien supérieur (Deconinck, 1984). Ce constat est à mettre en relation avec la régression de deuxième ordre qui se marque nettement par l'arrivée d'une sédimentation de plus en plus carbonatée ou l'absence de dépôt sur la bordure cévenole. Dans ce cas, l'émersion plus permanente des terres pourvoyeuses d'argiles soumis à un climat chaud et humide et des reliefs peu accusés, serait susceptible d'augmenter le stock de kaolinite. Toutefois une origine purement climatique lié à une hydrolyse plus forte (évolution vers un climat globalement plus chaud et humide) permettrait également d'expliquer cet enrichissement (Deconinck, 1984).

4.3.1.2 - Relation avec les cycles de troisième ordre

Une comparaison peut être effectuée entre le découpage de troisième ordre et la variation des cortèges argileux sur les coupes de bassin (Oze, Thuoux, Tréscleux) où le pas d'échantillonnage et la durée des dépôts étudiés sont suffisants (fig. 3.28 a et b ; 3.36). Aucun signal imputable aux cycles de troisième ordre n'est enregistré du Callovien supérieur à l'Oxfordien inférieur (zone à Praecordatum). Au cours de la zone à Cordatum, une augmentation des proportions d'interstratifiés I/S marquée par des pics pourrait être liée aux surfaces d'inondation maximales de troisième ordre exprimées au sein des sous-zones à Bukowskii et au passage Cordatum/Plicatilis. Cependant la faible épaisseur de la zone à Cordatum et l'échantillonnage trop lâche de cette zone ne permet pas de préciser davantage les relations entre surfaces remarquables et variations des cortèges argileux.

Concernant les alternances marnes et faisceaux carbonatés des faciès « argoviens », il est possible de constater malgré les faibles variations, une étroite relation entre minimum d'I/S et pics de transgression. Sur la bordure ardéchoise, la coupe du Chenier se caractérise par l'absence de kaolinite à la base de la coupe, celle-ci ne réapparaît qu'à partir du repère R2 confondue avec une limite de séquence. Il existe donc une relation entre les deux paramètres.

4.3.1.3 - Conclusions

Les relations entre message terrigène et les variations du niveau marin relatif ne sont pas explicite dans le bassin du sud-est. Si les changements majeurs de deuxième ordre influencent la répartition des cortèges argileux sur les bordures du bassin, ils ne semblent pas affecter systématiquement les domaines plus profonds du bassin de Die-Laragne. Quant aux modifications à plus haute fréquence du niveau marin relatif, elles pourraient être enregistrées de manière plus permanente par les argiles à partir de l'Oxfordien moyen. Le signal argileux pourrait dans ces conditions être moins sensible aux variations d'ordre sédimentaires (augmentation de la tranche d'eau, climat) dans les secteurs les plus profonds ou pendant les périodes de transgression. Les forts taux de

sédimentation et l'apport relativement distal et continu des particules terrigènes masqueraient en partie le message sédimentaire originel.

4.3.2 - Relation avec la cyclicité orbitale exprimée par les alternances claires/sombres et les cyclicité de haute fréquence

Les dépôts des Terres Noires du bassin subalpin ont enregistré une cyclicité bien visible dans le bassin par des alternances de bandes claires/sombres. Ce rubanement étudié par Tribovillard (1989) est sans aucun doute d'origine climatique qu'il s'agisse de processus direct ou indirect. Il est par conséquent l'équivalent des alternances marne/calcaire de bon nombre de formations plus carbonatées du bassin ou du rubanement équivalent exprimé dans les Marnes Bleues de l'Aptien-Albien. L'effet de la diagenèse a pu renforcer un tel contraste au cours de l'évolution post-sédimentaire du bassin mais n'est pas le moteur de ce processus rythmique. Appliqués sur la coupe de Beauvoisin, les différents paramètres testés par Tribovillard (1989) permettent de mettre en évidence pour les bandes sombres : un enrichissement en carbonate, kaolinite, matière organique, $\delta^{13}\text{C}$ et une diminution du $\log(\text{Fe}/\text{Ti})$, Mn^* , C/S et de la bioturbation. Ces faits traduisent que lors du dépôt des bandes sombres 1) le flux terrigène était plus important, 2) que le fond était plus confiné, réducteur (matière organique moins oxydée) et légèrement sursalé 3) que les eaux de surface étaient plus douces. L'hypothèse avancée fait appel à un régime de pluviosité contrasté sous climat chaud et humide. Une stratification des eaux serait favorisée lors des précipitations brutales (bandes sombres) conduisant à une hypoxie du fond.

Les données établies pour les coupes de Montréal-les-Sources sont moins évidentes. Si un contrôle de la matière organique, de la susceptibilité magnétique et du message terrigène semble répondre à cette cyclicité, celui-ci n'est pas systématique et d'autres signaux semblent se superposer. Les variations granulométriques et la teneur en carbonate ne répondent pas à cette cyclicité.

Le deuxième point soulevé est la corrélation entre certains signaux et notamment ceux de la susceptibilité magnétique et de la matière organique entre deux coupes distantes d'environ 40 km, mais comparables par leur forte dilatation et leur lithologie. Les fortes valeurs de la susceptibilité magnétique ne sont pas systématiquement associées aux bandes sombres (exemple du passage 3a/3b, fig. 3.22), ce qui indique qu'un ou plusieurs autres facteurs interviennent sur ce signal. L'absence de similitudes avec les variations de différents minéraux argileux, des paramètres granulométriques ou de la matière organique plaide plutôt en faveur d'un contrôle non dépendant des sources terrigènes. De même l'absence de corrélation avec la teneur en carbonate n'incite pas à interpréter ce signal comme résultant de l'unique variation de la teneur en argiles. En revanche l'abondance des phases sulfurées elles-mêmes dépendantes des conditions d'oxydo-réduction et de dégradation de la matière organique pourraient être avancées. Dans ce cas, les variations des conditions oxydo-réductrices du bassin ne se résumeraient pas simplement au rubanement observé et à un contrôle climatique cyclique. Reste à savoir quel moteur serait susceptible d'engendrer ce type de variations (modifications courantologiques, perturbations climatiques à plus grande échelle, période d'ouverture du bassin...). Il serait dès lors utile de prolonger ce travail sur l'ensemble de la série afin d'identifier plus clairement la nature du signal et de s'en servir comme outils de corrélation intrabassin.

Le signal de la teneur en matière organique (COT) bien que faible montre là encore des cycles non systématiquement superposables au rubanement. Ces variations peuvent être liées à la plus ou moins forte dégradation de cette matière organique dans le milieu et résulteraient alors des conditions de préservation. Cependant, une origine sédimentaire n'est pas à exclure. La matière organique essentiellement d'origine continentale pourrait traduire des périodes de plus ou moins grande érosion à terre. La cyclicité exprimée par les teneurs en COT est peut être à relier aux fluctuations du niveau marin relatif. L'utilisation de ce paramètre à plus grande échelle permettrait sans doute d'apporter une réponse.

En conclusion, les paramètres de matière organique et de susceptibilité magnétique pourraient être plus sensibles que le matériel argileux par rapport aux variations d'origine sédimentaire dans le bassin et ne semblent pas être masqués par la diagenèse d'enfouissement ou dilués par l'abondance du matériel terrigène détritique.

5 - Conclusions sur l'étude sédimentologique et minéralogique des Terres Noires du Bassin subalpin méridional :

- Pour la première fois des coupes de la partie supérieure des Terres Noires (Oxfordien inférieur et moyen) ont fait l'objet d'un levé lithologique précis couplé aux datations par ammonites à la sous-zone d'ammonite. L'analyse séquentielle des dépôts est difficilement applicable par l'unique étude des faciès du bassin étant donné la relative homogénéité des dépôts.

- L'analyse des faciès et des microfaciès rend compte d'un milieu de dépôt réducteur, soumis à de forts taux de sédimentation, dont la sédimentation relativement homogène est dominée par une fraction terrigène argileuse (majoritairement illite et interstratifiés) et silteuse (quartz subanguleux). Des figures de tempestites distales ont pu être enregistrées localement dans le bassin, suggérant un milieu de dépôt moins profond qu'il n'était jusqu'alors admis. L'abondance de la microfaune pélagique, homogène et peu variable au cours du temps, rend toutefois compte d'une tranche d'eau importante, constante, qui pourrait osciller à la limite des domaines circalittoral et bathyal suivant la disposition des affleurements par rapport à la morphologie en blocs basculés du bassin.

- La sédimentation apparemment homogène enregistre toutefois au cours de l'Oxfordien : 1) des périodes à précipitation de sidérite dans les bancs carbonatés probablement liées à des variations de la chimie de l'eau de mer et d'un apport de fer externe 2) des minéralisations sous forme de septarias, reflétant des conditions particulières de diagenèse et différents stades de circulation de fluides dans le bassin 3) la formation d'horizons gypseux d'extension kilométrique, localisés, enrichis en Sr, Ba, Ni, Pb, Co, As, Sb, Mo probablement liés à la contamination par des fluides minéralisateurs profonds 4) des vestiges d'une activité volcanique aérienne par l'identification de cinq niveaux de bentonites.

- Les corrélations établies sur la base des repères lithologiques (bancs caractéristiques, unités sédimentaires, bentonites) et des données biochronologiques permettent d'apprécier le rôle de la tectonique synsédimentaire et de l'halocinèse combinée pour des coupes à proximité de diapirs à l'Oxfordien inférieur et moyen. Cette tectonique synsédimentaire s'inscrit dans l'évolution géodynamique du rifting téthysien.

- L'analyse de différents paramètres sédimentologiques et minéralogiques permet de mettre en avant un contrôle du bassin par des cyclicités de différents ordres rattachées aux conditions paléoclimatiques (rubanement clair/sombre), aux variations du niveau marin relatif (matière organique ?, minéralogie des argiles) et probablement aux conditions d'oxydo-réduction du bassin (susceptibilité magnétique).

- Les données minéralogiques et de la matière organique permettent de mesurer l'influence de la diagenèse d'enfouissement thermique dans la partie occidentale du bassin. Celle-ci semble suffisante pour modifier la minéralogie initiale des assemblages argileux (transformations partielles des smectites en I/S R1, transformation des smectites en interstratifiés C/S et chlorite dans les bancs carbonatés) mais pas suffisante pour oblitérer la signature sédimentaire d'origine. Cette diagenèse est croissante en direction du bassin et augmente en se rapprochant des zones orientales soumises à une empreinte thermodynamique plus marquée.

- L'analyse de la répartition de la fraction terrigène implique des sources multiples d'approvisionnement. Si une origine des sources pourvoyeuses d'argiles au Nord-Est (Massif Bohémien) ou plus orientale semble responsable de l'essentiel de la phase silteuse et argileuse (illite, chlorite, interstratifiés I/S), des émersion localisées de la Plate-forme Centrale ont pu fournir une partie du matériel argileux (kaolinite). Par ailleurs, le sillon de la Loire, zone affaissée en permanence au Callovien-Oxfordien recoupant la partie orientale du Massif-Central a pu constituer une zone de transit pour les minéraux argileux (smectite, kaolinite) alimentant ainsi la bordure vivaro-cévenole en particules terrigènes fines. Une connexion entre les Bassin de Paris et bassin subalpin est particulièrement retenue dès le Callovien supérieur par l'arrivée de smectite sur cette bordure.

Chapitre 4 :

Caractérisation minéralogique et géochimique de
niveaux d'altération de cendres volcaniques (bentonites)

CHAPITRE 4

CARACTERISATION MINERALOGIQUE ET GEOCHIMIQUE DE NIVEAUX D'ALTERATION DE CENDRES VOLCANIQUES (BENTONITES)

1 - Intérêt de rechercher et caractériser les niveaux de bentonites

L'identification et la caractérisation de niveaux d'altération de cendres volcaniques ou bentonites et leur application en géologie sont encore peu abordées dans les bassins sédimentaires français. La découverte de bentonites dans les séries du Crétacé inférieur du bassin du Sud-Est et supérieur du Bassin de Paris a donné lieu à de récents travaux (Deconinck *et al.*, 1991, 2000 ; Deconinck & Chamley, 1995 ; Beaudoin *et al.*, 1997a, 1997b, 1999 ; Dauphin *et al.*, 1998a, 1998b, 2000 ; Vanderaveroet *et al.*, 2000). Ceux-ci sont dans la continuité des études réalisées dans le Nord de l'Europe sur des bentonites de même âge (Zimmerle, 1979, 1989 ; Jeans *et al.*, 1982, 2000 ; Pacey, 1984 ; Wray, 1995 ; Wray & Wood 1995 ; Wray *et al.* 1996 ; Wray, 1999).

Au Jurassique, les témoins d'activités volcaniques en Europe de l'Ouest sont peu évoqués (Zimmerle 1989 ; Jeans *et al.*, 2000) et les niveaux de tufs et d'altération de cendres volcaniques par retombées aériennes relativement peu décrits, hormis quelques exemples, enregistrés en Mer du Nord, Atlantique Nord, Afrique du Nord, Sud de l'Allemagne ou encore en domaine Liguro-Piémontais (Bars, 1965 ; Sturiani, 1969 ; Jenkyns, 1970 ; Bernoulli & Peters, 1970, 1974 ; Bradshaw, 1975 ; Howitt *et al.*, 1975 ; Jeans *et al.*, 1977, 2000 ; Knox, 1977 ; Penn *et al.*, 1978 ; Malm *et al.*, 1979 ; Diersche, 1980 ; Ziegler, 1988 ; Martire, 1989 ; Baumgartner *et al.*, 1995 ; Wilson & Guiraud, 1998).

L'intérêt d'étudier ces dépôts volcanoclastiques particulièrement fins, pourrait paraître anecdotiques à l'échelle des séries dilatées étudiées. Il est en réalité multiple :

1) Les horizons de bentonites sont déposés instantanément à l'échelle géologique, si l'on considère de manière raisonnable que seulement quelques jours, semaines ou mois sont nécessaires au dépôt de particules volcaniques. Ces niveaux sont donc des lignes-temps ou unités isochrones approchant pour l'instant la meilleure résolution possible pour l'étude stratigraphique fine des séries sédimentaires. Ces "outils stratigraphiques très haute résolution" sont extrêmement utiles pour les corrélations intrabassins et sont de ce fait applicables aux investigations d'ordre sédimentologiques et paléoécologiques : accès aux corrélations des lithofaciès et des discontinuités ou surfaces remarquables, aux variations du taux de sédimentation et de la subsidence, au rôle joué par la tectonique synsédimentaire, aux validations et précisions d'ordre biostratigraphique (Kolata *et al.*, 1996). De tels repères s'avèrent indispensables pour des corrélations régionales et peuvent servir d'éléments de repère précis et de calage dans le cas de forages ou creusement de puits, dans les domaines appliqués des géosciences.

2) La très grande surface couverte par certains de ces niveaux pour les phases éruptives paroxysmales autorise dans certains cas, où arguments biostratigraphiques et géochimiques sont suffisamment nombreux, à des corrélations entre différents bassins de sédimentation voire entre continents (fig. 4.1). Ces corrélations permettent de trancher dans certains cas entre plusieurs possibilités de reconstitutions paléogéographiques (Huff *et al.*, 1992). Par ce type de corrélation très longue distance, il est possible de caler avec précision des unités biochronologiques définies par des groupes d'organismes différents ou présentant des variations dans les faunes utilisées et les limites définies. Cet aspect est particulièrement intéressant pour améliorer les échelles biostratigraphiques et chronostratigraphiques et confronter l'ensemble des outils susceptibles de calibrer ces échelles.

3) La possibilité de datations isotopiques de ces niveaux est sans doute le point le plus remarquable car peu d'objets géologiques permettent à la fois une datation isotopique et un positionnement parfaitement contraint dans la pile sédimentaire. Les minéraux datables fréquemment associés aux bentonites sont les zircons (U/Pb), les feldspaths potassiques et biotites ($^{39}\text{Ar}/^{40}\text{Ar}$) et moins fréquemment et de manière moins fiable les apatites (Rb/Sr). La construction des échelles chronostratigraphiques utilise fréquemment de tels marqueurs (Odin & Odin, 1990 ; Gradstein *et al.*, 1995) et l'on citera plus particulièrement, l'échelle de temps proposée par Obradovitch (1993) pour le Crétacé, basée essentiellement sur la datation $^{39}\text{Ar}/^{40}\text{Ar}$ de sanidines des bentonites

du Western Interior Basin des Etats-Unis. L'auteur utilise 32 niveaux de bentonites sélectionnés sur plus d'une centaine identifiés dans le bassin, pour les étages Cénomaniens à Maastrichtien.

4) Les indications minéralogiques et géochimiques renseignent sur le paléovolcanisme et le cadre tectonomagmatique et géodynamique de l'époque. L'utilisation de certains marqueurs chimiques peu mobiles et de minéraux primaires, vestiges du volcanisme originel, permet d'accéder à la composition du magma et de contraindre le contexte géodynamique associé. L'étude de l'évolution latérale de l'épaisseur des dépôts et de la taille des cristaux d'origine volcanique permet d'identifier ou préciser, si les données sont suffisamment nombreuses, la localisation des appareils volcaniques actifs (Kolata *et al.*, 1996; Huff *et al.*, 1996). Certaines études plus poussées (Huff *et al.*, 1996), basées sur les études actuelles de dépôts pyroclastiques, permettent d'accéder au volume de cendres relâchées (en équivalent de roche dense DRE), au mode explosif, à la nature des dépôts, à la hauteur de la colonne éruptive, à la vitesse d'expulsion du matériel volcanique, à la durée de l'explosion, et à la direction des paléovents.

5) Les volumes de cendres émises dans la troposphère et surtout dans la stratosphère ainsi que le dégazage important de CO₂ et H₂SO₄ sont susceptibles d'engendrer des perturbations d'ordre climatique et d'avoir une influence sur la biosphère entraînant des crises biologiques marquées (Zimmerle, 1989 ; Sharpton & Ward, 1990 ; Rampino & Self, 1993 ; Courtillot, 1995 ; Mills, 2000). La préservation de niveaux d'origine volcanique dans des séries sédimentaires permet de tester 1) la rythmicité des éruptions volcaniques, 2) l'influence sur les variations climatiques 3) le rôle joué par cette activité explosive sur les écosystèmes où l'écologie et l'évolution des groupes biologiques sont bien documentées. L'absence d'extinction et de modification régionale majeure de la faune et la flore associée à des retombées pyroclastiques ou bentonites d'épaisseur considérable (1 à 2 m pour la plus importante k-bentonite ordovicienne Millbrig) indiquent cependant que ces poussières et retombées de cendres auraient une influence négligeable sur les communautés biologiques (Huff *et al.*, 1992 ; Erwin & Vogel, 1992).

6) Enfin, les niveaux de bentonites présentent un intérêt majeur dans l'étude des minéraux argileux comme l'attestent les nombreuses publications s'y rapportant. Au delà de leurs propriétés physico-chimiques particulièrement avantageuses et appréciées des industriels (barrières ouvragées, application pharmaceutique,...), la composition quasi monominérale de ces matériaux permet de s'interroger sur les modalités des transformations diagenétiques des cendres en argiles, généralement en smectites, et ultérieurement, si les conditions de température l'imposent, la transformation des smectites en interstratifiés illite/smectite ou en illite dans des conditions de diagenèse avancées voire de métamorphisme. Ils servent également de géochronomètres pour les datations K-Ar dans les séries sédimentaires argileuses. De nombreuses questions restent cependant en suspens, notamment sur 1) la coexistence à proximité de niveaux altérés et non altérés, 2) l'influence des roches sédimentaires encaissantes, 3) le temps nécessaire à l'altération diagenétique précoce, 4) les sources de K susceptibles de former les K-bentonites (Clauer & Chaudhuri, 1995).

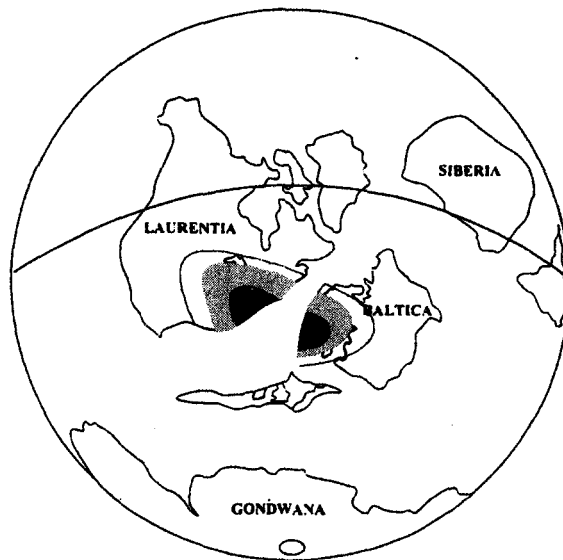


Fig 4.1 - Exemple de corrélation intercontinentale : extension latérale du niveau Millbrig-Kinneulle (Ordovocien moyen) en Amérique du Nord et Europe du Nord aidant aux reconstitutions paléogéographiques (Huff *et al.*, 1996)

2 - Etat des connaissances sur les niveaux d'altération de cendres volcaniques

Avant d'aborder les principaux résultats concernant les bentonites oxfordiennes des bassins de Paris et du Sud-Est, une synthèse bibliographique sur les niveaux de cendres volcaniques et leur altération en argiles est envisagée intégrant les différents aspects de reconnaissance, de mise en place, de minéralogie, de géochimie, abordés dans des nombreuses publications s'y référant.

2.1 - Définitions

Le terme bentonite a été utilisé la première fois pour décrire les roches argileuses près de Fort Benton (Wyoming, U.S.A.) à la fin du XIX^{ème} siècle par Knight et employé à l'origine pour définir des dépôts riches en smectites, sans connotation sur l'origine du matériel précurseur. Cette définition était basée sur le type d'argiles identifiées et la forte teneur en colloïdes. Elle est utilisée dans ce sens, aujourd'hui, par les industriels en raison de leurs propriétés colloïdales et adsorbantes importantes (Millot, 1964 ; Grim & Güven, 1978). Cependant, ce terme a été classiquement associé aux fins dépôts argileux de grande extension, produits de l'altération *in situ* de cendres volcaniques, depuis les travaux de Ross & Shannon (1926), sans nécessairement traduire une composition dominée par des minéraux smectitiques (Millot, 1964 ; Fisher & Schminke, 1984 ; Chamley, 1989). Les termes de smectite-bentonite, kaolinite-bentonite, illite-bentonite ou K-bentonite (riche en potassium) en raison de la présence d'illite ou d'interstratifiés illite/smectite sont alors utilisés pour préciser les phases argileuses dominantes (Fisher & Schminke, 1984). Le terme de bentonite est également employé dans un sens plus large pour toutes roches argileuses issues de l'altération de matériel volcanique incluant l'altération par action hydrothermale (Çelik *et al.*, 1999) ou l'altération météorique de dépôts pyroclastiques en tout genre, notamment de tufs (Millot, 1964). On peut citer à titre d'exemple les dépôts de bentonites résultant de l'altération *in situ* de formations volcaniques épaisses et diverses (tufs, cendres, laves, brèches...), dépôts particulièrement bien étudiés pour leurs intérêts économiques majeurs. Ceux-ci peuvent atteindre plusieurs dizaines de mètres, comme les bentonites tertiaires de Tchécoslovaquie décrites par Konta (1986), qui proviennent de la dégradation et de l'altération de matériaux d'origine basaltique en milieu lacustre et marin peu profond ou des bentonites miocènes des différentes îles grecques de Chios, Milos ou Kimolos qui constituent les principaux centres d'extraction de bentonites en Europe (Christidis, 1997).

Les principales caractéristiques communes aux bentonites liées à l'altération de retombées de cendres volcaniques aériennes dans les bassins de sédimentation se résument essentiellement à :

- La finesse des dépôts (pour la plupart inférieur à 10 cm) couplée à une extension importante supérieure à une dizaine de kilomètres, voire centaine de kilomètres,
- Le contact abrupt avec les roches encaissantes, notamment à la base, témoignant d'une mise en place rapide par retombée aérienne de produits pyroclastiques fins,
- Une texture vitroclastique parfois préservée,
- La présence de minéraux de haute température, ferromagnésiens ou minéraux lourds tels que sanidine, quartz, biotite, zircon, allanite, apatite, sphène, rutile, amphibole,...qui tranche fortement vis à vis de la composition minéralogique moyenne des dépôts détritiques environnants,
- Une composition chimique, bien que fortement modifiée par l'altération, présentant des concentrations d'éléments peu mobiles caractéristiques de dépôts pyroclastiques (Millot, 1964 ; Fisher & Schminke, 1984 ; Pacey, 1984 ; Chamley 1989 ; Zimmerle, 1989 ; Kolata *et al.*, 1996).

Les kaolinite-bentonites ou tonsteins sont l'équivalent des bentonites en milieu continental et sont généralement interstratifiés dans des séries houillères. Elles présentent les mêmes caractéristiques que les bentonites et montrent des cortèges argileux dominés par la kaolinite et la leverrière pouvant évoluer latéralement en smectite suivant l'épaisseur des dépôts, le pH, la salinité du milieu ou la teneur en matière organique (Millot, 1964 ; Burger, 1983 ; Spears, 1983 ; Fisher & Schminke, 1984, Burger, 1983 ; Diessel, 1985 ; Weiss *et al.*, 1992 ; Vortisch & Butz-Braun, 1992).

La fréquence des niveaux de bentonites au cours des temps géologiques est fonction de l'activité volcanique explosive associée à l'activité tectonique régionale ou à une géodynamique plus globale. Si ces dépôts ont pu être décrits pour la plupart des grandes périodes géologiques, les travaux les plus conséquents et les mieux documentés, pour les séries sédimentaires anciennes ont été réalisés 1) sur les séries paléozoïques (Ordovicien, Silurien, Dévonien, Carbonifère) avec notamment les K-bentonites ordoviciennes des U.S.A, des pays scandinaves ou d'Angleterre (Weaver, 1953 ; Merriman & Roberts, 1990 ; Bergström *et al.*, 1995 ; Kolata *et al.*, 1996) ou les tonsteins des séries houillères du Nord de la France, d'Allemagne, de Pologne ou de Tchécoslovaquie (Spears & Kanaris-Sotiriou, 1979 ; Bouroz *et al.*, 1983 ; Burger, 1983 ; Weiss *et al.*, 1992 ; Lipiarski & Muszynski, 1997) 2) au Crétacé avec les nombreuses bentonites du Western Interior Basin des Etats-

Unis (Weaver, 1963; Obradovitch, 1993) ou d'Europe (Pacey, 1984 ; Zimmerle, 1989) 3) au cours des périodes Eocène/Oligocène en Europe ou aux Etats-Unis (Morton & Knox, 1990 ; Berry 1999).

2.2 - Reconnaissance de niveaux de cendres altérés

2.2.1 - Aspect sur le terrain

A l'affleurement, les bentonites ainsi que les tonsteins liés à l'altération de retombées aériennes de cendres volcaniques, sont caractérisés par leur forte teneur en argile, leur couleur, leur texture, un contact tranché avec les roches encaissantes à la base et parfois au sommet, une faible épaisseur pour une grande continuité latérale.

L'épaisseur de ces niveaux généralement faible, varie de quelques millimètres à décimètres. La plupart des bentonites ont une épaisseur inférieure à 10-20 cm (Fisher & Schminke, 1984, Pacey, 1984, Teale & Spears, 1986 ; Merriman & Roberts, 1990 ; Von Rad & Thurow, 1991 ; Spears *et al.*, 1999). Elles peuvent présenter dans certains cas, une épaisseur beaucoup plus importante entre 50 cm et 2 m, traduisant des événements volcaniques paroxysmaux; c'est le cas de certaines K-bentonites ordoviciennes : niveaux Deicke (épaisseur d'1,5 m sur 55,70 km²) ou Millbrig (épaisseur d'1,4 m sur 144.48 km²) aux Etats-Unis ou du niveau Kinnekulle aussi appelé "big bentonite" (épaisseur de 2 m sur 70.63 km²) pour le Nord de l'Europe (Bergström *et al.*, 1995 ; Kolata *et al.*, 1996 ; Huff *et al.*, 1996). Certains niveaux épais, supérieurs à 1 m, traduisent la proximité des centres volcaniques actifs intercalés dans des séries volcanosédimentaires incluant tufs, téphra peu altérées ou coulées de laves (Fritz & Vanko, 1992, Yalçin & Gümüşer, 2000).

Certaines bentonites plus épaisses (1-10 m) ne sont pas liées à une altération *in situ* de retombées de cendres volcaniques, mais peuvent correspondre à des remaniements sur de faibles distances de matériaux d'origine volcanique, altérés en smectites, ou à la sédimentation dans les bassins de cendres volcaniques altérées à terre. Dans ce cas, une contamination importante avec des sédiments détritiques et des microfossiles, un signal géochimique atténué et un contact plus progressif avec les roches encaissantes (sauf dans le cas de turbidites) sont observés. On parlera de bentonites primaires pour l'altération *in situ* des dépôts de cendres par retombées aériennes et de dépôts secondaires dans le cas de remaniement (Jeans *et al.*, 1977, 2000 ; Von Rad & Thurow, 1991 ; Clayton *et al.*, 1996 ; Atri *et al.*, 1999 ; Berry, 1999). Ces derniers sont particulièrement difficiles à distinguer d'une sédimentation terrigène banale et sont sujets à controverse sur la nature volcanique originelle. Seule une forte teneur en smectite (généralement bien cristallisée) et la présence de pyroclastes caractéristiques suggèrent une altération à partir de produits volcaniques. C'est le cas des "Fuller's Earth" du Jurassique moyen et Crétacé inférieur d'Angleterre qui constituent d'épais dépôts particulièrement riches en smectites: 6 m pour le Bathonien de Combe Hay, 8 m pour le Crétacé inférieur à Aspley Heath ou 10 m à Patteson Count, Redhill (Jeans *et al.*, 1977, 2000).

Notons enfin, que la compaction de tels niveaux est extrêmement importante (évaluée à 80% par Jeans *et al.*, 2000) étant donné la forte porosité et la plasticité de ce type de matériaux.

Teale & Spears (1986), qui ont étudié plus de 30 bentonites centimétriques à pluricentimétriques du Silurien (Welsh Borderland, UK) et Kolata *et al.* (1996) qui ont compilé et complété depuis plus de 20 ans des travaux sur 60 K-bentonites ordoviciennes sur l'ensemble du territoire Est américain, indiquent des caractéristiques communes à l'affleurement. Les bentonites se présentent sous la forme de fins horizons argileux, rapidement altérés et érodés. L'épaisseur peut varier latéralement et donner l'impression d'ondulation et de discontinuité. Les contacts supérieur et inférieur sont généralement nets. La couleur des bentonites est extrêmement variable. Les bentonites présentent souvent des teintes pâles et ternes par rapport aux roches encaissantes variant de blanc, gris clair, gris-verdâtre, vert, bleu-gris, orange, ocre, brun clair, jaune pâle ou rose pâle. La composition originelle, les processus locaux d'altération, les circulations d'eau et l'oxydation du fer sont responsables de ces teintes variées (Teale & Spears, 1986 ; Von Rad & Thurow, 1991 ; Kolata *et al.*, 1996 ; Berry, 1999). La texture est tendre, plastique, ou présente un aspect gras. Certaines se caractérisent par une cassure subconchoïdale (Roberts & Merriman, 1990), alors que Yalçin & Gümüşer (2000) décrivent une texture en "pop-corn" due aux continus cycles d'assèchement - humidification. Ces niveaux sont généralement de bons substrats pour l'installation de végétation qui se présente sous forme de mousses, racines abondantes ou petits arbustes (Kolata *et al.*, 1996 ; Dauphin, 1997 ; Spears *et al.*, 1999).

Les dépôts supérieurs à 10 cm peuvent contenir des concrétions calcaires ou de petites veines de silice (<3cm) subparallèles à la stratification (Merriman & Roberts, 1990). Kolata *et al.* (1996), indiquent également pour les bentonites supérieures à 50 cm, la présence de lits de cherts. Enfin, Jeans *et al.* (1977), décrivent des nodules de barytine de 6 cm de diamètre et des nodules de silice de 2,5 cm de diamètre dans des bentonites secondaires (sommet des Fuller's Earth aptiennes).

Les figures sédimentaires sont rares à l'exception de quelques laminations planes (Roberts & Merriman, 1990). De telles laminations sont également observées par Von Rad & Thurow (1991), dans des bentonites accumulées sous forme de dépôts de turbidites et présentant fréquemment une base nette et un sommet plus graduel. De telles structures sont observées par Morton & Knox (1990) dans des tufs européens paléocènes/éocènes, ayant subi l'influence de courants de fonds. Quelques bentonites et tufs présentent un granoclassement normal avec la présence de biotites altérées ou de feldspaths à la base (Merriman & Roberts, 1990 ; Morron & Knox, 1990 ; Spears *et al.*, 1999). Localement, des niveaux indurés gris-roses observés par Kolata *et al.* (1996) dans des K-bentonites ordoviciennes correspondent à des zones enrichies en feldspaths authigènes.

Enfin, les bentonites ne contiennent généralement pas de fossiles; la forte teneur en bioclastes reflète une contamination et une remobilisation partielle par des courants (Teale & Spears, 1986). En revanche les figures de bioturbation sont fréquentes (Morton & Knox, 1990, Von Rad & Thurow, 1991).

2.2.2 - Reconnaissance en forage

En forage, de tels niveaux sont beaucoup plus difficiles à identifier, sauf s'ils sont intercalés dans des séries gréseuses ou carbonatées. L'absence d'altération superficielle et la faible oxydation du fer permettent moins facilement de suspecter ces niveaux (Kolata *et al.*, 1996). De même, la texture n'est plus tendre et plastique, mais prend un aspect cassant et friable (Spears *et al.*, 1999) moins facile à détecter. L'utilisation des différents outils diagraphiques: résistivité, gamma ray, sonic, laterologs, microcaliper, rend possible l'identification de tels horizons (fig.4.2).

Les K-bentonites se marquent par un fin pic de radiation, de saturation en eau et une excavation en microcaliper (Kolata *et al.*, 1996). Cependant, c'est le gamma ray et le neutron qui fournissent la meilleure réponse avec une forte intensité en gamma ray liée à la teneur en potassium des K-bentonites et le neutron qui mesure indirectement la porosité, plus importante dans les bentonites que les roches encaissantes. Von Rad & Thurow (1991), montrent également que les bentonites du Crétacé de différents forages ODP (leg ODP 122-123, sites 761, 763, 765, 766) sont caractérisées par un pic en gamma ray et un minima en sonic. Le gamma-ray couplé au pic en thorium permet de bien individualiser ces niveaux riches en montmorillonites qui contiennent au moins 59 ppm de Th (Von Rad & Thurow, 1991). Teale & Spears (1986), observent pour des bentonites siluriennes, que la forte teneur en eau donne une faible valeur de résistivité et qu'U, Th et K, sont les éléments qui permettent d'identifier au mieux les niveaux d'altération de cendres en forage, même si ces éléments sont tributaires des conditions d'oxydo-réduction, et susceptibles de perte lors de l'altération des verres ou de gain lors de l'illitisation au cours de la diagenèse.

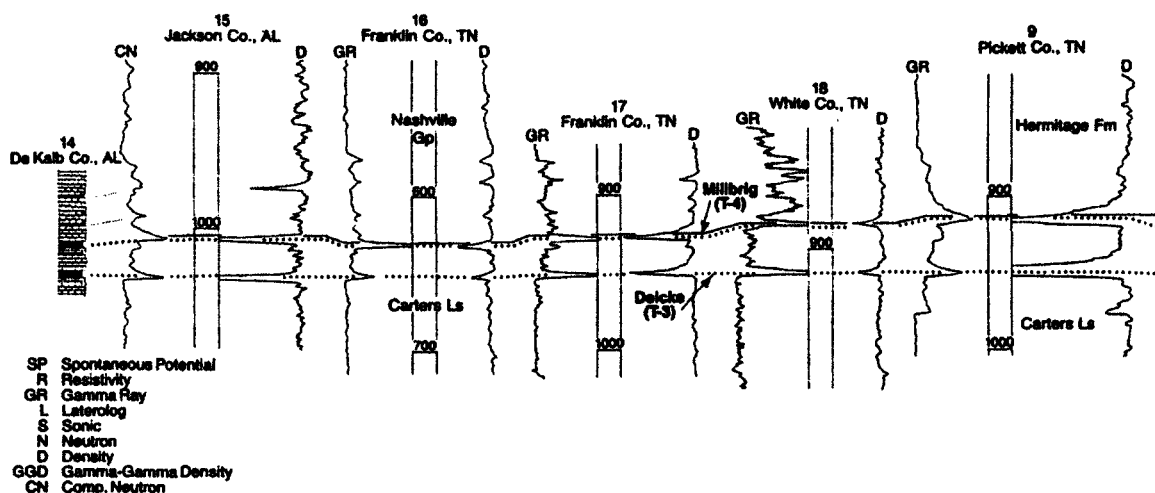


Fig. 4.2 - Identification et corrélation de K-bentonites nord-américaines en forage (Huff & Kolata, 1990)

2.3 - Processus de formation des niveaux de cendres volcaniques et des bentonites

2.3.1 - Volcanisme explosif : naissance des cendres volcaniques

2.3.1.1 - Types éruptifs et produits associés

Parmi les différentes éruptions volcaniques connues, celles permettant de libérer le maximum de produits volcaniques dans l'atmosphère, sur de grandes distances correspondent aux éruptions explosives regroupant les types pliniens, stromboliens, vulcaniens, surtséyien, phréatoplinien ainsi que les grands écoulements pyroclastiques de type ignimbrites.

Deux grandes catégories peuvent être distinguées selon que les éruptions sont en régime soutenu ou instantané (Bourdier, 1994). Les éruptions en régime soutenu sont caractéristiques des éruptions pliniennes qui correspondent à des émissions hautement explosives, constantes et verticales de produits volcaniques sous forme d'importantes colonnes éruptives s'élevant à plusieurs dizaines de kilomètres dans la troposphère, atteignant assez fréquemment la stratosphère (cas du Mont St Helens en 1980, du Pinatubo en 1991, du Vésuve en 79, ou du Taupo en 1820 BP). Les larges panaches convectifs induits sont à l'origine de retombées très étendues de téphra sur plusieurs centaines à milliers de km² (fig. 4.3 ; Walker, 1980 ; Walker, 1981, a et b ; Carey & Sigurdsson, 1989 ; Bourdier, 1994). Les éruptions instantanées sont de type vulcanien et correspondent à des explosions brèves de quelques minutes. Ces explosions relâchent des volumes moins importants (10⁵ à 10⁸ m³) que les éruptions pliniennes (10⁸ à 3.10¹⁰ m³) mais peuvent se répéter à intervalles variables, sous forme de crises éruptives s'étalant sur plusieurs jours, mois ou années (Walker, 1981 a ; Bourdier, 1994).

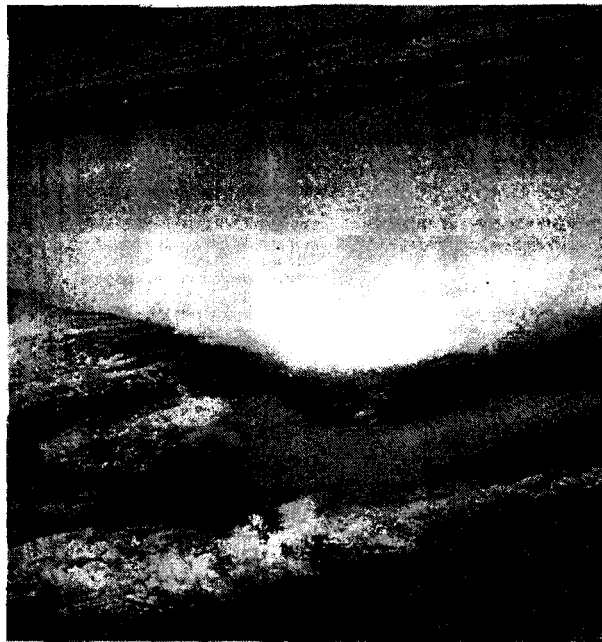


Fig. 4.3 - Nuage de cendres émis suite à l'explosion du Rabaul le 19 septembre 1994 (Nouvelle-Guinée, photo satellite STS 64)

Les éruptions phréatomagmatiques résultent d'explosions très violentes liées au choc thermique provoqué par le contact du matériel volcanique avec une phase aqueuse. Elles sont susceptibles d'entraîner des quantités de poussières importantes (fragmentation très forte) sur des centaines de km par des panaches de 20 à 40 km de hauteur. On distinguera le type surtséyien (éruption du Surtsey, Islande) pour le phréatomagmatisme basaltique, des explosions phréatopliniennes, pour les magmas plus évolués, d'intensité et de dispersion plus grande (Walker, 1981 b ; Bourdier, 1994). Parmi les écoulements pyroclastiques, la formation d'ignimbrites et de nuages co-ignimbritiques (colonnes éruptives coémises pendant la coulée pyroclastique), souvent associés à l'effondrement de caldeira, sont responsables des plus grosses émissions de produits volcaniques connues et de dispersions lointaines de cendres volcaniques (Katmaï, 1912 ; Taupo, 1820 ans BP ; Toba, 75 000 ans BP ; Sparks & Walker, 1977 ; Woods & Wohletz, 1991 ; Bardintzeff, 1991). Notons enfin, que ces différents styles explosifs peuvent s'exprimer simultanément au cours d'une même éruption ou lors d'éruptions rapprochées (cas du Taupo, 1820 ans BP, Walker, 1980).

Le volcanisme explosif peut être défini selon un ensemble de paramètres définis par Walker (1980) repris par Carey & Sigurdsson (1989) : il s'agit principalement de l'intensité (flux de matière libérée), de la magnitude (masse de matériel relâché), du volume émis (souvent exprimé en équivalent de roche dense : DRE), du pouvoir dispersant (aire couverte par les produits volcaniques), auquel on peut ajouter la hauteur de colonne éruptive (directement reliée à la dispersion des cendres et poussières) et la durée de l'éruption (fig. 4.4 ; 4.5 ; 4.6). La fig. 4.4 montre la répartition des différents styles éruptifs explosifs en fonction de la hauteur de la colonne éruptive et de la quantité de matériel libéré. Les éruptions ultrapliniennes (cas du Taupo, 1820 ans BP), pliniennes, phréatopliniennes, et les retombées associées aux ignimbrites sont celles qui émettent les plus grandes quantités de matériel volcanique, sur les grandes surfaces (hauteur de colonne éruptive pouvant atteindre 50-60 km). Ces principaux types explosifs sont responsables de la plupart des niveaux de cendres distaux enregistrés dans les séries sédimentaires marines, lacustres ou dans les glaces polaires (Walker, 1981 a et b ; Rose & Chesner, 1990 ; Cioni *et al.*, 2000). Ils caractérisent les éruptions les plus actives vis à vis du stress climatique par le matériel solide relâché (influence mineure sur le climat) et par les gaz libérés (effet majeur), notamment le SO_2 qui permet la formation d'aérosols sous forme de gouttelettes d'acides sulfuriques, jouant un rôle important sur l'effet de serre (Walker, 1981b).

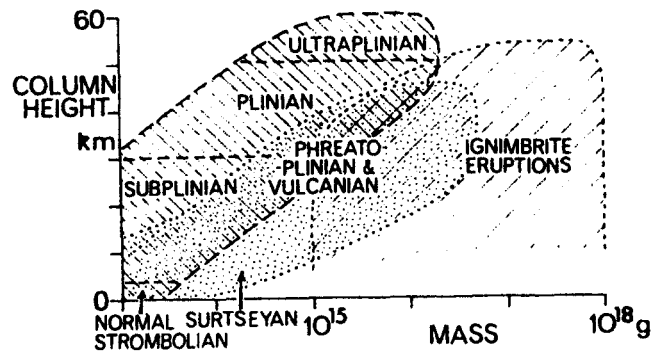


Fig 4.4 - Relation entre masse de cendres fines et poussières émises par éruption en fonction de la hauteur de la colonne éruptive (Walker, 1981)

Afin de comparer les explosions volcaniques actuelles et historiques des éruptions préhistoriques et fossiles, une classification basée sur un indice de dispersion (D) et un indice de fragmentation (F) a été mise au point par Walker (1973), considérant qu'une éruption violente fragmente intensément et disperse largement les particules (fig. 4.5). L'indice F correspond au pourcentage en poids de matériel inférieur à 1mm pour l'isopaque 0.1Tmax (avec Tmax qui représente l'épaisseur maximale des dépôts, souvent extrapolé à partir d'abaque se basant sur la décroissance exponentielle de la taille des dépôts avec l'éloignement des sources). L'indice D de dispersion est la surface couverte pour l'isopaque 0,01Tmax. Une nouvelle classification établie par Pyle (1989) est fondée sur l'épaisseur des dépôts à mi-distance en fonction de la taille maximale des particules à mi-distance (fig.4.5). Ces deux classifications sont classiquement utilisées pour décrire les dépôts par retombées aériennes (Cioni *et al.*, 2000). Le calcul du volume de cendres émis peut également être apprécié pour des retombées distales (Pyle, 1989 ; Fierstein & Nathenson, 1992) et sera applicable pour des niveaux de bentonites, quand le nombre de points, s'avère suffisant là où l'épaisseur des dépôts est connue (Huff *et al.*, 1996).

Les éruptions explosives, responsables de la distribution de grandes quantités de cendres volcaniques à la surface de la terre, sont fréquentes dans les systèmes géodynamiques de marge active : zone de subduction où l'incorporation d'eau facilite ce type d'activité. On les trouve également associées au magmatisme intraplaque continental (formation des rifts) et dans les systèmes permettant des interactions fortes entre magma et eau : magmatisme subaérien phréatomagmatique engendrant des maars ou hydromagmatisme sub-aquatique de faible profondeur (Simkin & Siebert, 2000). Les éruptions explosives présentent des compositions minéralogiques et chimiques très variables (fig. 4.6), même si la plupart des événements cataclysmiques et paroxysmaux concernent des produits différenciés de type rhyolitique, dacitique, trachytique ou phonolitique (Fisher & Schmincke, 1984). Les éruptions paroxysmales, émettant les plus gros volumes de cendres, sont généralement de composition rhyolitique : nappe de ponces rhyolitiques des grandes éruptions ignimbritiques historiques (exemple du Taupo en Nouvelle-Zélande, 1820 BP), quaternaires (exemple du Toba, 75000 ans BP avec 2800 km³ DRE) ou des puissants dépôts d'ignimbrites dévono-dinantiens français (Morvan, Vosges). Les explosions

phréatomagmatiques peuvent concerner des produits moins différenciés de type basaltique mais correspondent généralement à des dispersions de matériel volcanique moins importantes (Walker, 1981 b).

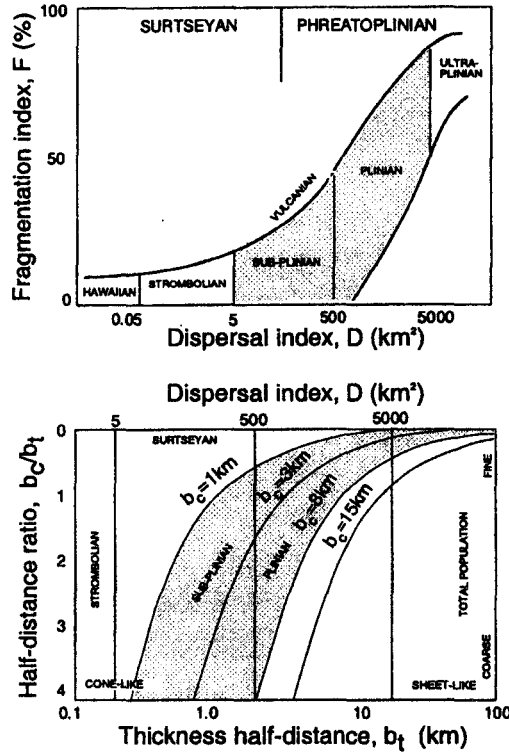


Fig. 4.5 - Diagrammes communément utilisés pour classer les éruptions explosives, basés sur les caractéristiques de retombées des dépôts (Pyle, 1989 ; Cioni *et al.*, 2000)

2.3.1.2 - Mise en place des cendres et répartition spatiale

Les éruptions pliniennes forment de larges nappes de cendres et ponces dérivant des hautes colonnes éruptives atteignant la tropopause, formées par la puissance de l'explosion et la richesse en gaz du magma. Ces éruptions durent plusieurs heures à quelques jours et relâchent d'importants volumes de matériel volcaniques (entre 1 et 3000 km³). Elles sont fréquemment associées à des effondrements (caldeira) de plusieurs kilomètres à dizaine de kilomètres (100 km sur 30 pour le record mesuré pour Toba).

éruption	composition	volume (km³)	durée (heures)	débit moyen (m³/s)	haut colonne (km)
Vésuve 79 (1)	phonolite	6.0 (1.4)	24	6.9 10 ⁴ (1.6 10 ⁴)	
Askja 1875 (1)	rhyolite (mélange)	1.0 (0.2)	6.5	4.3 10 ⁴ (8.5 10 ³)	
Santa Maria 1902 (1)	dacite (mélange)	20 (8.5)	18-20	2.9 10 ⁵ (1.2 10 ⁵)	28
Soufrière St Vincent 1902 (1)	andésite basique (mélange)	(1.4)	2.5-3.5	(1.1-1.5 10 ⁵)	15
Hekla 1947 (1)	andésite	0.4 (0.1)	1	1.1 10 ⁵ (8.5 10 ⁴)	24
El Chichon 1982 A1 (2)	trachyandésite	0.6	5	3.3 10 ⁴ (1.6 10 ⁴)	>17 (27)
El Chichon 1982 B (2)	trachyandésite	0.7	4	5.6 10 ⁴ (2.8 10 ⁴)	>17 (32)
El Chichon 1982 C (2)	trachyandésite	0.8	7	3.2 10 ⁴ (1.6 10 ⁴)	>17 (29)
Mont St-Helens 1980(1)	dacite	1.1 (0.2)	9	3.4 10 ⁴ (6.2 10 ⁴)	16

Fig. 4.6 - Données chiffrées sur quelques éruptions pliniennes historiques (Bourdier 1984)

Les particules pyroclastiques (éléments juvéniles: ponces, verres et cristaux primaires; débris co-génétiques: matériel lié à d'anciennes éruptions; et roches dérivées du substratum) sont éjectées à la suite de la détente des gaz, et seront soumis à une ascension par des mouvements convectifs dans un panache gazeux, qui perd de sa densité au fur et à mesure de sa remontée. Les particules sont soumises à deux forces antagonistes : la vitesse d'ascension et la vitesse de chute propre des grains (fonction de la densité et de la morphologie des particules et de l'environnement gazeux ; Bourdier, 1994). La retombée et la dispersion des cendres sont

fonctions de la hauteur de la colonne éruptive et de l'influence des vents dominants. Certaines particules à faible vélocité par rapport au vent peuvent circuler plusieurs fois autour de la terre avant de retomber (Lamb, 1970 ; Fisher & Schminke, 1984). Les particules les plus fines peuvent également s'agglomérer sous forme de lapilli avec l'humidité et retomber rapidement, se mélangeant avec les particules les plus grossières, rendant le tri granulométrique des dépôts souvent imparfait (Fisher & Schminke, 1984).

La récente explosion du Mt St Helens en 1980 a permis de suivre l'évolution du panache de cendres (fig. 4.7) qui a atteint une hauteur de 27 km (domaine de la stratosphère) en moins d'1/2 heure. Le nuage de cendres prend une forme de champignon qui se déplace à 100km/h en moyenne sur plus de 1000 km (Lipman & Mullineaux, 1981 ; Bardindzeff, 1991). Des cendres de 4 cm d'épaisseur seront déposées à 300 km du volcan (à Ritzville) et seront identifiées à plus de 1500 km (Lipman & Mullineaux, 1981 ; Bardindzeff, 1991). Les isopaques de cendres volcaniques présentent des formes variables, généralement circulaires pour les explosions les moins violentes (produits peu différenciés) à elliptiques sous influence des vents dominants, ce qui est fréquent pour les éruptions pliniennes. Dans ce cas, la répartition des cendres prend une forme d'éventail avec un apex à l'aplomb du centre volcanique. Les vents peuvent cependant changer de direction en fonction de l'altitude et donner des répartitions de cendres plus complexes, présentant des changements de direction (cas de l'éruption du Mt St Helens, fig. 4.7).

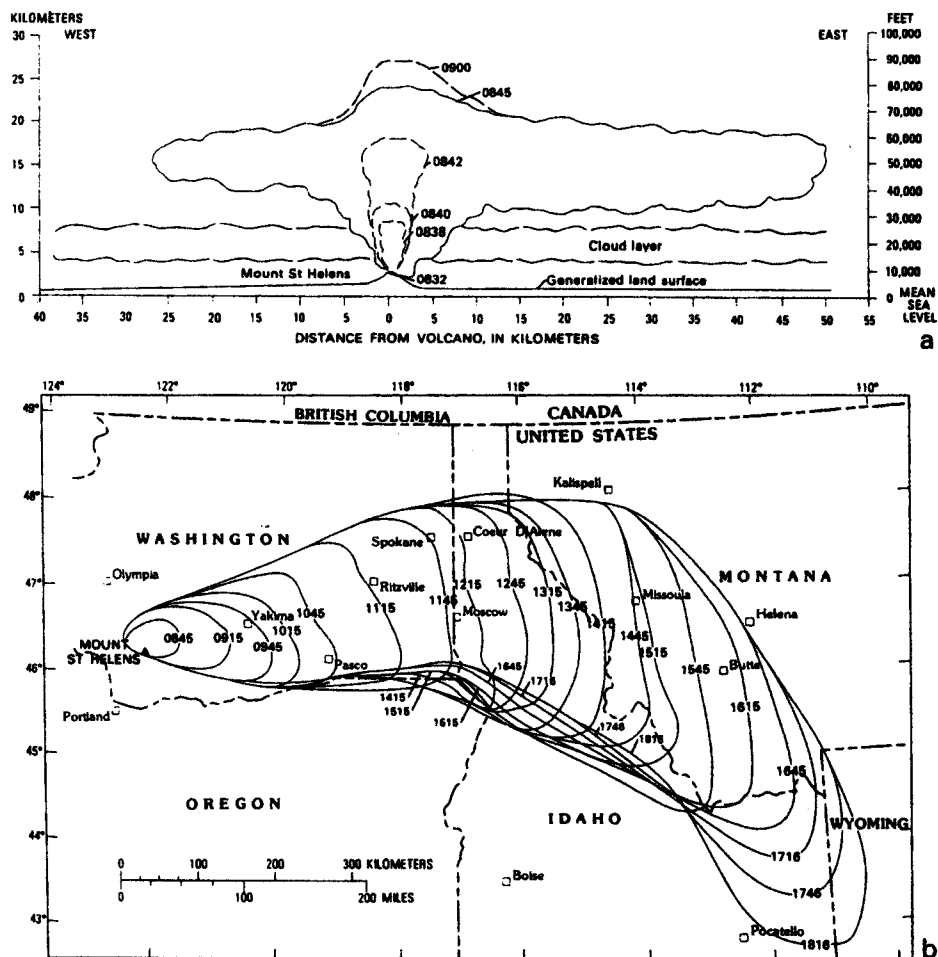


Fig. 4.7 - Extension du panache et nuage de cendres lors de l'éruption du 18 mai 1980 du Mont St Helens (Lipman & Mullineaux, 1981 in Bardintzeff 1991)

De même des éruptions rapprochées peuvent engendrer plusieurs éventails de direction opposée selon la hauteur des colonnes éruptives (cas du Kelut, île de Java, Fisher & Schminke, 1984). L'épaisseur maximale des dépôts peut également être déplacée en fonction de l'intensité des vents ou présenter plusieurs épaisseurs maximales (Fisher & Schminke, 1984). Ces types complexes de dispersion auxquels se rajoutent les problèmes de compaction différentielle et de variations topographiques rend l'estimation des volumes des dépôts et la localisation des sources difficiles dans le cas de niveaux de cendres anciens ou de niveaux de bentonites (Fisher

& Schmincke, 1984). Cependant, d'une manière générale, les éruptions pliniennes sont marquées par une décroissance de l'épaisseur des dépôts en fonction de l'éloignement du centre selon une loi exponentielle. Ce n'est pas le cas des dépôts liés aux nuages co-ignimbriques dont la répartition de l'épaisseur des cendres en fonction de l'éloignement se caractérise par une rupture de pente (Fisher & Schmincke, 1984).

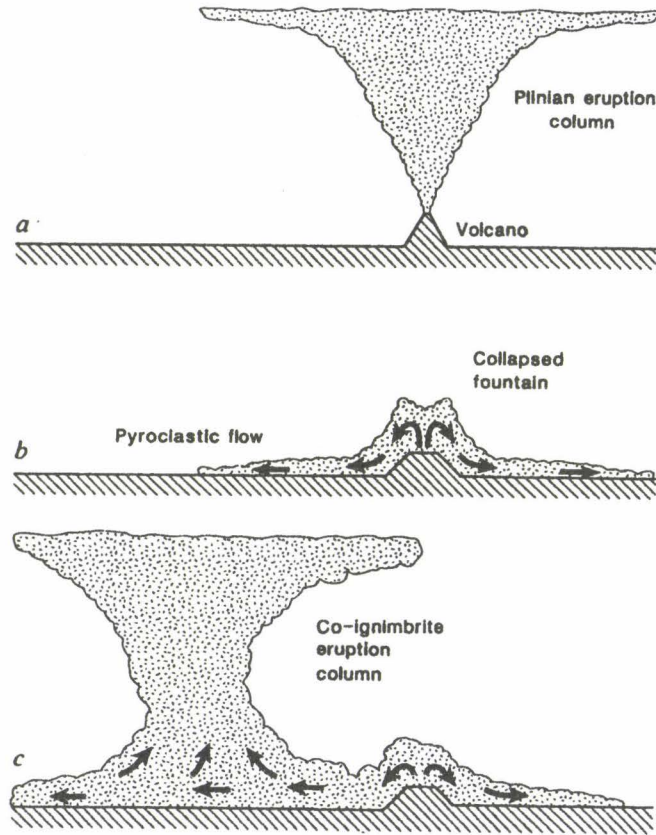


Fig. 4.8 - Représentations schématiques de différents types d'éruption explosive : colonne plinienne, fontaine effondrée et colonne d'ignimbrites coémises (co-ignimbrites)

Les colonnes d'ignimbrites coémises (co-ignimbrites) se forment lorsque la quantité de matériel relâché ou l'ouverture des conduits sont trop importantes ou lorsque les débits d'éruption sont trop faibles ou beaucoup trop forts. Un écoulement pyroclastique (ignimbrite) se produit alors à partir d'une fontaine effondrée (fig. 4.8). Lorsque la densité de cet écoulement diminue suffisamment, un nuage cendreux très volumineux peut s'élever du sol pour former une colonne d'éruption ignimbritique coémise (fig. 4.8, Woods & Wohletz, 1991). Le nuage formé se comporte par la suite de la même façon qu'une colonne plinienne mais se marque par des dépôts enrichis en éléments de faible densité (rapport ponces/cristaux élevé) et par la forte proportion de grains de la taille des cendres fines ($<63 \mu\text{m}$) et poussières ($<4\mu\text{m}$) pour les dépôts proximaux. Ce type de mise en place des cendres serait plus courant que les éruptions pliniennes *s.s* pour les dépôts distaux actuels et fossiles de très grande extension et concernerait les éruptions historiques du Tambora (1815, Java), du Krakatoa (1883, Sumatra), du Katmaï (1912, Alaska), de Crater Lake, du Bishop tuff ash layer (USA, Yellowstone) de l'éruption du Aira (Japon, 21000 ans BP) et de la plus grosse éruption quaternaire connue, Toba (75000 ans BP, 2800 km^3 DRE au total, dont 800 km^3 DRE pour les retombées cendreuses) sur l'île de Sumatra (Sparks & Walker, 1977 ; Rose & Chesner, 1990 ; Woods & Wohletz, 1991). Pour cette dernière, le dépôt de cendres a pu être corrélé jusqu'en Inde à une distance de 3100 km (fig. 4.9), avec une épaisseur moyenne des dépôts de 10 cm à 1000 km de la source (Sparks & Walker, 1977 ; Fisher & Schmincke, 1984 ; Rose & Chesner, 1990).

Les plus importantes K-bentonites ordoviciennes : niveaux Deicke, Millbrig et Kinnekulle résulteraient de telles explosions (couplé à un magmatisme plinien ou phréatoplinien), avec des volumes (DRE) respectivement de 943, 1509 et 972 km^3 . Les niveaux Kinnekulle (Europe du Nord) et Millbrig (USA), de même âge, pourraient correspondre au même événement (fig. 4.10), ce qui fournirait un volume total de cendres de 2500 km^3 pour les

éruptions ordoviciennes traduisant probablement les événements explosifs les plus importants découverts à ce jour (Huff *et al.*, 1992, 1996 ; Kolata *et al.*, 1996).

Les vents vont avoir un rôle prépondérant sur la répartition des cendres et sur les processus de fractionnement des matériaux pyroclastiques. Cette constatation a été mise en évidence depuis bien longtemps; le suivi des cendres sur de grandes surfaces montrant une évolution dans la composition minéralogique et chimique (roche totale). La différence de densité et de morphologie des particules pyroclastiques entraînent une sédimentation différentielle des grains: perte des cristaux de feldspaths, amphiboles, pyroxènes, apatites et magnétites par rapport aux verres et ponces volcaniques avec l'éloignement des sources (exemple du Mont St Helens, Fisher & Schmincke, 1984). Les verres et ponces sont d'une part moins denses que les minéraux de la chambre magmatique et se trouvent fréquemment dans la fraction $<10\mu\text{m}$ alors que les cristaux sont généralement associés à la fraction $63\mu\text{m}-2\text{mm}$ (Fisher & Schmincke, 1984). Il en résulte que les dépôts les plus éloignés présentent souvent un caractère plus différencié. Il semblerait donc peu informatif de se baser uniquement sur la composition chimique de la roche totale du dépôt de cendres distales pour retrouver la composition originelle. En revanche la composition des verres traduit la composition du liquide magmatique au moment de l'éruption (Fisher & Schmincke, 1984).

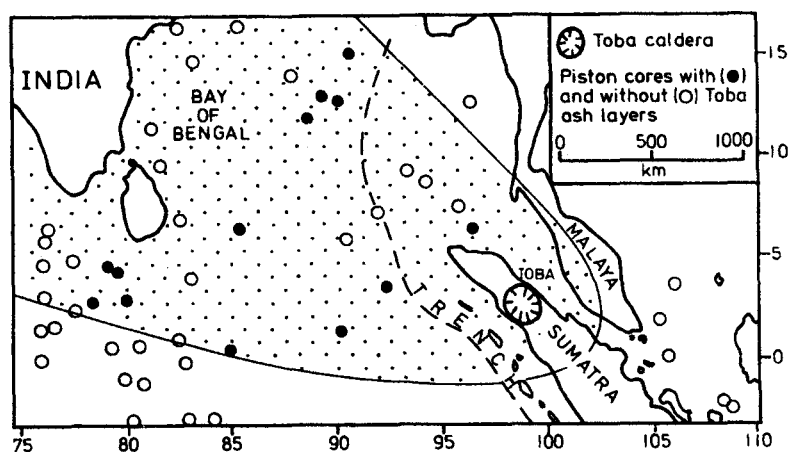


Fig. 4.9 - Distribution de cendres volcaniques issues de l'éruption du Toba (Sumatra) en forages (Nin Kovitch 1978 *in* Fisher & Schmincke, 1984)

2.3.1.3 - Principales caractéristiques des dépôts de cendres volcaniques par retombées aériennes en milieu marin

Un ensemble de caractéristiques des dépôts liés à la retombée aérienne de cendres dans les séries marines a été synthétisé par Fisher & Schminke (1984). La plupart des niveaux de cendres identifiés en domaine marin profond présentent une épaisseur inférieure à 10 cm et dépassent rarement 50 cm. L'effet de la compaction et de la bioturbation sont des facteurs importants dans l'estimation des volumes de cendres, un taux de compaction de 50% et un effet de dispersion de 65% lié à la bioturbation sont avancées pour certains niveaux. L'action modérée des courants marins dans la redistribution des particules volcaniques faces aux vents est lié à la retombée rapide des poussières dans la colonne d'eau (plusieurs heures à quelques jours). Ceci est suggéré par la diminution régulière des épaisseurs en fonction de l'éloignement des centres éruptifs, pour la majorité des niveaux de cendres, impliquant un faible rôle joué par les courants par rapport aux vents. Toutefois, peu de cartes d'isopaques ont pu être construites pour les périodes récentes dans les séries océaniques de part la difficulté de récupérer des données en nombre suffisant par forages marins. Notons que quelques niveaux anciens sous forme de téphra peu altérées ou de bentonites, préservés dans des séries marines aujourd'hui émergées permettent de reconstituer de tels cartes (fig. 4.10) et de mesurer les volumes émis (Huff *et al.*, 1996 ; Kolata *et al.*, 1996).

Un fractionnement supplémentaire s'effectue pour les niveaux de téphra marins par rapport aux niveaux continentaux concernant la taille et la densité des grains, les grosses particules ponceuses ($250\mu\text{m}$) flottant préférentiellement à la surface de l'eau (certaines ponces restent en surfaces pendant plusieurs années). Le classement reste cependant imparfait en raison de l'action de la bioturbation, de l'altération et du mélange avec les particules pélagiques ou hémipélagiques. La taille des grains par rapport à l'épaisseur des dépôts et de l'éloignement des sources donnent des indications précieuses sur la hauteur de colonne éruptive, la durée de l'éruption, l'intensité et le type d'éruption (Walker, 1980 ; Fisher & Schmincke, 1984 ; Huff *et al.*, 1996).

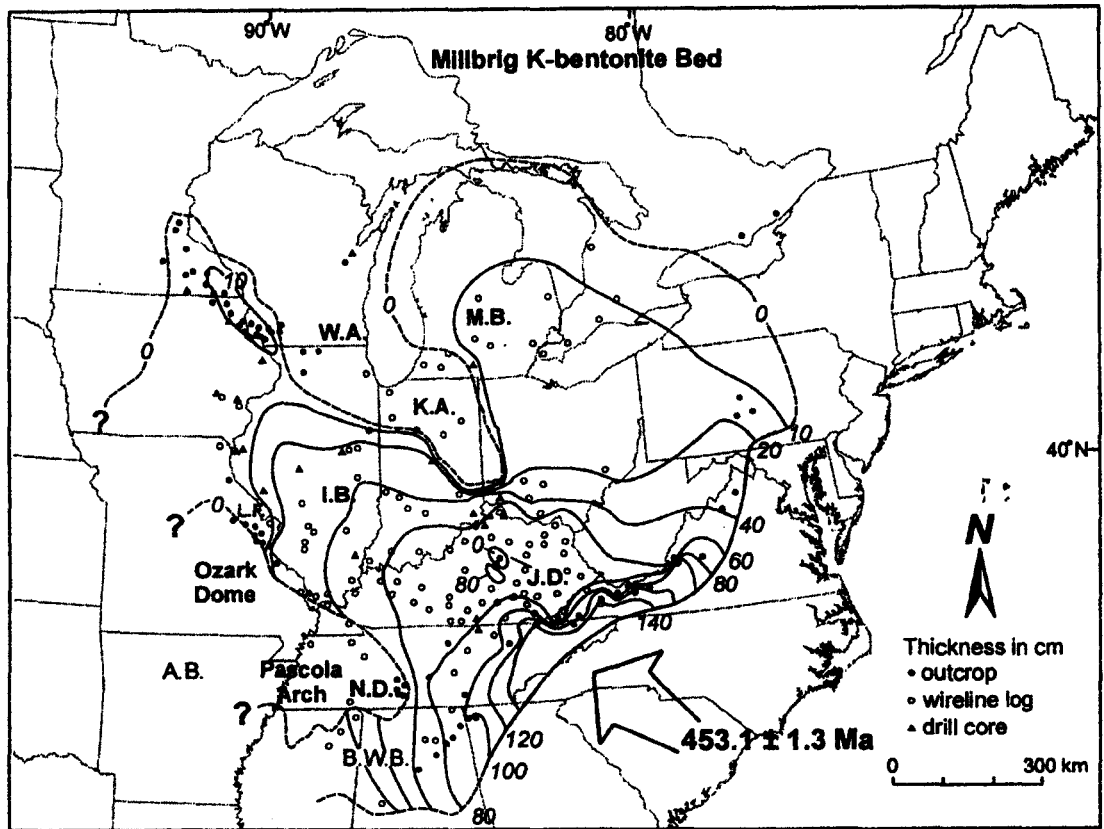


Fig. 4.10 - Carte en isopaques de la K-bentonite Millbrig sur le continent nord-américain (Kolata *et al.*, 1996)

Les niveaux de cendres distaux sont classiquement marqués par des ensembles homogènes à contacts francs à la base et diffus au sommet qui traduirait l'action de la bioturbation ou la contamination lié aux courants lors de la reprise de la sédimentation. Des études sur l'action de la bioturbation sur les cinérites montrent que celle-ci s'effectue activement au moins sur les 40 premiers centimètres du dépôt (influence sur le classement) et préférentiellement sur les fins niveaux inférieurs à 2 cm (Fisher & Schmincke, 1984). L'absence de laminations est classique, sauf en cas de plusieurs éruptions. Des laminations associées à des contacts basaux et sommitaux nets et un mélange avec des débris terrigènes et de microorganismes important traduit des remobilisations sous forme de turbidites. Le granoclassement peut être normal ou inverse selon les variations d'intensité de l'éruption et de fractionnement éolien. Des structures d'échappement de fluides, de charges et de slumps sont observables. Enfin une évolution verticale minéralogique ou géochimique peut s'effectuer au sein d'un même niveau suivant la différenciation magmatique (les produits différenciés retombent plus rapidement) et la différenciation éolienne : proportion plus importante de cristaux de feldspath, quartz, biotite, amphibole, pyroxènes à la base par rapport aux verres et ponces (Fisher & Schminke, 1984).

2.3.2 - Processus chimique d'altération des cendres

Les bentonites sont les produits finaux de l'altération de cendres volcaniques ou matériaux volcaniques fortement hyalins, par dévitrification des verres. De nombreuses études ont été réalisées sur l'altération des composés hyalins en condition géologique ou de manière expérimentale, étant donné les applications industrielles découlant de ces processus: compréhension des mécanismes de formation des bentonites en vue de leur extraction et utilisation industrielle, migration et concentration d'éléments au cours de l'altération et notamment de l'U, altération de matériaux vitreux pour les stockages de déchets radioactifs (Zielinski, 1982 ; Fischer & Schmincke, 1984). Cependant, l'altération de tufs ou cinérites en bentonites est encore mal compris (Cuadros *et al.*, 1999). En effet, tous les produits volcaniques ne s'altèrent pas en bentonites et certaines cinérites sont parfaitement préservées, intercalées dans des formations volcanosédimentaires ou sédiments anciens, laissant place à un débat encore ouvert sur la compréhension des processus d'altération (Grim & Güven, 1978 ; Yalçın & Gümüşer, 2000). Il semble qu'une proportion trop importante de SiO_2 (>70%) ne soit pas favorable à la

formation rapide de bentonites, alors que Mg semble être un facteur limitant (Fisher & Schmincke, 1984). Yalçin & Gümüşer (2000) suggèrent qu'une activité volcanique continue et rapide à l'échelle géologique pourrait donner lieu à une hydrolyse insuffisante ne permettant pas l'altération de cendres en bentonites.

Les verres sont thermodynamiquement instables et se dégradent plus rapidement que n'importe quelle phase cristallisée, étant donnée la structure peu ordonnée des tétraèdres SiO₄ qui les composent. Les principaux facteurs de dégradation et d'altération des verres vont être: 1) la chimie originelle des verres, et la saturation en silice du magma et l'influence des phénocristaux et cristaux primaires associés aux verres, 2) les paramètres physiques tels que température, porosité, perméabilité 3) le pH et le chimisme des solutions de porosité allant d'une composition météorique à hydrothermale, variable au cours de l'altération (Fisher & Schmincke, 1984 ; Cuadros *et al.*, 1999). L'altération des tufs en bentonites est également fonction de la taille des grains, les particules les plus grossières étant moins facilement dégradées (Hay & Guldman, 1987 ; Kiipli *et al.*, 1997). Enfin Bouroz & Spears (1985) ont montré l'influence de la végétation et de l'action pédogénétique sur l'évolution des cinérites déposées en milieu continental, responsable de l'apparition des différentes phases argileuses.

Les processus d'altération commencent par la diffusion de l'eau et d'ions dans les verres puis par un réarrangement de la structure, suivi d'une dissolution congruente et précipitation de nouvelles phases minérales (Cuadros *et al.*, 1999). Les études expérimentales montrent l'apparition d'allophane jouant le rôle de précurseurs avant la précipitation de smectites qui forment des sites de nucléation pour la cristallisation de nouvelles phases argileuses (Cuadros *et al.*, 1999). Des variantes existent entre l'altération de verres volcaniques basaltiques par rapport aux verres volcaniques acides (Fisher & Schmincke, 1984). Les verres dérivant d'un magma basique et ultrabasique vont dans un premier temps s'altérer en palagonite (verre jaunâtre hydraté) à faible température, pour former des nontronites (smectites dioctaédriques ferrifères) si le système est ouvert ou des smectites trioctaédriques, dioctaédriques ferri-potassiques et phillipsites (zéolites potasso-sodiques) si le système est fermé. Opale, carbonates, oxydes de Fe ou Mn, et plus rarement gypse accompagnent l'altération des palagonites. Illite et I/S sont des phases argileuses néoformées qu'il est possible de voir précipiter selon le pH, la chlorite constituant le terme ultime d'altération des palagonites (Fisher & Schmincke, 1984 ; Cuadros *et al.*, 1999). Cette altération s'accompagne d'une hydratation, d'une oxydation du fer et d'une perte en Ca et Na (Fischer & Schmincke, 1984).

Les verres acides sont plus résistants, mais seront rapidement dissous à pH 9. Leur processus d'altération est semblable à celui des palagonites, l'hydratation s'accompagnant d'une perte des alcalins et une oxydation du fer. Les produits d'altération vont être des montmorillonites de composition variable et des zéolites du type clinoptilolite/heulandite. Les cinérites de composition acide à intermédiaire dans les environnements marins profonds auront tendance à être altérées essentiellement en smectite avec une proportion faible de zéolites (Hein & Scholl, 1978). La néoformation d'illite ou d'hallowysite à partir d'altération de verres acides de rhyolite ou d'andésite est également décrite dans quelques cas (Imbert & Desprairies, 1987). La formation de kaolinite et de feldspaths potassiques est liée au taux de solubilité de la silice, à la température et au pH de l'eau environnante (Kiipli *et al.*, 1997). Pour des environnements peu profonds, avec un faible lessivage et un excès de Mg²⁺, la formation de smectites et zéolites, gouvernée par le Fe libéré lors de l'hydrolyse du matériel primaire (Yalçin & Gümüşer, 2000), se réalisent selon une réaction du type:

Verres volcaniques + H₂O → (hydrolyse) → gels de silicate d'alumine hydratés → smectites et /ou zéolites + silice hydratée + H₂O + cations

Hay & Guldman (1987), qui ont travaillé sur l'altération de téphra acides en environnement lacustre, montrent l'importance des conditions d'alcalinité sur la néoformation des phases minérales et discutent de l'évolution des différents degrés d'altération des cinérites en bentonites. Les smectites se déposent sous forme d'une fine pellicule sur les verres et ponces en même temps que ceux-ci sont corrodés et dissous. Smectite et opale viennent remplir la porosité et remplacent les piliers des ponces. Puis la précipitation de clinoptilolite apparaît sous forme d'agrégats à la place des ponces ou en remplissage de cavités. La clinoptilolite est plus ou moins remplacée par de l'analcime au cours de la diagenèse.

Les pertes de masses au cours de l'altération sont variables mais plus importantes pour des téphras acides (rhyolite) que pour des dacites ou des andésites (Kiipli *et al.*, 1997). Hay & Guldman (1987), indiquent que l'altération de 100 g d'obsidienne de composition rhyolitique devrait fournir 64g de montmorillonite, 5g de clinoptilolite et 40g d'opale. Compton *et al.* (1999), constatent que la réaction d'altération des verres en smectites coïncide avec le passage d'opale A en opale CT et évaluent une température de formation voisine de 40° C. Imbert & Desprairies (1987), invoquent quant à eux une température de 60°C et Ogihara (2000), propose une température de 40-55°C pour la transformation de verres en clinoptilolite. Le passage de bentonites en K-

bentonites ou metabentonites (riches en I/S) nécessiterait des températures de 50-120°C, et correspondrait au passage opale CT-quartz (Compton *et al.*, 1999). Peu d'indications sont fournis sur les temps de transformation de tufs ou cinérites en bentonites, la limite entre les deux termes étant par ailleurs difficile à définir puisque plusieurs stades de dévitrification existent (Fisher & Schmincke, 1984). Si l'altération peut s'effectuer rapidement dans certaines conditions comme le suggère des dépôts quaternaires en méditerranée ou dans les océans actuels (Millot, 1964 ; Fisher & Schmincke, 1984), Hein & Scholl (1978), ont pu toutefois estimer à 5-6 Ma le temps de transformation de niveaux de cendres rhyolitiques en bentonites en environnements marin profonds.

2.4 - Minéralogie des bentonites

2.4.1 - Pétrographie des bentonites et minéralogie de la fraction non argileuse

2.4.1.1 - Les phases pyroclastiques

Les bentonites et tonsteins primaires contiennent une faible à très faible concentration de cristaux d'origine volcanique (Pacey, 1984 ; Roberts & Merriman, 1990). A titre d'exemple, Berry (1999) a pu récupérer 1 g de verres dévitrifiés, de sanidines et de biotites sur 25 kg de bentonite traitée. La phase pyroclastique est noyée dans la matrice argileuse qui constitue 80 à 95 % de la roche (Jeans *et al.*, 1977 ; Kolata *et al.*, 1996). L'essentiel de la roche correspond aux différentes phases diagénétiques, qui surviennent au cours de l'altération, de la diagenèse précoce, tardive ou d'enfouissement, ainsi qu'aux minéraux détritiques incorporés. Fisher & Schmincke (1984), notent que les cristaux ou grains pyroclastiques sont abondants dans les retombées de cendres de la taille des sables et minoritaires dans les fractions inférieures à la taille des silt où les éclats de verres volcaniques sont majoritaires, lié en parti au fractionnement éolien lors du transport troposphérique des cendres. Parmi les cristaux pyroclastiques fréquemment reconnus dans les bentonites et tonsteins, on retrouve : feldspaths potassiques et sodiques, biotites, quartz automorphes, cristaux d'apatites et zircons euhédraux, plus rarement amphiboles, pyroxènes, sphènes, rutiles, anatases, ilménites et magnétites (Bernoulli & Peters, 1970 ; Jeans *et al.*, 1977, 2000 ; Pacey, 1984 ; Diessel, 1985 ; Teale & Spears, 1986 ; Zimmerle, 1989 ; Merriman & Roberts, 1990 ; Roberts & Merriman, 1990 ; Von Rad & Thurow, 1991 ; Weiss *et al.*, 1992 ; Kolata *et al.*, 1996, Lipiarski & Muszynski, 1997 ; Berry, 1999). Ces minéraux sont décrits en proportions variables dans les niveaux d'accumulation de matériel pyroclastique de granulométrie, degrés d'induration et d'altération différents (Fisher & Schmincke, 1984 ; Morton & Knox, 1990 ; Yalçin & Gümüşer, 2000).

Les verres volcaniques sous forme d'échardes et les ponces, qui sont les principaux constituants des tufs et cinérites (Fisher & Schmincke, 1984), ainsi que la texture originelle vitroclastique, ne sont pas toujours facilement identifiables dans les niveaux de bentonites et tonsteins (Kolata *et al.*, 1996 ; Spears *et al.*, 1999). La dévitrification parfois complète de ces matériaux hyalins et leur recristallisation en minéraux argileux rend délicate l'interprétation des bentonites en terme d'altération de produits volcaniques originels (Fritz & Vanko, 1992). Les différentes morphologies, colorations, indices de réfraction et chimismes des verres volcaniques constituent de bons indicateurs de la nature chimique du volcanisme et du type de volcanisme (explosif, aérien, sous-marin,..., Fisher & Schmincke, 1984). Ces phases hyalines sont parfois observées sous forme de fragments isolés dans certaines bentonites (Jeans *et al.*, 1977 ; Pacey, 1984 ; Von Rad & Thurow, 1991). Il s'agit de fragments individuels, en débris plats, cunéiformes ou présentant des structures particulières de dégazage (bubblewall et forme en Y), des sphérulites de verre, des particules vitreuses massives à cassures subconchoïdales, ou des éclats de ponces vésiculaires. Les ponces sont fréquemment associées aux échardes de verres mais seront facilement transportables par flottaison en raison de leur faible densité et forte vésicularité (Fisher & Schmincke, 1984 ; Pacey, 1984). Leur désintégration est rapide et s'effectue souvent avant d'atteindre le fond de l'eau, formant de petits débris <50 µm facilement altérables en smectite (Pacey, 1984). Dans certains cas, des reliques de texture vitreuse sont bien préservées : Spears *et al.*, 1999, observent quelques poches lenticulaires d'origine diagénétique montrant une bonne conservation des fragments vitreux dans des bentonites centimétriques namuriennes (fig. 4.11). Jeans *et al.* (1977 et 2000), ont également pu décrire des zones de bonne préservation du matériel vitreux dans des nodules calcaires de 30 cm ("Fuller's Earth" du Bathonien de Combe Hay) ou dans des nodules silicifiés des Fuller's earth du Crétacé inférieur de Patesson Count.

Les verres y sont abondants, et constituent des lamines avec les ponces et les feldspaths. Les fragments de verres sont colorés, jaunâtres à brun pâle, partiellement dévitrifiés et zéolitisés présentant des formes triangulaires, en U ou en Y, et des bulles circulaires de 90µm. Des verres en cours d'altération de couleur

jaunâtre (palagonite) montrant des néoformations de chlorite et d'interstratifiés I/S sont également identifiés par Merriman & Roberts (1990). Berry (1999), observe dans la fraction intermédiaire (80-150 µm) des "Otay type waxy" bentonites éocène/oligocène de San Diego, des composés vitreux, des pseudomorphoses d'échardes et une dévitrification partielle de certains verres en opale A et CT. Certains verres ayant subi une hydratation partielle, présentent des processus de zéolitisation en clinoptilolite et de remplacement partiel ou total en smectite (Von Rad & Thurow, 1991). L'ensemble de ces observations d'altération de verres est cohérent avec les données fournies par Fisher & Schmincke (1984) sur différents types de dégradation de produits hyalins en environnements variés (cf § 2.3.2).

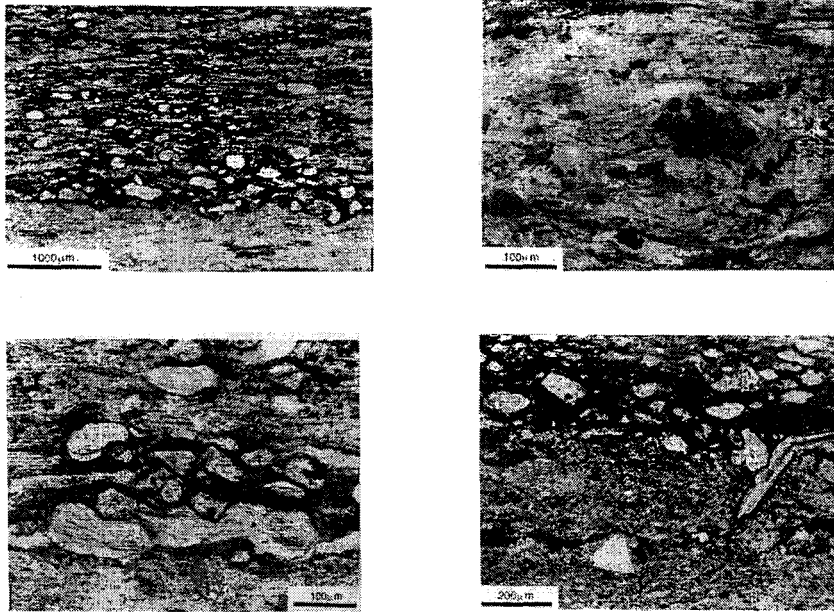


Fig. 4.11 - Vue en lame mince de niveaux de bentonites namurinennes montrant un contact net avec les marnes encaissantes et un granoclassement normal (a), des lentilles à verres volcaniques peu altérés et compactés (b), des cristaux de feldspaths et biotite peu altérés noyés dans une matrice pyritisée (c, d ; Spears *et al.*, 1999)

Le quartz est souvent identifié par DRX sur des poudres de bentonite mais en faible proportion par rapport aux poudres de sédiments détritiques encaissants. Les grains de quartz présentant des formes plus ou moins émoussées sont difficilement distinguables des quartz détritiques liés à la contamination (Bernoulli & Peters, 1970). En revanche, dans des bentonites ou tonsteins, des cristaux de quartz d'aspect anguleux, allongés, parfois bipyramidaux avec un agencement géométrique des faces suggérant une forme β , indiquent sans ambiguïté une origine volcanique (Weiss *et al.*, 1992 ; Formoso, 1997) impliquant généralement un volcanisme acide. Certains grains de quartz présentent une précipitation de calcédoine sur leur bordure (Diessel, 1985). Les travaux de Kolata *et al.* (1996), montrent des teneurs en quartz volcaniques très variables entre les K-bentonites ordoviciennes, avec 25% de la fraction non argileuse pour Millbrig et 1% pour le niveau Deicke. Les grains y sont subautomorphes à xénomorphes, certains présentant des faces pyramidales fracturées au cours de l'éruption.

La nature des cristaux de feldspaths rencontrés est très hétérogène, et sera fonction de la chimie du volcanisme (Fisher & Schmincke, 1984). Les cristaux de sanidine HT sont les plus fréquemment décrits et concernent les dépôts pyroclastiques de volcanisme intermédiaire à acide (Bernoulli, 1970 ; Jeans *et al.*, 1977, 2000 ; Pacey, 1984 ; Von Rad & Thurow, 1991 ; Weiss *et al.*, 1992 ; Lipiarski & Muszynski, 1997 ; Berry, 1999). Weiss *et al.* (1992), observent une composition constante de la sanidine dans les tonsteins tchécoslovaques et décrivent un faible degré d'altération en kaolinite, ainsi qu'un fort degré de désordre dans la distribution de la silice et de l'aluminium, propre aux sanidines. Dans certains cas, les sanidines peuvent être remplacées partiellement par des carbonates (Jeans *et al.*, 1977). Morton & Knox (1990), observent une grande diversité de feldspaths dans les téphra du Paléocène/Eocène du NW de l'Europe avec des plagioclases de la série labradorite-bytownite, des anorthoclases et une majorité de sanidines. Certains de ces feldspaths contiennent des inclusions vitreuses non altérées permettant une analyse à la microsonde. Des plagioclases du type bytownite, sont également décrits dans certains tonsteins (Diessel 1985 ; Weiss *et al.*, 1992). Les cristaux de feldspath néoformés sont fréquents (albite, microcline, sanidine BT) et pourraient constituer un des produits d'altération des verres comme le suggèrent Jeans *et al.* (1977) observant une augmentation de microcline au détriment du matériel hyalin. Enfin, certaines K-bentonites ordoviciennes où les plagioclases sont majoritaires peuvent être

distinguées par le type identifié: andésine (An30-50) pour le niveau Millbrig, labradorite (An50-70) pour le niveau Deicke (Kolata *et al.*, 1996).

Les biotites sont peut être les cristaux d'origine volcanique les plus fréquemment décrits au sein des bentonites et tonsteins pour un volcanisme intermédiaire à acide. Kolata *et al.* (1996), indiquent la présence de fortes concentrations de particules de biotites dans les K-bentonites ordoviciennes et calculent une proportion de 30% de la fraction non argileuse pour les bentonites Millbrig et Kinnekulle. La concentration de ces grains constitue parfois la fraction grossière des bentonites qui montrent un granoclassement normal avec ces biotites, les cristaux de feldspath et les quartz automorphes (Spears *et al.*, 1999). Les degrés d'altération de biotites sont variables et consistent souvent en un remplacement par des pseudomorphoses de kaolinite (Spears *et al.*, 1999 ; Burger, 1983 ; Lipiarski, 1997 ; Lipiarski & Muszynski, 1997), parfois par des interstratifiés I/S (Diessel, 1985), de la chlorite ou des micas blancs (Merriman & Roberts, 1990 ; Roberts & Merriman, 1990) ou en carbonates (Jeans *et al.*, 1977). Weiss *et al.* (1992), qui ont réalisé de nombreuses observations et mesures sur les biotites de tonsteins tchécoslovaques du Carbonifère supérieur, ont pu identifier un gradient (solution solide) entre un terme de biotite peu altérée de type 1M et 2M1 et des kaolinites en fonction de la répartition du K, Si, (Fe+Mg+Mn) et Ti. Le remplacement des feuilletts de biotite par de la kaolinite serait le résultat d'un lessivage des alcalins (particulièrement du K) en environnement acide par un processus de dissolution congruente de feuilletts de biotite et de cristallisation de kaolinite. Les analyses par MET haute résolution révèlent une dissolution de biotite et une croissance interne de feuilletts de kaolinite.

Zircons et apatites sont souvent présents en faible proportion, mais facilement identifiables par leur forme automorphe. Comme les biotites et sanidines, ces cristaux sont concentrés par densimétrie et utilisés à des fins de datations radiométriques ou d'analyses géochimiques par microsonde pour permettre des corrélations entre différents niveaux (Samson *et al.*, 1988, 1989, 1995 ; Tucker *et al.*, 1990 ; Baadsgaard *et al.*, 1993 ; Haynes *et al.*, 1995 ; Tucker & McKerrow, 1995 ; Lyons *et al.*, 1997 ; Batchelor & Jeppsson, 1999, 2000 ; Min *et al.*, 2001). Kolata *et al.* (1996) estiment à 1% de la fraction non argileuse leur proportion dans les K-bentonites ordoviciennes avec des tailles variant de 100 à 500 µm en longueur et présentant des rapports longueur/largeur de 3:1 à 8:1 pour les zircons et de 2:1 à 3:1 pour les apatites, les zircons de forme allongés donnant des âges plus significatifs.

2.4.1.2 - Les phases diagénétiques et détritiques

Carbonates, pyrite, feldspaths et zéolites sont les phases diagénétiques les plus communes des bentonites et tonsteins, accompagnées accessoirement par du talc, des oxydes et hydroxydes de fer, titane et manganèse, de la fluorine, et de la glauconite (Jeans *et al.*, 1977 ; Von Rad & Thurow, 1991 ; Merriman & Roberts, 1990 ; Spears *et al.*, 1999 ; Kolata *et al.*, 1996 ; Laviano & Mongelli, 1996 ; Christidis *et al.*, 1997, 1999 ; Berry, 1999 ; Yalçin & Günüser, 2000). Kolata *et al.* (1996) notent comme principaux minéraux néoformés dans les K-bentonites ordoviciennes, la présence de nombreux cristaux de feldspaths authigènes, incluant des feldspaths potassiques albitisés, des albites secondaires provenant de plagioclases, des feldspaths potassiques secondaires provenant de l'altération de sanidines ou de plagioclases, ainsi que des oxydes de titane (rutile et anatase) en pseudomorphose d'ilménite, de l'hématite, de la pyrite, de la calcite et du gypse.

Les minéraux carbonatés authigènes correspondent à de la calcite, dolomite, sidérite et ankérite automorphes. Ces minéraux précipitent dans la matrice, la porosité et les fractures pour les tufs et se présentent sous forme de calcite sparitique à section hexagonale, carrée ou prismatique dans les épais dépôts de bentonites crétacés du Nord de la Turquie (Yalçin & Günüser, 2000). De la sidérite sous forme de petits grains à section carrée ou hexagonal est également observée dans ces bentonites. Christidis *et al.* (1997), décrivent par ailleurs des précipitations importantes de carbonates sous forme de lentilles avec des grains de calcite automorphes de la taille des silts fins, mélangés avec de larges cristaux de carbonates détritiques plus ou moins cassés, à cavités de dissolution. Ces mêmes auteurs indiquent la présence de dolomite abondante, idiomorphe à xénomorphe, plus ou moins dissoute (5-30 µm) ainsi que la présence d'aragonite et suggèrent d'une dolomitisation synchrone avec les processus de dévitrification. La teneur en Mg nécessaire proviendrait soit des roches sous-jacentes, soit du Mg contenu dans les verres volcaniques. La faible salinité, le pH relativement faible et le rapport élevé Mg/Ca seraient favorables à la formation de la dolomite. Spears *et al.* (1999), indiquent que la calcite et la dolomite ferrifère sont les minéraux diagénétiques communs des bentonites pouvant résulter de l'altération de ponces. Enfin, Jeans *et al.* (1977) remarquent que les bentonites secondaires sont marquées par une forte proportion de carbonates.

Les zéolites rencontrées comprennent principalement la clinoptilolite, l'heulandite, et l'analcime, plus rarement la phillipsite et la mordénite (Jeans *et al.*, 1977 ; Diessel, 1985 ; Von Rad & Thurow, 1992 ; Laviano & Mongelli, 1996 ; Berry, 1999 ; Yalçin & Günüser, 2000). Elles constituent les minéraux secondaires d'altération de verres volcaniques les plus communs après la smectite (Fisher et Schmincke, 1984). La silice néoformée se

présente sous forme de cristobalite parfois jusqu'à 20% de la roche totale (Laviano & Mongelli, 1996), d'opale A et CT (Christidis *et al.*, 1997 ; Berry, 1999 ; Yalçin & Günüşer, 2000), et de calcédoine (Diessel, 1985 ; Lipiarski & Muszynski, 1997).

Les grains détritiques sont abondants dans les bentonites secondaires et généralement peu présents dans les bentonites primaires. Ils se marquent par des cristaux subautomorphes à xénomorphes plus ou moins altérés, de la taille des silts, incluant classiquement quartz émoussés, feldspaths, muscovites, zircons émoussés, titanites, grenats, tourmalines, épidotes, hornblendes, rutiles et staurotides (Jeans *et al.*, 1977 ; Von Rad & Thurow, 1991).

2.4.2 - La fraction argileuse

La minéralogie de la fraction argileuse permet de différencier bentonite, K-bentonite et tonsteins. Les bentonites, peu affectées par la diagenèse d'enfouissement sont essentiellement constituées de minéraux argileux gonflants de la famille des smectites. Leurs équivalents latéraux en milieux continentaux sont dominés par la kaolinite et constituent les kaolinite-bentonites ou tonsteins (Fisher & Schmincke, 1984, fig. 4.12). Les K-bentonites sont caractérisées par une forte teneur en potassium liée à la présence d'illite sous forme d'interstratifiés I/S. Ces dernières sont classiquement enregistrées dans des séries sédimentaires anciennes où les conditions de diagenèse d'enfouissement thermique liée à la surcharge ont permis la transformation de smectites en interstratifiés I/S, illite et/ou chlorite (Fisher & Schmincke, 1984). Cependant, le terme de bentonite ne correspond pas à une minéralogie rigoureusement définie, le type de smectites et les phases argileuses complémentaires pouvant varier d'un dépôt à l'autre. Berry (1999) constate cependant que les "waxy bentonites" éocènes et oligocènes présentent de très faibles variations minéralogiques (1 à 2%) avec un cortège argileux dominé à 95% par des I/S de Reichweite 0 (R0), à 85% de smectites dioctaédriques et 15% de micas dioctaédriques. Les minéraux argileux gonflants les plus fréquemment rencontrés correspondent à des smectites riches en Mg ou de type Cheto (Grim & Güven, 1978 ; Pacey, 1984), mais dépendent fortement de la chimie des produits volcaniques altérés et dans une moindre mesure de la composition de l'eau de mer. Ainsi, la composition des smectites varie depuis un pôle à smectites trioctaédriques (hectorite à saponite) jusqu'à un pôle à smectites dioctaédriques (série montmorillonite-beidellite-nontronite). Hein & Scholl (1978), ont pu montrer que différentes bentonites formées au Néogène en mer de Béring, présentaient une composition en saponite-nontronite et un rapport Fe/Al élevé pour des niveaux correspondant à l'altération de verres basaltiques, et une composition en montmorillonite pour des niveaux d'altération de produits volcaniques acides avec des rapports Fe/Al et Ti/Al faibles. Les montmorillonites et les Al-beidellites sont les espèces les plus fréquentes (Fisher & Schmincke, 1984) et proviennent généralement de produits volcanoclastiques de type rhyo-dacitique. A titre d'exemple, Von Rad & Thurow (1991), décrivent une composition moyenne de 95% et jusqu'à 99% de montmorillonite pure pour des bentonites, de nature originelle dacitique à rhyolitique. Pour le même type de matériel volcanique, Yalçin & Günüşer (2000), mentionnent une altération en smectites dioctaédriques avec des Ca-montmorillonites de type Wyoming et Na-beidellites et constatent que les Na-smectites sont associées aux bentonites alors que les Ca-smectites sont représentatives de l'altération de tufs de même composition originelle. Pour une bentonite de dépôt pyroclastique trachyandésitique altérée en contexte fluviatile, Christidis *et al.* (1997), caractérisent des montmorillonites de type Otay, d'après le diagramme ternaire Fe-Mg-Al de Güven (1988).

La kaolinite constitue la deuxième phase argileuse fréquemment rencontrée dans les bentonites (Spears & Duff, 1984 ; Teale & Spears, 1986 ; Spears *et al.*, 1999) sans que son origine soit clairement établie dans des bentonites formées en milieu marin franc (Spears *et al.*, 1999). C'est pourquoi Teale & Spears (1986), utilisent un rapport $(K+I/S)/\Sigma\text{argiles}$ pour définir une "proportion volcanique" permettant de discriminer les niveaux de bentonites (tendant vers 1) des niveaux détritiques (tendant vers 0).

Les kaolinite-bentonites, caractéristiques des milieux continentaux, constituent de fines intercalations argileuses dans les séries houillères. Leur minéralogie est liée à l'acidité du milieu et à la forte teneur en matière organique. La faible salinité du milieu semble également contrôler la néoformation de kaolinite. Celle-ci se présente sous forme de cristaux plats ou tabulaires, pseudo-hexagonaux de 2 à 10µm, ou sous forme vermiculaire, (Weiss *et al.*, 1992 ; Formoso, 1997). Elle prend parfois l'aspect de pellets ou de petites lentilles de kaolinite microcristalline plus ou moins colorées par la matière organique (Lipiarski & Muszynski, 1997). La présence de vermicules de kaolinite suggère une altération *in situ* (Formoso, 1997). La présence de dickite a pu être identifiée par Zaritski (1985).

Dans le cas où les dépôts de tonsteins sont épais, une proportion importante de smectites ou d'interstratifiés illite/smectite est identifiée au centre. Ce type de répartition des phases argileuses met en évidence l'importance prédominante des fluides contenus dans la porosité sur la distribution des différentes phases minérales, une augmentation de la salinité lors de forts taux de sédimentation de matériel volcanique engendrant un domaine de stabilité propre aux smectites plutôt qu'à la kaolinite (Zaritski, 1985, Spears *et al.*, 1999).

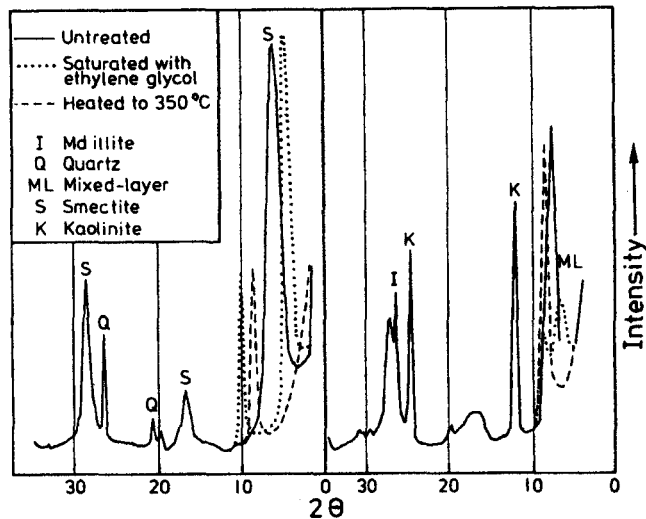


Fig. 4.12 - Exemple de DRX (fraction argileuse) sur une bentonite du Wyoming (à gauche) et d'une K-bentonite dévonienne du bassin des Appalaches (à droite, Roen & Hosterman, 1982 in Fisher & Schmincke, 1984)

Les K-bentonites présentent des proportions très variables de feuillets gonflants dans les interstratifiés illite/smectite (Kolata *et al.*, 1996 ; Teale & Spears, 1986 ; Merriman & Roberts, 1990 ; Kiipli *et al.*, 1997). Les K-bentonites ordoviciennes de l'Est des Etats-Unis montrent différentes espèces d'interstratifiés depuis des I/S R0 avec 55% d'illite jusqu'à des I/S de type R3 à 95% d'illite (Kolata *et al.*, 1996). Ces variations correspondent aux trois stades définis par Vasseur & Velde (1993) avec 1) des R0 contenant entre 50 et 100% de feuillets de smectites 2) passage à des R1 contenant 5 à 50 % de smectite 3) dissolution des I/S et cristallisation d'illite pure. Les facteurs critiques d'apparition de ces différents interstratifiés sont fonction de la température, de l'activité cationique et de la migration de fluides. Les K-bentonites ordoviciennes des Etats-Unis qui sont enregistrées dans des environnements et contextes géologiques variés et qui se présentent sous différents types d'interstratifiés, ne montrent cependant pas de variations significatives, corrélables à l'enfouissement ou l'augmentation de température supposée (Kolata *et al.*, 1996). Par ailleurs, la formation d'interstratifiés I/S n'est pas nécessairement liée aux conditions de température ou de surcharge, puisque Yaşin & Günüşer (2000), identifient des I/S directement à partir d'altération de matériel vitroclastique avec l'apport de potassium nécessaire fourni par les pyroclastes, confirmant les observations de Huff & Tükmenuglu (1981). La répartition verticale du K dans les K-bentonites est variable, Velde & Bruswitz (1982) ayant montré que la teneur en K d'épaisses K-bentonites ordoviciennes de Suède fluctuait et diminuait au centre. Kiipli *et al.* (1997), montrent sur des K-bentonites siluriennes d'Estonie, la forte variabilité minéralogique d'un même niveau (K-bentonite dominées par des I/S, I/S + Kaolinite, I/S + K-feldspath, K-feldspath). Les auteurs interprètent ces variations indépendamment de la chimie du volcanisme originel mais en fonction des différents faciès des roches encaissantes liés aux environnements de dépôts. Température, pH et alcalinité seraient les principaux facteurs intervenant sur les différents degrés de solubilité de la silice des verres volcaniques. La cinétique et l'importance de ces réactions de solubilité joueraient sur la néoformation des différentes phases minéralogiques obtenues. Les K-bentonites sont donc fréquemment associées à de la kaolinite en plus ou moins forte proportion (Teale & Spears, 1986 ; Kolata *et al.*, 1996 ; Kiipli *et al.*, 1997 ; Spears *et al.*, 1999).

Les autres phases argileuses mises en évidence dans des bentonites, K-bentonites ou tonsteins correspondent à l'illite, la chlorite et la vermiculite. Elles seraient liées à une contamination plus ou moins importante avec des argiles détritiques. La proportion de ces minéraux argileux est d'ailleurs plus forte dans les bentonites secondaires remobilisées, que dans les bentonites primaires, et corrélable avec l'enrichissement en quartz et feldspaths détritiques (Teale & Spears, 1986 ; Von Rad & Thurow, 1991 ; Laviano & Montgelli, 1996 ; Berry, 1999).

2.5 - Géochimie des bentonites

2.5.1 - Majeurs

Bien que la composition chimique des bentonites varie en fonction de la nature du magmatisme originel et des conditions d'altération et de diagenèse, une composition moyenne peut être avancée avec des teneurs de l'ordre de 55 à 75% de SiO₂, 15-25 % d'Al₂O₃, jusqu'à 5% de Fe₂O₃, 3% de MgO et K₂O avec K₂O > Na₂O et <1% de Na₂O (Fischer & Schmincke, 1984).

La proportion de SiO₂ est généralement moindre dans les bentonites que dans les niveaux détritiques résultant d'une sédimentation normale, à l'inverse de la teneur en Al₂O₃ (Merriman & Roberts, 1990; Roberts & Merriman, 1990; Clayton *et al.*, 1996; Spears *et al.*, 1999). Ceci reflète la forte teneur en argiles des bentonites par rapport au quartz et la faible mobilité de l'aluminium au cours de l'altération et de la diagenèse des cendres (Spears & Kanaris-Sotiriou, 1979; Merriman & Roberts, 1990; Spears *et al.*, 1999). Spears *et al.* (1999) constatent que la proportion trop élevée d'Al₂O₃ mesurée dans les bentonites par rapport à la composition originelle de verres volcaniques rend compte du départ d'un certain nombre d'éléments majeurs, et en particulier de SiO₂. La rétention de silice dans les dépôts pyroclastiques dépend des minéraux argileux formés, eux mêmes tributaires de la composition des eaux de porosité (Spears *et al.*, 1999). La teneur en K₂O va dépendre de la teneur en minéraux illitiques dans la fraction argileuse, sous forme de feuillets d'illite dans les interstratifiés I/S (Kolata *et al.*, 1996 ; Spears *et al.*, 1999). L'origine du potassium est cependant discutable pour la formation de ces I/S et peut provenir aussi bien des pyroclastes dévitrifiés et des feldspaths volcaniques que des roches encaissantes par transfert de fluides, sachant que les bentonites sont des milieux relativement ouverts (Merriman, & Roberts, 1990 ; Spears *et al.*, 1999). Yalçin & Gümüşer (2000), ont comparé la géochimie de majeurs de plusieurs tufs non altérés et bentonites associées, afin de tester les départs d'éléments et les enrichissements au cours de l'altération. La teneur mesurée en K₂O diminue entre les tufs non altérés et les bentonites. Le K₂O est principalement retenu dans les biotites du matériel pyroclastique frais et va plus ou moins s'incorporer dans les I/S des bentonites au cours du temps. En revanche, le fer et le magnésium sont en plus grande quantité dans les bentonites et sont incorporés dans les zéolites et smectites, ce qui nécessite un apport externe. Ces mêmes conclusions sont admises par Fischer & Schmincke (1984) pour qui Mg serait apporté par l'eau de mer et par Spears *et al.* (1999), qui notent une proportion de fer (sous forme de pyrite) trop importante pour refléter la composition originelle des cendres étant donné la nature différenciée de leur volcanisme. Les teneurs en Na₂O, CaO et P₂O₅ sont également fortement dépendantes des processus de diagenèse, principalement de l'incorporation de carbonates et phosphates, de la précipitation d'albite ou de la néoformation d'apatite (Pacey, 1984 ; Spears *et al.*, 1999).

Fritz & Vanko (1992), utilisent un index chimique d'altération (CIA) défini par $CIA = Al_2O_3 / (Al_2O_3 + CaO_{sil.} + Na_2O + K_2O)$, permettant de rendre compte du degré d'altération et de différencier les bentonites (moins altérées) des niveaux d'argiles détritiques. Les valeurs standards de sédiments détritiques normaux présentent un CIA compris entre 0,70 et 0,75, alors que les produits d'altération de cendres volcaniques présentent des valeurs très proches de rhyolites et granites frais autour de 0,45-0,55. Ce type d'analyse indique que malgré l'argilisation, les bentonites conservent un signal géochimique originel. Yalçin & Gümüşer (2000), notent également une très bonne correspondance entre des profils de majeurs et d'éléments traces de verres et grains pyroclastiques de matériel volcanique frais et les bentonites associées. Berry (1999), mentionnent une remarquable similitude entre des analyses géochimiques sur les "Otay type waxy" bentonites primaires de l'Eocène/Oligocène et les verres volcaniques non altérés de ces même niveaux. Dans ce cas, rare, de très bonne préservation des caractéristiques chimiques originelles, l'emploi de diagrammes utilisant les éléments majeurs (Diagramme AFM ou Na₂O+K₂O vs SiO₂) est possible et présente des résultats proches de diagrammes se basant sur des éléments traces immobiles. TiO₂ est un oxyde souvent présent en forte proportion dans les bentonites par rapport aux roches encaissantes (Spears & Kanaris-Sotiriou, 1979 ; Teale & Spears, 1986 ; Morton & Knox, 1990 ; Laviano & Mongelli, 1996). Comme l'aluminium, Ti est relativement immobile au cours des processus d'altération et de diagenèse et sera utilisé pour discriminer un volcanisme acide d'un volcanisme basique à l'aide de rapport Fe/Al et Ti/Al (Hein & Scholl, 1978 ; Spears & Kanaris & Sotiriou, 1979). Son utilisation pour des diagrammes permettant de retracer le volcanisme originel est cependant à éviter dans le cas de bentonites secondaires où l'incorporation de grains de rutilés détritiques est fréquente (Spears & Kanaris-Sotiriou, 1979; Teale & Spears, 1986).

2.5.2 - Eléments traces et terres rares

Certain éléments traces présentent classiquement des enrichissements notables dans les bentonites par rapport aux roches encaissantes détritiques. Ces éléments correspondent à la fois aux LILE (Large-Ion Lithophile Element) tel que Ba, Cs, Rb, Sr, Th, U et HFSE (High Field Strength Elements), Zr, Hf, Nb, Ta, Y ainsi qu'au REE (fig. 4.13 ; Spears & Kanaris-Sotiriou, 1979 ; Pacey, 1984 ; Fisher & Schmincke, 1984 ; Roberts & Merriman, 1990 ; Merriman & Roberts, 1990 ; Huff *et al.*, 1993 ; Laviano & Mongelli, 1996 ; Clayton *et al.*, 1996 ; Spears *et al.*, 1999). Quelques éléments sont fréquemment marqués par une anomalie négative tel que Ni, ou Cr, et parfois Rb, Ba et V (Pacey, 1984 ; Fisher & Schmincke, 1984 ; Clayton *et al.*, 1996).

Au cours de l'altération des cendres en argiles, certains éléments vont être plus ou moins mobilisés. Spears *et al.* (1999), notent dans certains cas la contamination de Pb, Cu et Ni associés au Fe depuis les roches encaissantes par des transferts de fluides. Yalçin & Gümüşer (2000), identifient le même type d'enrichissement en Cr, Ni, Co, Cu, Pb et Zn en comparant tufs frais et bentonites associées. Dans le même esprit, Zielinski (1982), a travaillé sur un horizon de cinérite de 20-50 cm du Miocène présentant à la base des verres non altérés passant au sommet à une bentonite (montmorillonite), traduisant des conditions de saturation en eau, restreinte à la base du niveau. L'auteur montre, au cours de la diagenèse, une mobilisation majeure de l'U (la concentration de l'U de la bentonite est de 10 à 15% seulement de la composition initiale des verres) accompagnée dans une moindre mesure par Cs, Rb, Na, K. Il note également une légère augmentation des éléments insolubles Th, Ta, Hf et Al (augmentation de 5 à 50%) et une incorporation assez importante de Ca, Mg, Sr, Sc, P, Cr et Co assimilés dans la structure des argiles, absorbés ou sous forme d'hydroxydes de Fe et de Mn.

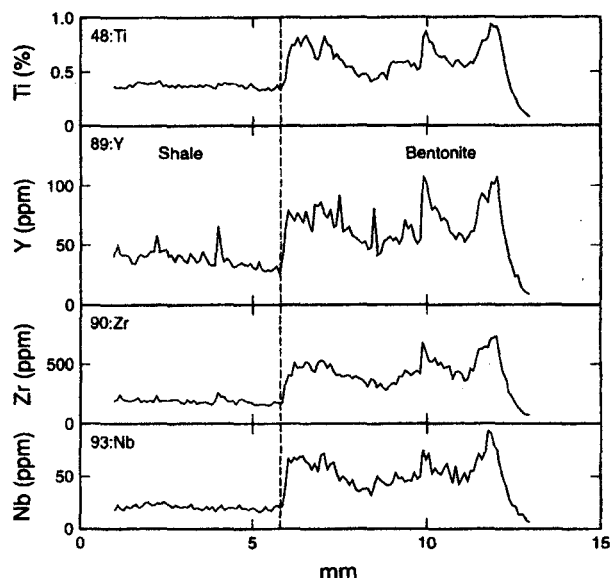


Fig. 4.13 - Profils de concentration d'éléments obtenus par ablation laser ICP-MS au contact shale/bentonite (Spears *et al.*, 1999).

Ba et Sr sont des éléments particulièrement mobiles et se trouvent en proportions très variables dans les bentonites. Classiquement associés aux carbonates diagenétiques, ils peuvent néanmoins refléter la contamination crustale importante de magmas dérivant du manteau et leur distribution depuis les tufs frais aux bentonites semble être contrôlée par la dissolution des feldspaths en smectites ou en carbonates (Yalçin & Gümüşer, 2000). Ainsi Christidis (1997), montre qu'une corrélation entre la teneur en carbonates diagenétiques et la répartition du Sr et Ba n'est pas toujours évidente.

Certains éléments tels que Cr, Zr, Ni, plus Ti, Fe et Al ont été utilisés dans le but de discriminer les produits d'origine volcanique acide de produits plus différenciés (Hein & Scholl, 1978; Spears & Kanaris-Sotiriou, 1979). Cependant Fe et Cr doivent être utilisés avec précaution à la suite de précipitation d'hydroxyde de fer incluant du Cr (Zielinski, 1982 ; Laviano & Mongelli, 1996).

D'une manière plus fiable, les éléments les moins mobiles et les plus discriminants par rapport à la spécificité du volcanisme notamment Y, Zr, Ti, Nb, Ta, Th, Hf, Ga, Sc, Ce, permettront d'approcher le magmatisme originel et seront utilisés pour la corrélation entre différents niveaux de bentonite (fig. 4.14).

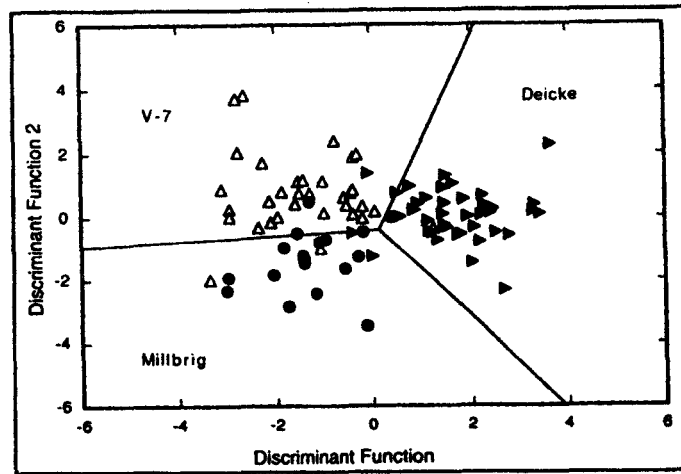


Fig. 4.14 - Traitement statistique géochimique : utilisation de fonctions discriminantes basées sur l'analyse géochimique de 10 éléments immobiles permettant de séparer les niveaux Deicke, Millbrig et V7 (Kolata *et al.*, 1996)

Les diagrammes de Winchester & Floyd (1977), Wood (1980), Pearce *et al.* (1984) et Leat *et al.* (1986), sont les plus largement utilisés (Huff, 1983 ; Huff *et al.*, 1993 ; Spears & Duff, 1984 ; Teale & Spears, 1986 ; Merriman & Roberts, 1990 ; Morton & Knox, 1990 ; Roberts & Merriman, 1990 ; Berry, 1999). Le diagramme de Winchester & Floyd (1977), permet la distinction entre les différents champs et produits magmatiques, différenciés, basiques ou ultrabasiques, de séries calco-alcalines ou alcalines. Il est basé sur le rapport Nb/Y, la teneur en Ce ou Ga pour les indices d'alcalinité et sur le rapport Zr/TiO₂ en tant qu'indice de différenciation. Le diagramme le plus communément adopté Nb/Y vs Zr/TiO₂ présente l'avantage de prendre en considération des rapports d'éléments de même degré de mobilité et permet de s'affranchir de l'enrichissement ou de la perte d'un élément par rapport à l'autre au cours des processus d'altération post-dépôt. L'étude de Yalçin & Gütmüser (2000), sur des tufs et bentonites associées montre que l'utilisation de ce type de diagramme semble cohérent puisque les données des différentes roches (bentonites et tufs frais) sont bien regroupées en utilisant les rapports Zr/TiO₂ et Nb/Y. Clayton *et al.* (1996), Christidis (1997) et Spears *et al.* (1999), signalent toutefois des incohérences susceptibles d'apparaître pour certaines bentonites, particulièrement si les teneurs en ces éléments sont faibles, ou si une contamination existe. L'intégration de Zr ou Ti de cristaux de zircons ou rutiles détritiques peut fortement compromettre la validité des résultats. Par ailleurs, le fractionnement minéralogique par densité qui peut se produire au cours des processus de transport éolien et de retombée des cendres sur le fond marin peut entraîner une grande disparité de la concentration de ces éléments immobiles, principalement contenus dans la fraction lourde (Fritz & Vanko, 1992 ; Clayton *et al.*, 1996). De plus, Morton & Knox (1990), compte tenu des fortes variations d'Y que présentent leur téphra suggèrent que cet élément n'est pas si immobile qu'il est classiquement admis, comme le conclue également Christidis (1997, 1998). Dans tous les cas ce type de diagramme doit être manié avec précaution et doit être couplé avec d'autres diagrammes utilisant différents éléments. Les diagrammes de Wood (1980), Pearce *et al.* (1984), Leat *et al.* (1986) ou Bhatia & Crook (1986, in Laviano & Mongelli, 1996) utilisent quant à eux les éléments Zr, Ti, Nb, Th, Hf, Ta, Y, Yb, Rb, Sc et correspondent à des diagrammes volcanotectoniques permettant de relier la nature du magma en fonction des différentes séries géodynamiques existantes (intraplaque, subduction, arrière-arc...).

Les bentonites présentent généralement une forte concentration en terres rares (REE) par rapport à une sédimentation détritique classique (Clayton *et al.*, 1996). De plus, les bentonites sont fréquemment marquées par un enrichissement en REE légères, enrichissement particulièrement visible pour des produits magmatiques différenciés et plus spécialement pour les champs dacite-rhyolite-trachyandésite (Roberts & Merriman, 1990 ; Huff *et al.*, 1993). Le rapport REE légères/REE lourdes est utilisé pour la discrimination de différents types de produits volcaniques notamment le rapport (La/Sm)_N-(La/Yb)_N appliqué par Morton & Knox (1990).

La répartition des REE reflète normalement la composition du magma originel. Berry (1999) voit une très bonne correspondance entre la signature de REE de bentonites et de phénocristaux et verres non altérés. Cependant cette signature dépend de la combinaison de 4 types d'influence (Wray, 1995 ; Clayton *et al.*, 1996) : 1) les minéraux lourds (zircon, monazite, apatite, rutilé...) concentrent préférentiellement les REE. La différenciation durant le transport éolien pourra dans certains cas enrichir ou diminuer la concentration en REE; 2) les réactions de dissolution/recristallisation qui se produisent au cours de la dévitrification et l'argilisation des verres conduit au départ de REE, spécialement pour les REE légères plus mobiles ou parfois à l'incorporation de

REE depuis l'eau de mer, si le milieu réagit en système ouvert; 3) les processus de diagenèse tardive et les phénomènes d'oxydo-réduction jouent un rôle non négligeable; 4) enfin, l'incorporation de matériel détritique (minéraux lourds, argiles, phosphates) par les courants ou la bioturbation peut fausser la répartition de ces éléments. Clayton *et al.* (1996), concluent que la trop forte proportion de REE dans des niveaux de bentonites est suspecte et correspond à un mélange ou à une remobilisation par des courants de fonds de la bentonite (bentonite secondaire) qui aura tendance à concentrer des minéraux lourds.

La deuxième caractéristique est la présence d'une anomalie négative fréquente en Eu (Wray, 1995, 1999 ; Wray & Wood, 1995 ; Wray *et al.*, 1996 ; Jeans *et al.*, 2000). Cette anomalie est en partie due à la cristallisation fractionnée dans la chambre magmatique et à l'incorporation préférentielle d'Eu dans les plagioclases. La concentration d'Eu et de REE légères dans les hornblendes, clinopyroxènes et apatites tend à diminuer également au cours de la différenciation magmatique (Wray, 1995). Ce type d'anomalie dans les profils de terres rares caractérise des produits volcaniques différenciés et sera fréquent pour des bentonites dérivant d'un volcanisme rhyo-dacitique. Cependant ces concentrations sont modulées par les processus d'altération post-dépôt : en conditions réductrices l'Eu³⁺ a tendance à se transformer en Eu²⁺ et devient mobile et soluble (Mac Rae, 1992 ; Wray, 1995). A l'inverse en condition oxydante l'Eu a tendance à précipiter à partir de l'eau de porosité et peut réduire l'anomalie en Eu des bentonites dérivant de produits différenciés. Par ailleurs, l'altération des feldspaths en carbonates pourrait également intervenir sur la concentration de cet élément et expliquer l'absence d'anomalie en Eu pour des bentonites de volcanisme acide (Roberts & Merriman, 1990). L'anomalie négative en Ce est également fréquente pour les bentonites et se corrèle à l'incorporation de phosphates marins et de carbonates (Wray, 1995; Jeans *et al.*, 2000).

3 - Identification de niveaux de bentonites dans la série argileuse du Callovien-Oxfordien

3.1 - Identification d'un niveau riche en smectite dans le forage ANDRA HTM 102

L'étude minéralogique à haute résolution (1éch./m à 1éch./50 cm) réalisée sur les 130 m de sédiments argileux callovo-oxfordiens du forage ANDRA HTM 102 du site de l'Est a révélé l'existence d'un niveau particulièrement riche en smectites dans la partie haute du forage. Ce niveau se trouve à la cote 351,41 m dans un ensemble à alternances d'argilite et de calcaire gris entre les cotes 342,00 m et 360 m (cf chapitre 2). Compte tenu 1) de la forte proportion en smectite (95%) de l'horizon identifié, qui tranche fortement de la composition argileuse des marnes ou argilites encaissantes, et 2) des premières analyses pétrographiques et minéralogiques réalisées, une origine volcanique du niveau était suggérée, en référence aux bentonites (Pellenard, 1998; Pellenard *et al.*, 1999).

La datation de ce niveau par calage biostratigraphique est relativement mal contrainte en raison du manque de faune disponible. Pour la partie haute du Callovo-Oxfordien argileux entre 400 m et 342,70 m, de rares données sont disponibles (fig. 4.15). Malgré un échantillonnage très serré et continu des faunes d'ammonites le long du forage, seulement trois spécimens permettent d'attribuer une valeur de zone ou sous-zone d'ammonite. Il s'agit du genre *Arisphinctes sp.*, à la cote 351,01 m indiquant la zone à Plicatilis, de *Campylites* ou *Neoprionoceras* à 381,35 m indiquant la zone à Cordatum, sous-zone à Costicardia et de *Cardioceras* et *Hecticoceras* caractéristiques entre 431,45 m et 403,80 m indiquant probablement pour le sommet, la base de la sous-zone à Praecordatum (Pellenard 1998, détermination des faunes par D. Marchand, J. Thierry). Une donnée par brachiopodes aux alentours de 362 m indique la zone à Plicatilis (données Garcia, 1996 *in* DIASTRATA, 1997). Les données palynologiques (Jan du Chêne, 1995), permettent de proposer les âges suivants: Oxfordien moyen, zones à Tenuiserratum-Densiplicatum entre 340,28-340,30 m; Oxfordien moyen à inférieur, zones à Densiplicatum-Cordatum entre 345,26-345,28 m et 349,93-349,94 m; Oxfordien inférieur, zones à Cordatum entre 354,96-354,98 m, 360,01-360,04 m et 371,90-371,13 m. Un décalage relativement important peut être constaté entre les données palynologiques et les faunes d'ammonites, mais ces dernières étant plus précises et plus fiables, la limite entre la zone à Cordatum et Plicatilis (passage Oxfordien inférieur - Oxfordien moyen) pourrait être proposée entre 351,01 et 381,35 m. Si l'on se réfère à l'unique datation par brachiopode à cet endroit, cette limite serait entre 362 et 381,35 m. Une limite à 364,50 m est retenue par l'ANDRA et marque le passage de la formation des "Terrains à chailles" à la formation des "Marnes des Eparges" (ANDRA, 1998). La bentonite serait donc intercalée dans l'Oxfordien moyen, 13 m au dessus de la limite Cordatum/Plicatilis.

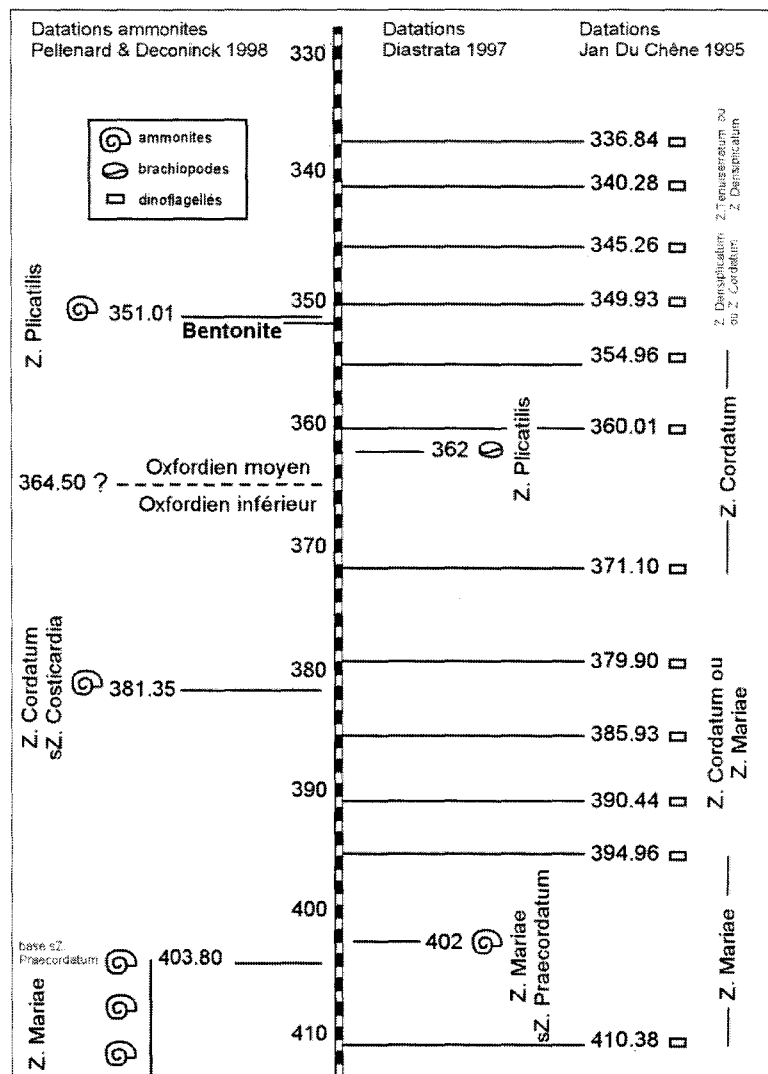


Fig. 4.15 - Datation de la partie haute du forage HTM 102 ANDRA utilisant les différentes données d'ammonites, de brachiopodes et de la palynologie.

3.2 - Identification de bentonites sur l'ensemble des forages ANDRA

Trois forages complémentaires (ANDRA EST103, EST 104 et MSE 101) ont été mis à disposition par l'ANDRA pour la recherche du niveau de cendre et l'identification de nouveaux horizons volcaniques (Pellenard, 2001).

L'intérêt suscité par la reconnaissance de bentonites dans ces forages est 1) la reconnaissance de l'ensemble des hétérogénéités présentes au sein de la couche hôte, qui ne sont pas mises en évidence par une simple lecture des faciès, 2) la prévision d'une réponse particulière par les différentes méthodes utilisées (tests hydrogéologiques, géomécaniques, comportement géochimique des argiles...), si de tels niveaux avaient été échantillonnés lors d'études précédentes ou étaient prélevés lors des prochains tests suite au creusement des puits, 3) la possibilité d'avoir des repères temporels, au sein de la couche homogène, susceptibles d'être identifiés et corrélés entre puits, permettant un calage précis entre forages et rendant possible l'estimation des variations des corps sédimentaires et la mesure des épaisseurs de dépôt 4) l'utilisation de repères lors du creusement des puits permettant de se caler sur les forages.

Une recherche systématique de niveaux répondant aux caractéristiques des bentonites (horizons argileux centimétriques à pluricentimétriques, homogènes distinct par leur rhéologie plastique ou friable, leur couleur) a été menée. Un certain nombre de bancs argileux ou liserés argileux pouvant potentiellement correspondre à de tels niveaux ont été échantillonnés pour analyse diffractométrique, en complément des analyses effectuées sur le

forage HTM102 en 1998 ainsi que sur le forage MSE 101. La cinquantaine d'échantillons traités par DRX n'a révélé que des cortèges argileux caractéristiques d'une sédimentation détritique classique pour le Callovo-Oxfordien du bassin de Paris, c'est à dire des assemblages argileux à illite, interstratifiés I/S R1, chlorite et kaolinite ou des cortèges argileux à illite, interstratifiés I/S R0 et chlorite. Cette recherche a été essentiellement focalisée sur la partie haute de la couche, de 390,7 m à 350 m pour HTM 102 et de 545 m à 504 m pour MSE 101. Ce type de démarche a permis de compléter le log de chantier, qui constituait le référentiel lithologique le plus détaillé, par un levé de carotte très précis de ces zones.

Les deux autres forages EST 103 et EST 104 ont fait l'objet d'une recherche centrée sur la zone où pouvait se situer la bentonite identifiée sur HTM 102 d'après une première corrélation utilisant les outils diagraphiques et surfaces remarquables disponibles. Le niveau identifié à 351,41 m sur HTM 102 a été retrouvé à la fois sur les forages EST 104 à 428,93-429,05 m et EST 103 à 429,30-429,40 m. En revanche, il n'a pas été identifié sur MSE 101 dans l'intervalle pressenti d'après les corrélations par diagraphies (entre 509 et 511 m), ni de part et d'autre de cet intervalle (fig. 4.16).

L'échantillonnage réalisé en 1998 sur HTM102 (1éch/m pour la partie haute) n'avait pas permis d'estimer l'épaisseur du niveau, même si l'enrichissement en smectite à 351,36 m laissait supposer une puissance d'au moins 5 cm. La reconnaissance de l'horizon sur les sondages EST104 et EST103 révèle un épais dépôt compris entre 10 et 12 cm, suggérant un événement volcanique de grande ampleur. Seul le forage EST104 permet un suivi continu de la carotte comportant la bentonite, HTM102 et EST103 ne présentant que des restes de tronçons. L'horizon intercalé dans un ensemble à alternance d'argilites et bancs marno-carbonatés, correspond à un ensemble fortement argileux, tendre, distinct des argilites et marnes encaissantes plus indurées, fortement bioturbées, à fréquents débris d'entroques (fig. 4.17). Il présente une base relativement nette contrastant avec les argilites sous-jacentes alors qu'au sommet le passage avec les argilites détritiques semble plus progressif. Le niveau est situé 10 cm sous un banc noduleux de 10-15 cm, très carbonaté (73% CaCO₃), partiellement silicifié et bioclastique (grosses valves épaisses de lamellibranches et débris d'entroques), qui constitue un bon repère, puisqu'il se retrouve également au-dessus de la bentonite de HTM102 à 351 m. Ce banc a été utilisé pour corréler la bentonite sur MSE101 et pourrait correspondre au banc compris entre 509,78 et 501,08 m également silicifié, à nombreux débris bioclastiques de lamellibranches, brachiopodes et entroques. En comparant la position des limites biostratigraphiques entre les forages HTM102 et EST103/104 et la position de la bentonite, on obtient 13,1 m entre la limite Cordatum/Plicatilis et la bentonite pour HTM102 contre 12,5 m pour EST 103/104 et 8,7 m entre la bentonite et la limite Plicatilis/Transversarium pour HTM102 contre 7 m pour EST103/104. Les épaisseurs sont voisines et logiques par rapport à la légère diminution d'épaisseur enregistrée entre les deux forages. Les forages EST103/104 sont relativement mal datés pour le sommet du sondage, les limites biostratigraphiques découlant des corrélations diagraphiques à partir des forages HTM 102 et MSE 101 (ANDRA, 1998 ; planche 5.4.01). Dans ce cas, la présence de la bentonite, qui constitue un repère temporel de grande précision, est un bon moyen de tester la validité des corrélations lithostratigraphiques et diagraphiques.

3.3 - Identification de bentonites à l'affleurement dans le Bassin de Paris

Les coupes du Bassin de Paris étudiées dans le chapitre 2 ont fait l'objet d'une recherche systématique de niveaux de bentonite.

La coupe de St Blin, affleurant le long d'un chemin forestier, permet un suivi parfois difficile, mais relativement continu de l'ensemble des terrains, datés du Callovien inférieur, zone à Gracilis, sous-zone à Enodatum à l'Oxfordien supérieur, zone à Bifurcatus (Collin, 2000 ; Collin & Courville, 2000). Le cadre biostratigraphique haute résolution de cette coupe permet un calage systématique à la sous-zone d'ammonite voire à l'horizon dans le meilleur des cas (cf. chap.2). Sur cette coupe, un niveau de bentonite pluricentimétrique (10-15 cm) a pu être identifié dans un ensemble lithologique à alternance d'argilites marneuses grises et bancs noduleux ou nodules alignés calcaréo-marneux. Cette bentonite (niveau SB 16) appartient à une unité encore mal datée de 2,50 m d'épaisseur aux alentours de 42,50 m (fig.2.16), mais encadrée par les sous-zones d'ammonites à Cordatum (Zone à Cordatum, Oxfordien inférieur) et Vertébrale (Zone à Plicatilis, Oxfordien moyen).

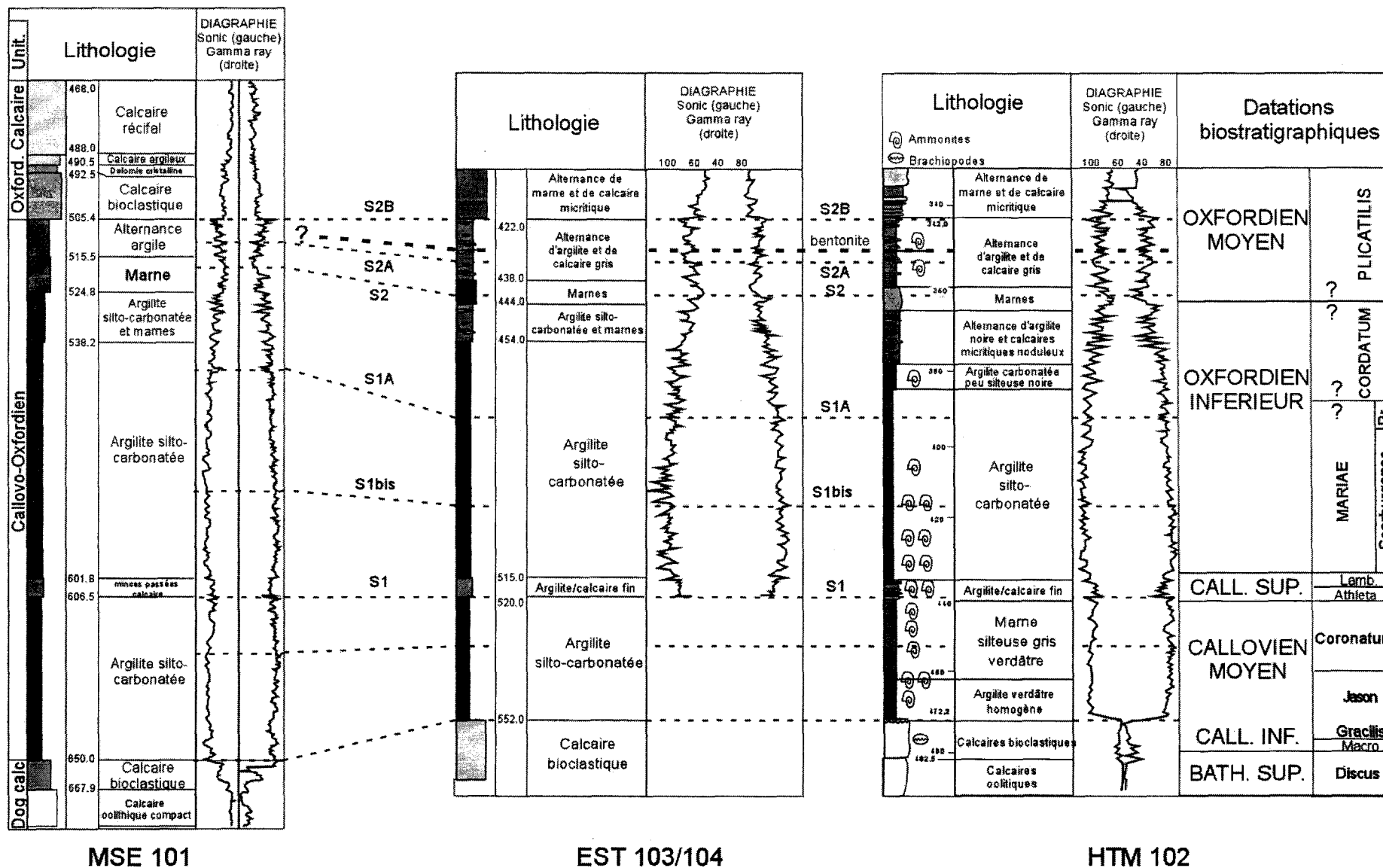


Fig. 4.16 - Corrélation entre forages ANDRA d'après les surfaces identifiées en diagraphies et positionnement de la bentonite

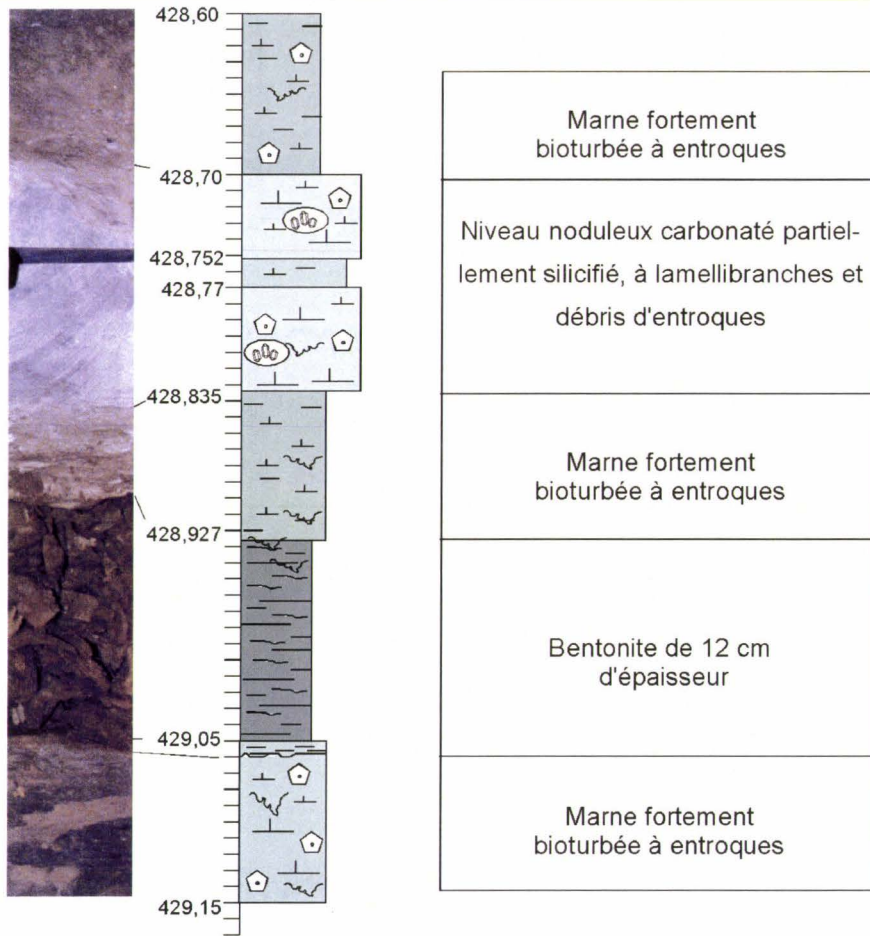


Fig. 4.17 – Vue de la bentonite du forage EST 104 ANDRA. Celle-ci est extrêmement friable par rapport aux marnes encaissantes sus et sous-jacentes.



Fig. 4.18 – Vue de la bentonite SB 16 sur la coupe de St Blin. Celle-ci se marque par une teinte gris blanchâtre, une texture plastique et une base nette. Les variations d'épaisseur (photo de droite) témoignent d'une compaction différentielle lié à la présence de nodules carbonatés dans les marnes sous et sus-jacentes.

Ce niveau se présente sous la forme d'un horizon très argileux et plastique bien distinct par sa couleur blanchâtre contrastant vis à vis des argilites encaissantes de couleur gris-marron (fig. 4.18). L'horizon est parfaitement continu à l'échelle de l'affleurement (visible sur plus de 10 m) et présente une épaisseur irrégulière notamment à la base, venant épouser la morphologie des argilites ou des nodules marno-calcaires sous-jacents. Le sommet est progressif avec les argilites sus-jacentes. Immédiatement au-dessus de celles-ci apparaissent des nodules calcaréo-marneux, épars et alignés. Cinquante centimètres plus haut, il est possible d'identifier un banc discontinu de calcaire marneux (repère 80 ; Collin, 2000).

La position biostratigraphique de la bentonite de St Blin indique un âge plus ancien par rapport à celle identifiée en forage. Une discussion doit être menée sur la corrélation de cette bentonite avec celle des forages puisque l'on s'attendait à retrouver le niveau 12-13 m au-dessus de la limite Cordatum/Plicatilis (cf chapitre 5). Aucun autre niveau n'a été retrouvé sur cette coupe suggérant qu'un seul événement volcanique a été enregistré.

Aucune évidence d'autres témoins volcaniques n'a pu être décelée dans les autres affleurements et sondages du Bassin de Paris pour les étages Callovien et Oxfordien.

3.4 - Identification de bentonites à l'affleurement dans le bassin subalpin

Compte tenu des propriétés de grande extension caractérisant les niveaux de cendres volcaniques, une recherche de ces marqueurs a été réalisée dans le bassin du Sud-Est de la France. Ce bassin est particulièrement adapté pour une telle recherche étant donné les très bonnes conditions d'affleurement du Callovien-Oxfordien. Une quinzaine de coupes ont fait l'objet d'un levé en détail permettant de répertorier l'ensemble des bancs et discontinuités visibles sur un intervalle centré sur la partie haute des Terres Noires, correspondant au passage Oxfordien inférieur/Oxfordien moyen, jusqu'aux premiers faisceaux de bancs calcaréo-marneux de l'Argovien (Oxfordien moyen, zone à Transversarium). Parmi ces coupes, cinq niveaux de bentonites ont été identifiés sur dix sections :

Oze, Montréal-les-Sources, Savournon, Trescléoux, Sigottier, Ribier, Barsac, Les Sias, Beauvoisin et Buis-les-Baronnies (fig. 4.19). Le maximum de niveaux d'altération de cendres volcaniques a été identifié sur la coupe d'Oze qui présente les meilleures conditions d'affleurement.

La bentonite MBO (Mineralized bentonite of Oze) pluricentimétrique est identifiée sur dix coupes du bassin. La répartition de ce niveau dans les différents secteurs permet de calculer une extension minimale de 2000 km² (fig. 4.19).

La recherche d'indices de datations a été focalisée sur les zones où les bentonites ont été détectées. Les faunes d'ammonites identifiées par D. Marchand et D. Fortwengler, ont permis un bon calage dans l'échelle biostratigraphique. Les 5 bentonites identifiées sur Oze correspondent aux niveaux:

- b1: sommet de la zone à Cordatum, sous-zone à Cordatum (12 m sous la limite Cordatum/Plicatilis),
- b2: 1 m au-dessus de la limite Cordatum/Plicatilis,
- b3: base de la zone à Plicatilis, sous-zone à Vertébrale (11 m au-dessus de la limite Cordatum/Plicatilis),
- MBO: zone à Plicatilis, sous-zone à Vertébrale (34 m au-dessus de la limite Cordatum/Plicatilis, 32 m au-dessous de la limite de sous-zone Vertébrale/Antecedens, 96 m sous la limite Plicatilis/Transversarium),
- b5: zone à Plicatilis, sous-zone à Antecedens (27 m sous la limite Plicatilis/Transversarium)

4 - Caractéristiques minéralogiques et géochimiques des bentonites du Bassin de Paris

4.1 - Etude macroscopique et analyse de différents paramètres sédimentaires

4.1.1 - Aspect, texture, figures sédimentaires

La bentonite identifiée en forage, présente une texture différente de celle observée à l'affleurement. Le niveau se présente soit sous la forme d'un ensemble argileux, homogène, gris-noirâtre, compact et peu différentiable de l'encaissant (échantillon htm 351,41 de HTM102), soit se marque par un niveau tendre, friable à pulvérulent, distinct de l'encaissant (bentonites des forages E103/104, fig. 4.17). A l'affleurement, le niveau s'identifie par sa teinte gris blanchâtre et son aspect fortement plastique qui tranche vis à vis des marnes et argilites encaissantes (figs 4.18 ; 4.20). La présence de bioclastes est rare à l'intérieur du banc, si ce n'est quelques spicules d'éponges et débris d'échinodermes récupérés après tamisage de la fraction >100µm. Les traces

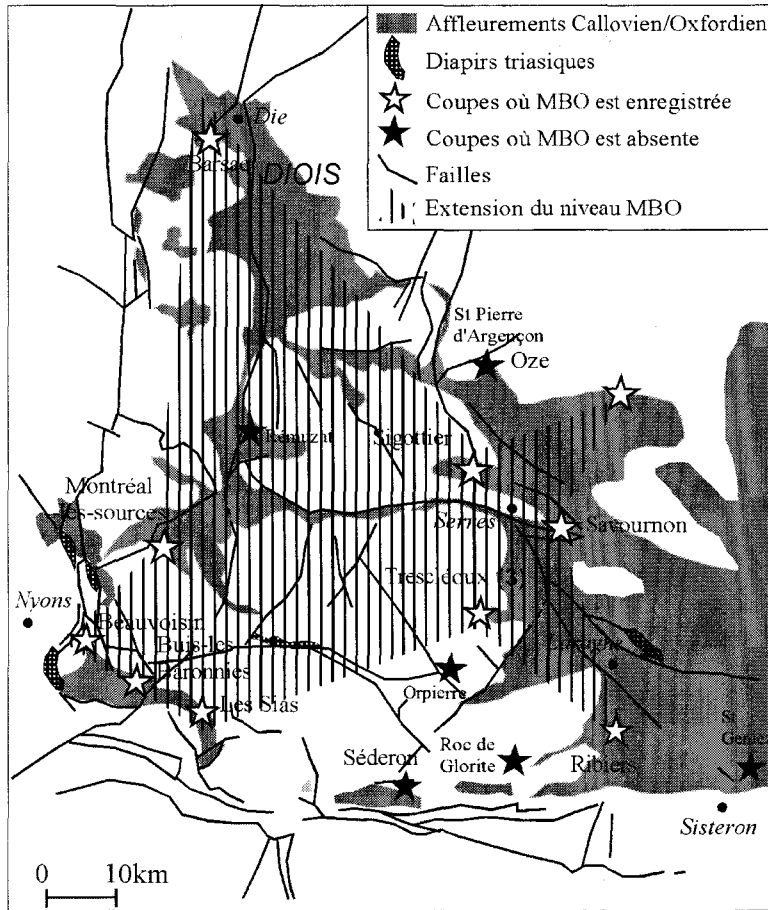


Fig. 4.19 – Extension (2000 km²) de la bentonite pluricentimétrique MBO dans le bassin subalpin.

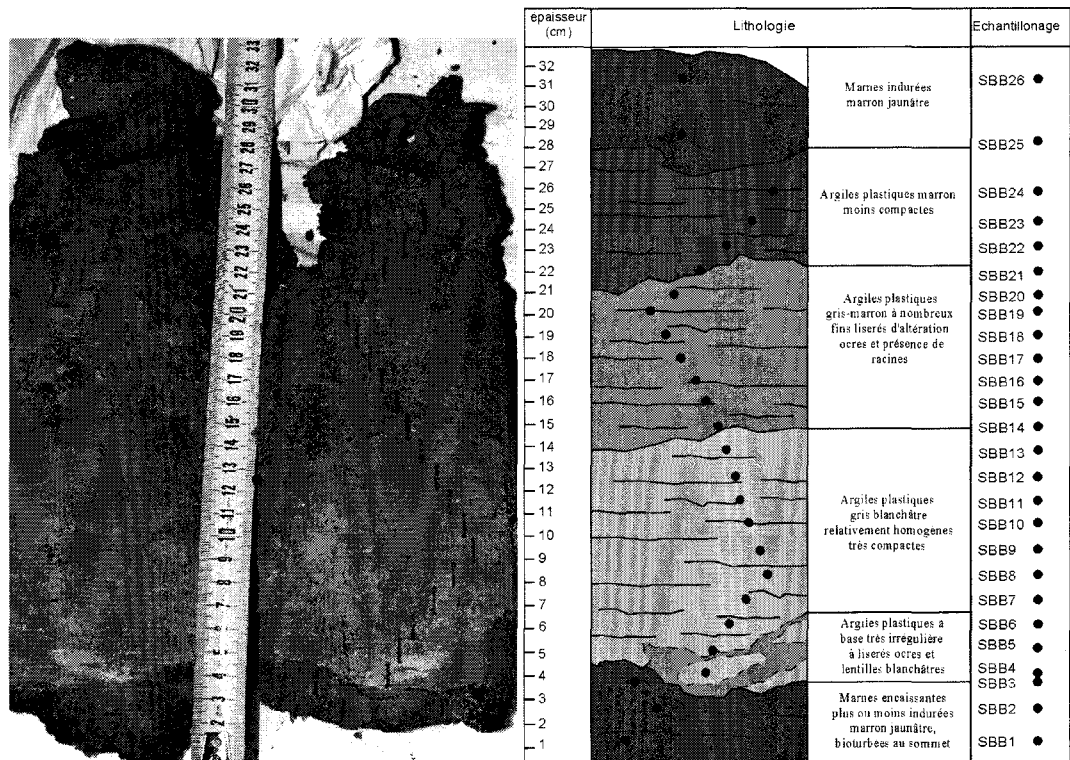


Fig. 4.20 – Détail lithologique de la bentonite SB 16 de St Blin et échantillonnage.

de bioturbation sont difficilement visibles dans les argiles plastiques à l'affleurement et rarement observables sur les carottes de forage, à l'inverse des marnes encaissantes fortement bioturbées. Sur la carotte prélevée à St Blin, des traces de terriers sont observées à la base de l'horizon de bentonite. Le passage progressif avec les marnes sus-jacentes, observé à l'affleurement au sommet de la bentonite, suggère une réhomogénéisation complète du sédiment pouvant correspondre à une bioturbation intense, comme c'est le cas pour une majorité de téphra (Fisher & Schmincke, 1984). La base de la bentonite est toujours très nette et s'identifie facilement des roches sous-jacentes aussi bien en forage qu'à l'affleurement. Hormis les rares traces de bioturbation, aucune autre figure sédimentaire n'a été observée. A l'intérieur du niveau de St Blin, plusieurs lentilles ou liserés blancs ou orangés apparaissent (fig. 4.20). Un liseré orange est souvent présent à la base de la bentonite et correspond à un enrichissement en hydroxyde de fer (goéthite). Les lentilles blanches ne montrent pas de signal minéralogique particulier.

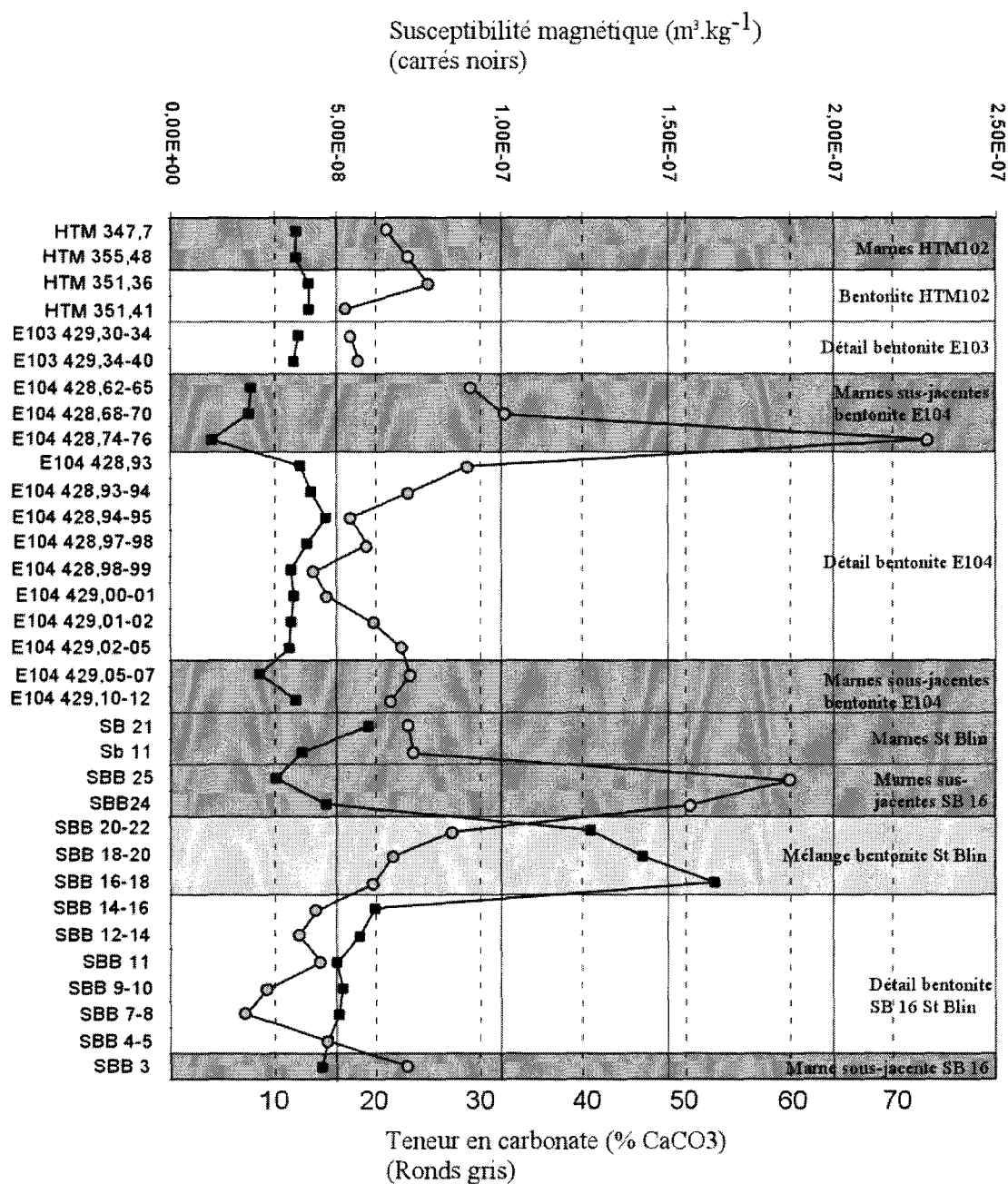


Fig. 4.21 – Mesures des teneurs en carbonates et de la susceptibilité magnétique sur des échantillons de bentonites des forages ANDRA (HTM 102, EST 103 et EST 104) et sur la bentonite de St Blin.

4.1.2 - Teneur en carbonates

La richesse en argiles de ces niveaux est confirmée par la faible teneur en carbonates des bentonites par rapport aux roches encaissantes (fig. 4.21 , Tab. IV). Ceci est particulièrement vrai pour la bentonite de St Blin qui présente des valeurs comprises entre 7 et 15 % de CaCO₃ (échantillons SBB4 à SBB14-16) contre des valeurs comprises entre 20 et 25% CaCO₃ pour des argilites marneuses encaissantes. La bentonite des forages HTM102 et EST103/104 est plus carbonatée avec des valeurs comprises entre 14 et 23 % et jusqu'à 29 % pour l'échantillon EST104 428,93. L'enrichissement en carbonates est plus marqué à la base et au toit de la bentonite (20 à 29% contre 14 à 19% au centre du niveau).

Echantillons	% CaCO3	Susceptibilité magnétique	Echantillons	% CaCO3	Susceptibilité magnétique
<i>HTM 347,7*</i>	21	3,77E-08	<i>SBB 12-14</i>	12	5,68E-08
<i>HTM 355,48*</i>	23	3,76E-08	<i>SBB 11</i>	14	4,96E-08
<i>HTM 351,36</i>	25	4,12E-08	<i>SBB 9-10</i>	9	5,16E-08
<i>HTM 351,41</i>	17	4,14E-08	<i>SBB 7-8</i>	7	5,02E-08
<i>E103 429,30-34</i>	17	3,77E-08	<i>SBB 4-5</i>	15	4,70E-08
<i>E103 429,34-40</i>	18	3,70E-08	<i>SBB 3*</i>	23	4,52E-08
<i>E104 428,62-65*</i>	29	2,45E-08	<i>SIA MBO</i>	13	4,60E-08
<i>E104 428,68-70*</i>	32	2,39E-08	<i>TRE MBO</i>	14	2,88E-08
<i>E104 428,74-76*</i>	73	1,24E-08	<i>BAR MBO</i>	27	4,62E-08
<i>E104 428,93+</i>	29	3,88E-08	<i>BEA MBO</i>	1	5,00E-08
<i>E104 428,93-94</i>	23	4,21E-08	<i>BUI MBO</i>	26	3,01E-08
<i>E104 428,94-95</i>	17	4,66E-08	<i>OZE A MBO</i>	28	2,96E-08
<i>E104 428,97-98</i>	19	4,07E-08	<i>OZE MBO</i>	11	3,63E-08
<i>E104 428,98-99</i>	14	3,60E-08	<i>RIB 4B MBO</i>	23	3,26E-08
<i>E104 429,00-01</i>	15	3,68E-08	<i>RIB B MBO</i>	10	3,18E-08
<i>E104 429,01-02+</i>	20	3,63E-08	<i>SAV MBO</i>	61	3,11E-08
<i>E104 429,02-05+</i>	23	3,55E-08	<i>MLS B</i>	31	8,37E-08
<i>E104 429,05-07+</i>	23	2,72E-08	<i>OZE B2</i>	44	1,91E-07
<i>E104 429,10-12*</i>	22	3,71E-08	<i>OZE B3</i>	24	7,22E-08
<i>SB 21*</i>	23	5,95E-08	<i>OZE Bc vill</i>	4	7,51E-08
<i>SB 11*</i>	24	3,94E-08	<i>MLS E</i>	34	8,28E-08
<i>SBB 25*</i>	60	3,13E-08	<i>OZE B4</i>	13	6,80E-08
<i>SBB24*</i>	50	4,68E-08	<i>BEA 13*</i>	1	9,97E-08
<i>SBB 20-22+</i>	27	1,27E-07	<i>BEA 5*</i>	2	1,10E-07
<i>SBB 18-20+</i>	22	1,43E-07	<i>OZE 230,4*</i>	28	7,18E-08
<i>SBB 16-18+</i>	20	1,64E-07	<i>OZE 199,6*</i>	31	6,27E-08
<i>SBB 14-16</i>	14	6,16E-08	<i>MLS 94,9*</i>	34	9,58E-08

Tab.IV - Mesures de calcimétrie et de susceptibilité magnétique sur des bentonites et roches encaissantes du Bassin de Paris et du bassin Subalpin. (*) roches encaissantes, (+) mélange de bentonites et roches encaissantes, italique : Bassin de Paris

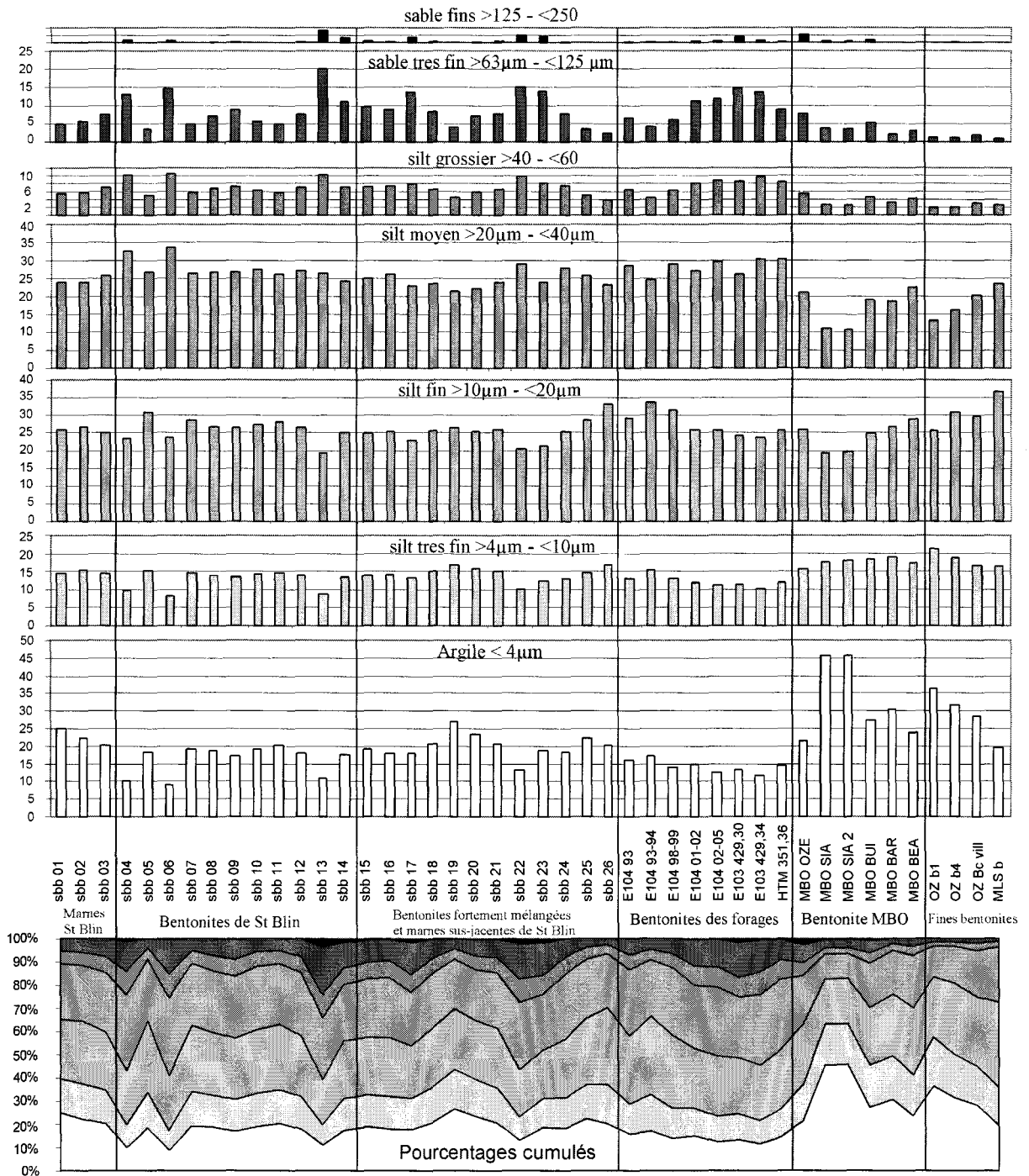


Fig. 4.22 – Analyse des paramètres granulométriques des bentonites et roches encaissantes du bassin de Paris et du bassin du Sud-Est sur roche décarbonatée.

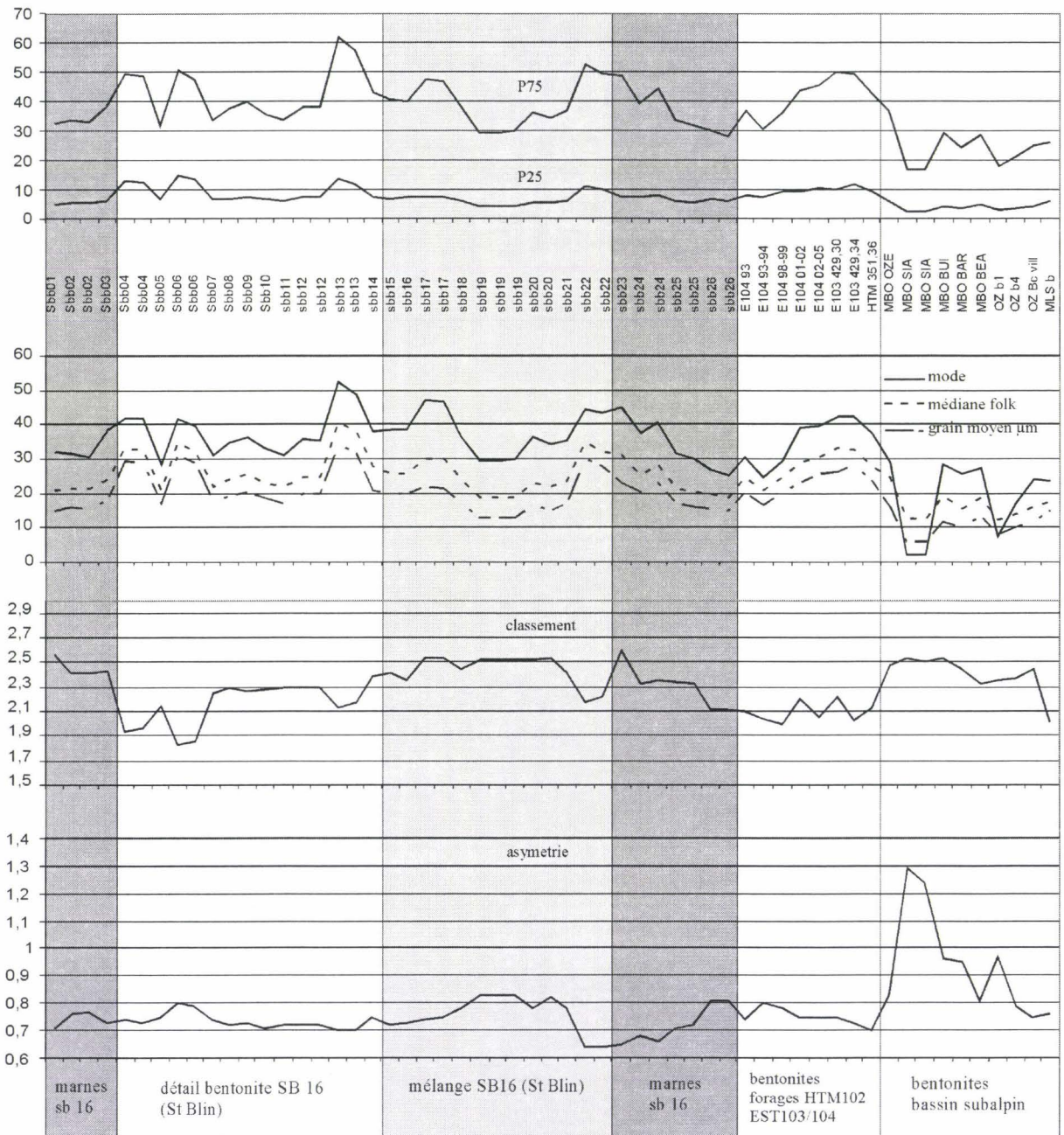


Fig. 4.23 – Evolution de paramètres granulométriques pour différentes bentonites et roches encaissantes sur fraction décarbonatée.

4.1.3 - Susceptibilité magnétique

Les valeurs enregistrées pour les bentonites et roches encaissantes varient entre 1.10^{-8} et 2.10^{-7} m^3kg^{-1} (fig. 4.21 , Tab. IV). Ces variations sont principalement fonction de la teneur en carbonate et en argile. La distinction entre bentonites et argilites détritiques n'est pas caractérisée par une variation de susceptibilité magnétique significative, pour le bassin de Paris. Les minéraux primaires, d'origine volcanique ou secondaires (formation au cours de la diagenèse précoce ou tardive), propres aux bentonites, ne semblent pas jouer un rôle déterminant sur le signal mesuré en susceptibilité magnétique. Les échantillons SBB16-18 à SBB 20-22 qui appartiennent à l'unité de transition du sommet de la bentonite, montrent des valeurs particulièrement élevées, supérieures à $1.25.10^{-7}$ m^3kg^{-1} , alors que leur teneur en $CaCO_3$ est caractéristique d'argilite marneuse (20 à 30%). Une concentration de minéraux paramagnétique ou ferromagnétiques est peut être à l'origine de cette anomalie et pourrait correspondre à une accumulation d'hydroxyde de fer de type goëthite comme le suggère la présence des nombreux liserés ocres d'altération présents dans l'unité regroupant ces échantillons (fig. 4.20). La végétation présente dans cette unité sous forme de racines joue probablement un rôle non négligeable de contamination et d'apparition d'oxydes et hydroxydes de fer.

4.1.4 - Microgranulométrie laser

Les mesures ont été effectuées après décarbonatation et délitage dans une solution d'eau distillée pendant plusieurs heures, permettant une désagrégation totale du sédiment et l'élimination des ciments carbonatés.

Peu de variations semblent exister entre les bentonites et les roches encaissantes (fig. 4.22). La variabilité verticale au sein des bentonites du forage EST104 et de St Blin, analysées tous les centimètres, est faible. Aucun granoclassement n'est visible depuis la base jusqu'au sommet et seuls quelques échantillons montrent un enrichissement notable de la fraction supérieure à $63\mu m$.

L'altération complète du niveau de cendres en bentonite a pu détruire la plupart des composants pyroclastiques initiaux (verres, ponces, débris lithique et cristaux), laissant place aux smectites et à de nouvelles phases diagénétiques. Il semble donc difficile de relier les paramètres granulométriques actuels aux paramètres granulométriques au moment du dépôt des cendres. Ceci peut expliquer les faibles variations observées par rapport aux marnes et argilites détritiques encaissantes, la taille des argiles, agrégats argileux et des principaux minéraux diagénétiques (calcite, dolomite, ankérite, pyrite) étant communes aux roches détritiques et produits d'altération de cendres volcaniques. La fraction de cristaux primaires volcaniques conservés dans les bentonites n'est pas en proportion suffisante pour refléter un signal particulier.

En revanche, le classement semble meilleur pour les bentonites (entre 1.7 et 2.3) par rapport aux roches encaissantes (entre 2.1 et 2.7, fig. 4.23). L'évolution de ce paramètre granulométrique sur les échantillons de St Blin est caractérisé par un changement assez net entre marnes sous-jacentes détritiques et les argiles riches en smectites. La base de la bentonite présente un meilleur classement que le sommet. Le bon classement des échantillons de bentonite reflète une homogénéité plus grande de la taille des grains qui pourrait résulter d'une altération plus poussée.

4.2 Minéralogie des argiles

4.2.1 - Minéralogie de la fraction argileuse par DRX et variabilité verticale

Les bentonites des forages et de St Blin sont principalement composées d'interstratifiés I/S R0 (95%) bien cristallisés (fig. 4.24). L'utilisation du Saddle Index pour une estimation rapide du pourcentage de feuillets de smectite (Inoue *et al.*, 1989) indique une composition entre 75 et 95% de feuillets smectitiques. Ces I/S riches en smectites présentent des pics de diffraction de la raie (001) entre 16,9 et 17,2 Å pour des échantillons traités à l'éthylène glycol et seront assimilés à des smectites. La position de la réflexion à $d(060)$ voisin de 1,500 Å, indique qu'il s'agit de smectites dioctaédriques. Seules quelques traces d'illite, de kaolinite et de chlorite et probablement des phases mineures d'interstratifiés I/S R1, difficilement quantifiables, apparaissent. Ces caractéristiques minéralogiques tranchent fortement vis à vis du cortège argileux des argilites encaissantes, qui

se composent dans la partie supérieure de la coupe de St Blin, d'illite (30% en moyenne), d'interstratifiés désordonnés I/S R0 moins bien cristallisés, (70% en moyenne, avec 50 à 75% de feuilletts smectitiques) et de 5 à 10% de chlorite (figs. 4.24 et 4.25). Les échantillons détritiques se marquent par une absence de kaolinite.

A l'inverse les bentonites montrent une proportion discrète (5%) mais systématique de ce minéral (fig. 4.25). Il est également important de noter la faible proportion de quartz (pic à 4,26 Å) mesurée dans les échantillons de bentonites par rapport aux roches encaissantes.

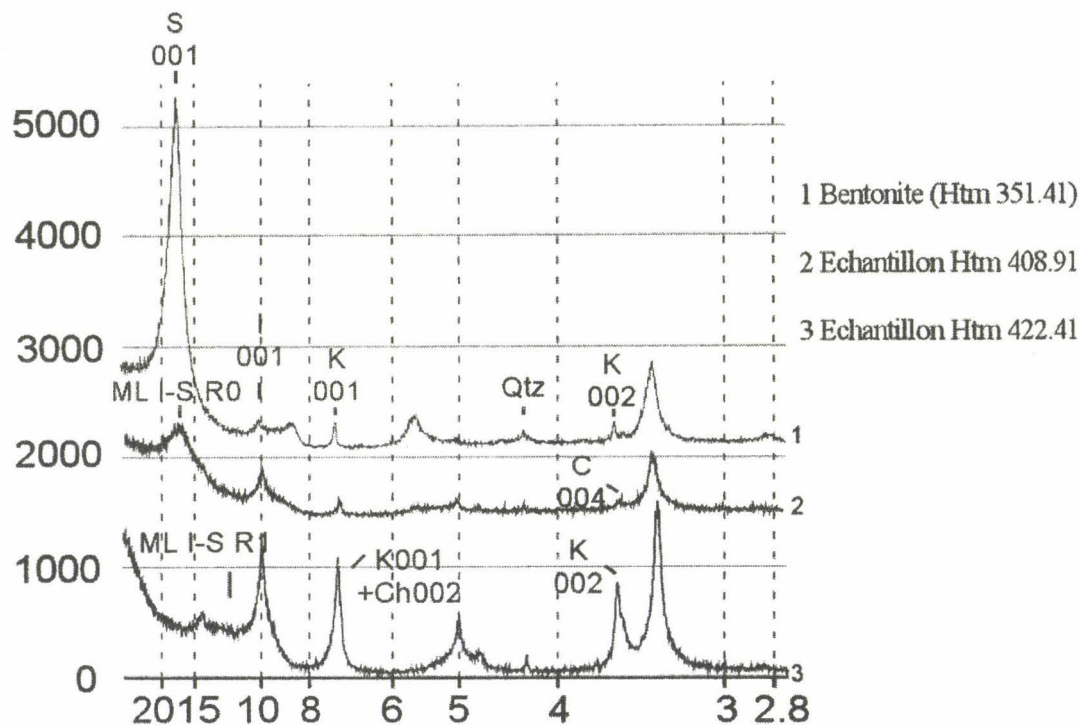


Fig. 4.24 – Comparaison d'un diffractogramme de la bentonite du forage Htm 102 ANDRA (échantillon Htm 351,41 m) avec des échantillons de la partie haute et basse du forage, de part et d'autre du changement minéralogique enregistré au sein de la sous-zone à Scarburgense. S: smectite, ML I-S R0: interstratifié I/S R0, I: illite, K: kaolinite, C: chlorite, Qtz: quartz

La fig. 4.25 montre le détail de la minéralogie des argiles et leur évolution verticale dans le forage EST104 où un prélèvement centimétrique a été réalisé. L'échelle verticale des diffractogrammes a été ajustée au même nombre de coups, ce qui permet de comparer les intensités et les cristallinités respectives des différents échantillons. Il est possible d'observer une limite très nette entre l'encaissant (éch. EST104 429,10-12) et la base de la bentonite (éch. EST104 429,05-07), confirmant les observations macroscopiques. Le signal le plus caractéristique de la bentonite (intensité et cristallinité de la smectite les plus fortes) se marque au centre du niveau, particulièrement pour l'échantillon EST104 428,98-99. En revanche, le haut de la bentonite présente une diminution progressive de la proportion de smectite et de la cristallinité. La base du niveau (échantillons EST104 429,02-05 et EST104 429,01-12) correspond à des diffractogrammes peu caractéristiques de bentonite suggérant un mélange important avec des argiles détritiques. La kaolinite est systématiquement associée aux échantillons présentant les plus fortes proportions de smectites, indiquant que ce minéral n'est pas détritique comme l'illite ou la chlorite, mais correspond à une phase argileuse néoformée. La fig. 4.27 reprend les paramètres d'intensité et de cristallinité de la smectite, d'intensité de la kaolinite, du quartz et de l'illite et confirme à la fois la diminution du signal "bentonitique" au sommet et la présence à la base de 5 cm d'argiles présentant des caractéristiques de cortèges argileux détritiques. Les roches encaissantes de cette partie du forage, se marquent par une très forte proportion de quartz, noté par le pic à 4,26 Å, notamment pour les échantillons EST104 428,82-85 à EST104 428,74-76 qui correspondent au banc carbonaté noduleux présentant des silicifications.

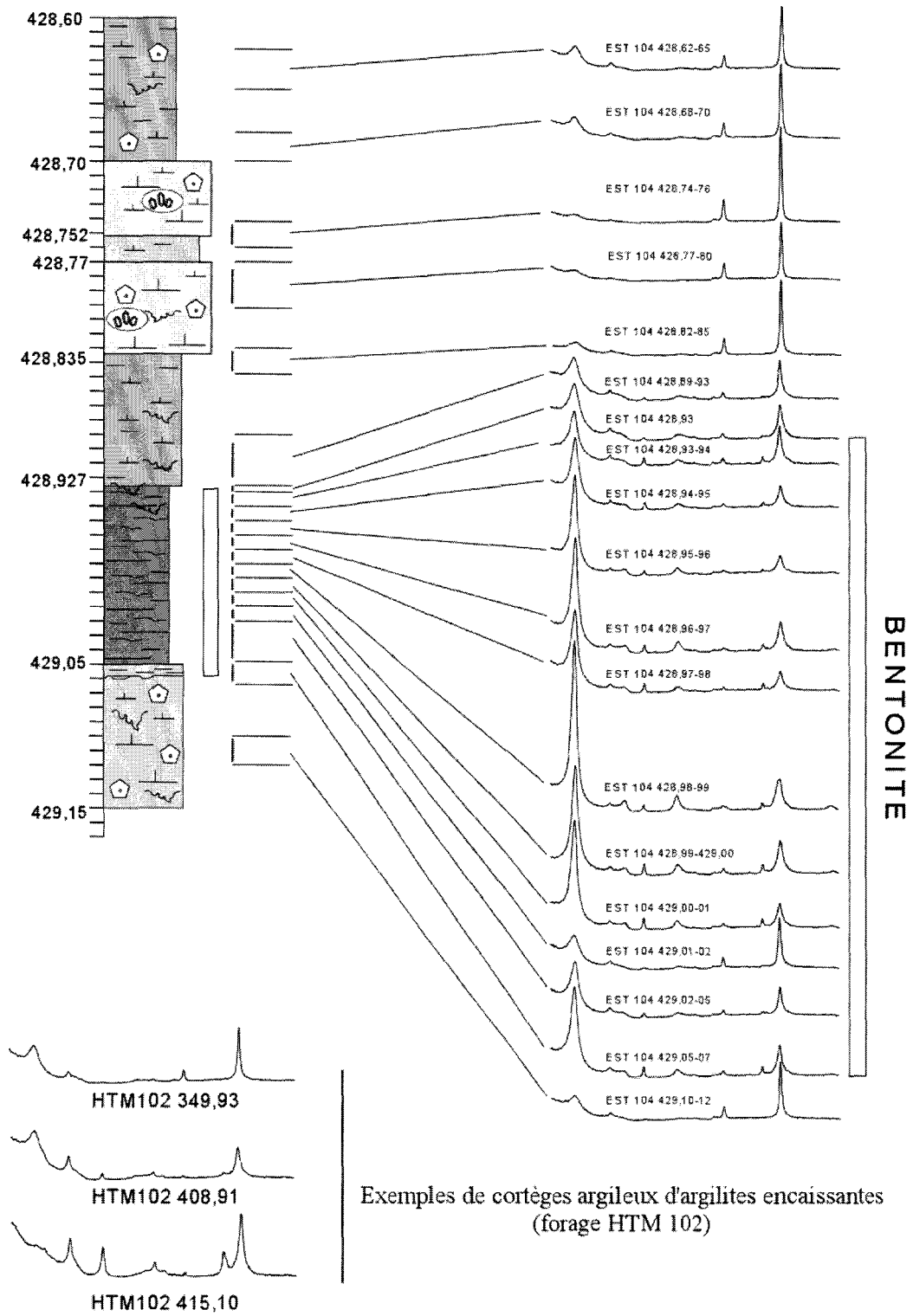


Fig. 4.25 – Analyse centimétrique de la minéralogie des argiles (fraction <math><2\mu\text{m}</math>) de la bentonite du forage EST 104 ANDRA.

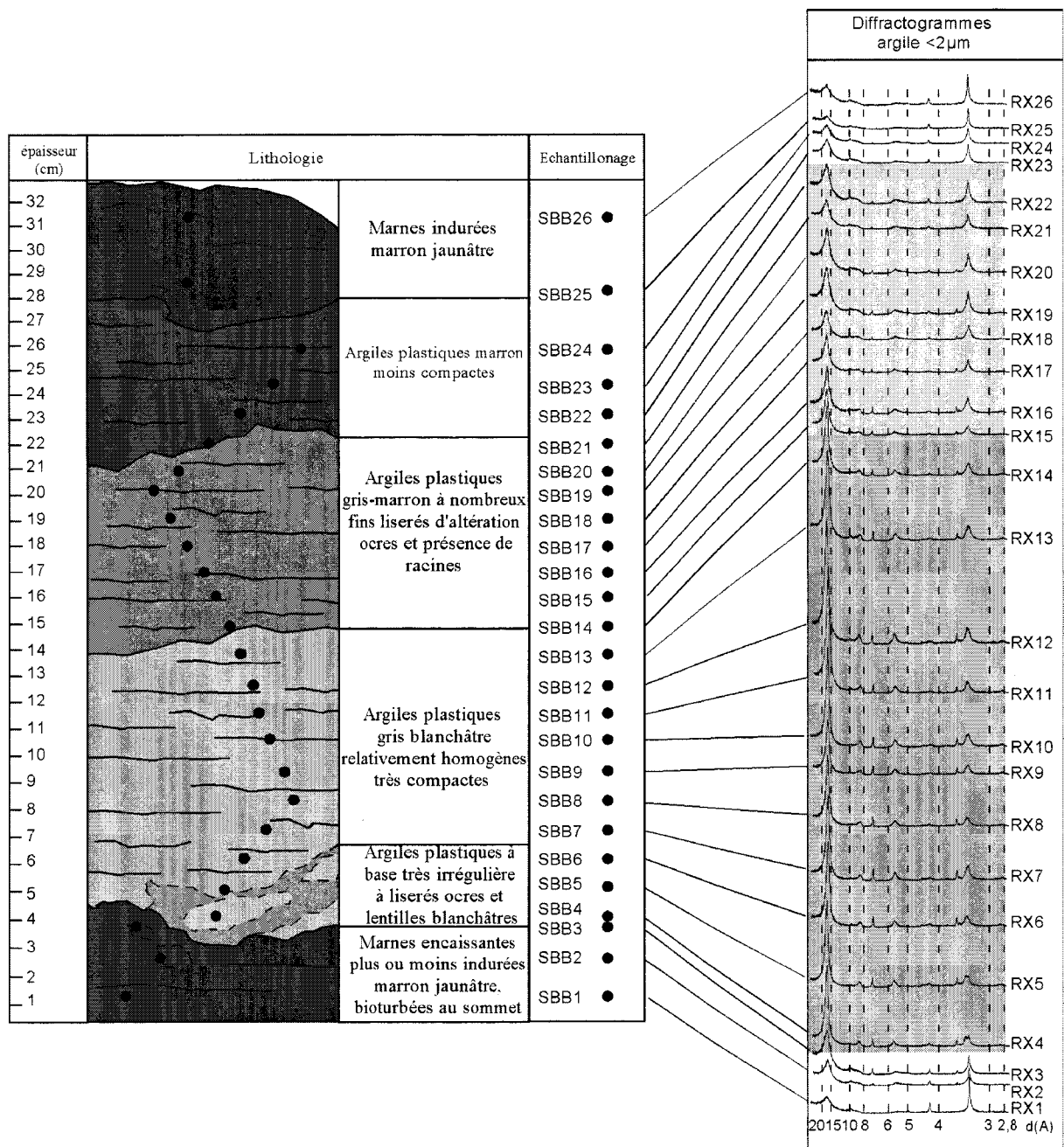


Fig. 4.26 – Analyse centimétrique de la minéralogie des argiles (fraction <2µm) de la bentonite SB 16 de la coupe de St Blin (diffractogrammes grisés: bentonite; légèrement grisés: mélange).

La même démarche a été appliquée à la bentonite identifiée à St Blin, prélevée par mini-carottage à l'aide d'un tube métallique. La lithologie et le détail de l'échantillonnage sont indiqués sur la fig. 4.26. Des caractéristiques identiques à celles relevées dans le forage EST 104 sont observées. Un passage très net entre des cortèges argileux détritiques et des cortèges argileux classiques de bentonite, est observé par DRX, comme le montre la comparaison des échantillons SBB3 et SBB4, sélectionnés de part et d'autre de la limite séparant la bentonite des marnes argileuses sous-jacentes (figs. 4.26 et 4.27). Le passage est de nouveau très progressif au sommet de la bentonite, particulièrement après l'échantillon SBB14 où la proportion, l'intensité et la cristallinité de smectite ainsi que la proportion de kaolinite diminuent.

L'analyse par DRX permet d'individualiser différents ensembles minéralogiques : un premier ensemble constitué par les marnes sous-jacentes plus ou moins indurées (SBB1 à SBB3) avec un enrichissement en smectite au sommet, pouvant traduire une légère contamination par les argiles de la bentonite (traces de terriers observées); un deuxième ensemble qui correspond à la bentonite proprement dite d'une épaisseur de 10-12 cm (SBB4 à SBB13); un troisième ensemble de 7-8 cm, marqué par une diminution progressive du signal

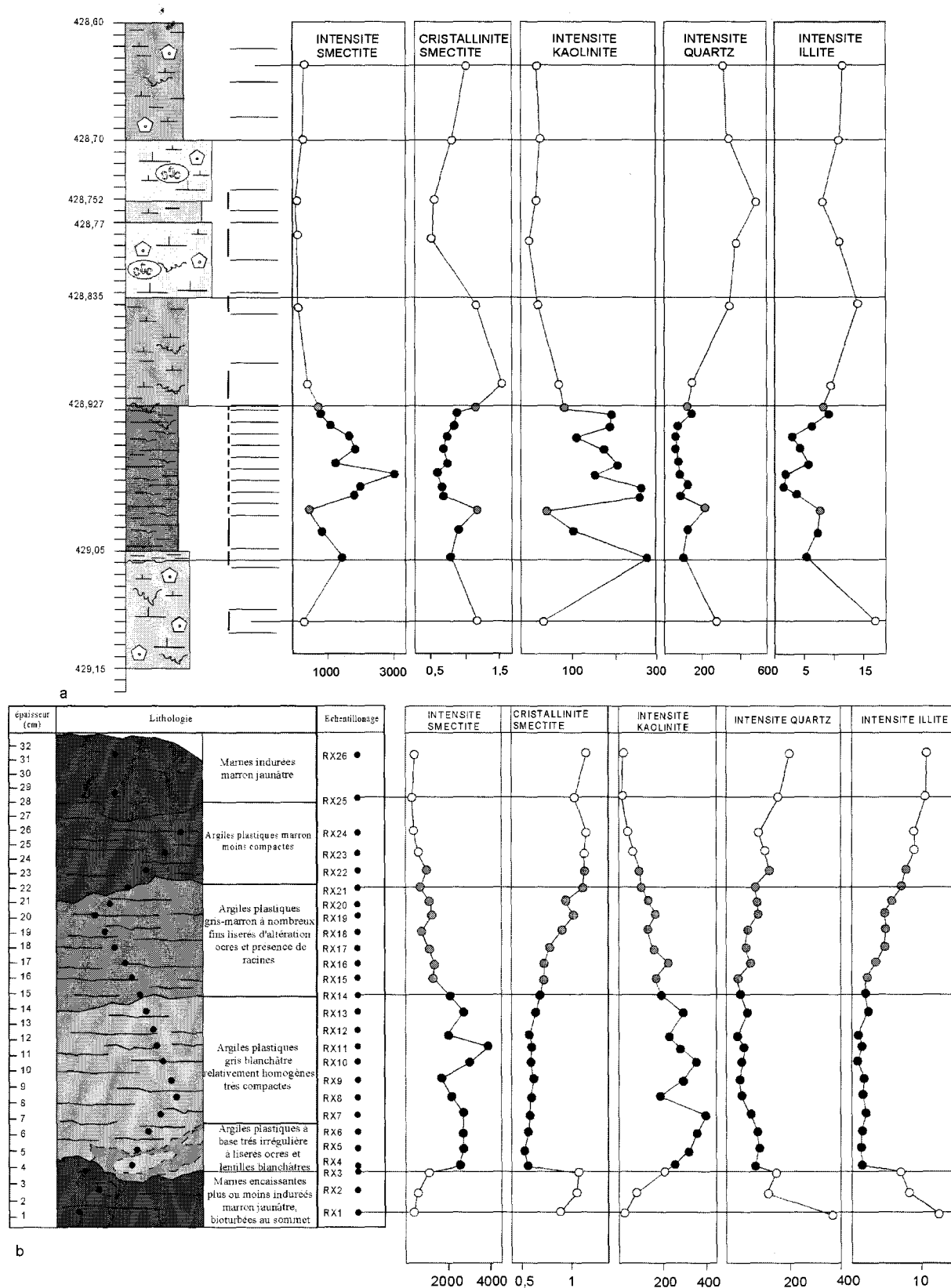


Fig. 4.27 – Evolution des paramètres minéralogiques (fraction $<2\mu\text{m}$) sur les bentonites du forage EST 104 ANDRA (a) et de St Blin (b) et les marnes encaissantes.

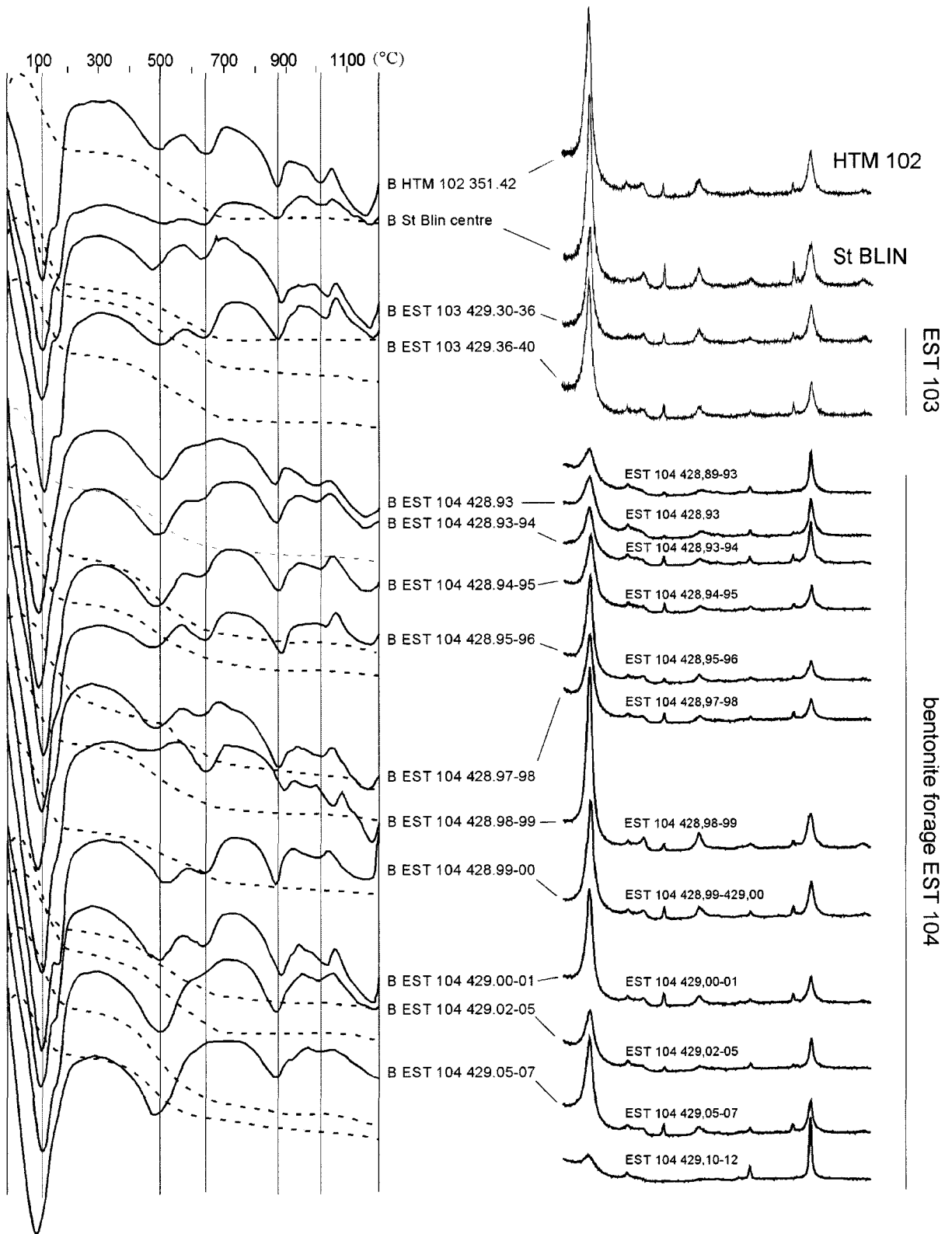


Fig. 4.28 – Evolution du signal des ATD pour différentes bentonites du Bassin de Paris - Comparaison avec les diffractogrammes obtenus en DRX.

"bentonitique" suggérant une contamination croissante par des argiles détritiques (SBB14 à SBB20); et un ensemble incluant argiles plastiques et marnes indurées, à cortèges caractéristiques d'argiles détritiques (SBB21 à SBB26). A la différence de la bentonite du forage EST104, la base n'est pas marquée par une zone présentant un fort degré de contamination par des argiles détritiques.

4.2.2 - Analyses thermiques différentielles

L'analyse thermique différentielle (ATD) consiste à chauffer un échantillon de fraction argileuse monominérale à raison de 10°/min afin de suivre les changements d'états (absorption d'énergie ou libération d'énergie), permettant d'accéder plus précisément à la nature minéralogique au sein d'une famille de minéraux argileux. Les analyses thermiques différentielles réalisées sur la fraction <2µm de 14 échantillons, montrent pour les bentonites des forages et de St Blin des caractéristiques communes (fig. 4.28). Un premier pic endothermique bien marqué entre 100 et 120°C correspond à la déshydratation des smectites. Puis deux effets endothermiques autour de 500 et 650°C, caractérisant des pics de déshydroxylation apparaissent. Un troisième effet vers 850-875°C marque la déstabilisation/recristallisation. Le premier pic de déshydroxylation à 500°C est caractéristique de smectites du type beidellites alumino-ferrifères (Chantret *et al.*, 1971), minéraux généralement détritiques et décrits dans les séries sédimentaires mésozoïques du bassin de Paris (Debrabant *et al.*, 1992). Le second pic vers 650°C a déjà été observé pour des bentonites du Turonien du Nord de la France (Deconinck & Chamley, 1995). Il pourrait s'apparenter à des smectites de type Cheto (smectites dioctaédriques relativement riches en Mg) ou intermédiaire (Chantret *et al.*, 1971).

L'étude par DRX du résidu solide des ATD montre une recristallisation en mullite, cristoballite, parfois en opale, avec des traces d'hématite et d'enstatite, ce dernier minéral confirmant le caractère magnésien des smectites (fig. 4.30).

Une analyse chimique réalisée sur la fraction inférieure à 2 µm de l'échantillon HTM 351,41 permet d'approcher grossièrement la nature chimique de l'argile, étant donné l'incorporation de 5% d'illite, chlorite, et kaolinite. Une composition approximative du type $Si_{7.74}Al_{0.26}(Al_{2.72}Fe_{0.52}Mg_{0.6}Ti_{0.18})K_{0.44}Ca_{0.08}Na_{0.02}(OH)_4O_{20}$, peut être calculée, mais comprend à la fois le chimisme des deux types de smectites identifiée en ATD et paraît donc peu significatif. L'utilisation du diagramme ternaire basé sur la répartition du Mg, Al et Fe dans les sites octaédriques (Güven, 1988), place les smectites de la bentonite des forages dans le champ des beidellites (fig. 4.29).

L'analyse d'ATD de 10 échantillons de la bentonite du forage EST104 permet de visualiser la variabilité verticale des smectites au sein de l'horizon. On peut remarquer une très bonne correspondance entre les échantillons smectitiques qui présentent une intensité et une cristallinité fortes, et le développement du pic endothermique à 650°C. En revanche, les échantillons à la base de la bentonite et au sommet révèlent une dominance du pic à 500°C suggérant une forte contribution d'argiles détritiques.

L'ATD confirme une composition particulière en minéraux argileux, différente d'argiles détritiques classiques. Ces argiles correspondent à la néoformation de smectites à partir du matériel initial des cendres et poussières volcaniques probablement constitués pour une grande partie de débris de verres et ponces. Le pic à 500°C est cependant toujours associé au pic à 650°C, ce qui implique un mélange persistant au sein de la bentonite par des argiles détritiques. L'échantillon EST104 428,98-99 qui présentait déjà la meilleure cristallinité et intensité de smectite est également celui qui montre la contribution la plus faible du pic à 500°C. Il devrait correspondre à l'échantillon le moins contaminé.

4.2.3 - Capacité d'Echange Cationique (C.E.C)

Les mesures de Capacité d'Echange Cationique sont données dans le tableau V et la figure 4.31. La C.E.C représente la quantité maximale de cations susceptibles d'être fixés par une argile en fonction des déficits de charges induits lors des substitutions au sein des sites tétraédriques et octaédriques. Les minéraux smectitiques sont classiquement associés à des valeurs particulièrement fortes de C.E.C (100 Cmol+/kg ou méq/100g pour la smectite, contre 10 Cmol+/kg pour la kaolinite). Ces valeurs peuvent être perturbées par la présence de zéolites ou de matière organique présentant respectivement des capacités de l'ordre de 300 et 500 Cmol+/kg.

Les bentonites des forages et de St Blin se marquent par des valeurs de C.E.C. systématiquement plus élevées (entre 30 et 50 Cmol+/kg) que les niveaux détritiques compris entre 14 et 22 Cmol+/kg. Les valeurs d'humidité à 105°C associées aux C.E.C. montrent également un net enrichissement pour les niveaux de

bentonites. Les données antérieures de C.E.C., réalisées sur l'ensemble du forage HTM 102 (cf chapitre 2), indiquent des valeurs comprises entre 10 et 20 Cmol+/kg pour la partie haute du forage, marquée par la présence d'interstratifiés I/S de type R0, et des valeurs entre 0 et 10 Cmol+/kg pour la partie inférieure du forage dont les cortèges argileux sont dominés par de la kaolinite et des interstratifiés I/S R1. Seule une valeur de C.E.C. à 29 Cmol+/kg correspondant à l'échantillon HTM01040 de la cote 413,50 m a été mesurée. Cependant, ce dernier ne montre pas de proportions plus importantes d'I/S ou de feuillets smectitiques (ERM, 1995). Classiquement, les bentonites dominées par la smectite présentent de fortes valeurs de C.E.C: Christidis *et al.*, (1997) ont calculé des capacités comprises entre 52 à 69 Cmol+/kg pour des bentonites de l'île de Chios, Yalçin & Günüşer (2000) indiquent des valeurs de 80 Cmol+/kg pour des bentonites du Crétacé de Turquie, Meunier *et al.*, (1999) des valeurs de 61 Cmol+/kg pour des bentonites françaises tertiaires du bassin d'aquitaine et Berry (1999) indiquent des valeurs de 128 Cmol+/kg pour les "waxy Otay-type" bentonites de l'Eocène/Oligocène des Etats-Unis.

Les plus fortes valeurs de C.E.C mesurées pour la bentonite de St Blin confirment qu'une proportion plus importante de smectites, par rapport au reste des composants minéralogiques, est présente dans cette bentonite.

Echantillons	Humidité à 105°C (g/kg)	CEC (Cmol+/kg)
Bassin de Paris		
E103 429,34	56	34,4
E104 428,89-93*	22	14,3
E104 428,96	51	33,3
E104 428,99	46	30,9
H102 353,69*	29	20,4
H102 375,50*	32	20,9
HTM 351,41	55	39,5
SB 16	78	48,7
SB 19*	31	22,5
Bassin du Sud-Est		
MBO BAR	30	23,1
MBO OZE	17	27,2
MBO RIB	11	9,9
MBO SIA	21	28,2
OZ 141*	13	8,6
OZ 44*	12	8,2
OZ B2	21	11,3
OZ B3	15	24,7

Tab. V - Mesures de C.E.C. d'échantillons de bentonites et de roches encaissantes (*)

4.2.4 - Datation du niveau par K-Ar

L'échantillon de bentonite du forage HTM102 (351,41m) a été daté par méthode K-Ar (Strasbourg, N. Clauer) afin de servir de référentiel vis à vis des datations K-Ar des argiles de l'ensemble de la couche hôte (Rousset *et al.*, 2001). Les résultats obtenus sur les fractions <2µm et <0,2µm indiquent des âges respectifs de 144,6 Ma (± 4,9 Ma) et 139,8 Ma (± 4,6 Ma) pour des teneurs en K₂O comprises entre 1,9 et 2,2% (fig. 4.32). Les âges calculés sont plus jeunes que l'âge stratigraphique admis par l'ensemble des échelles chronostratigraphiques, échelles par ailleurs relativement divergentes concernant les limites d'étages Callovien/Oxfordien et Oxfordien/Kimméridgien (Tab. VI).

Limites d'étages	Haq <i>et al.</i> (1987)	Cowie & Bassett (1989)	Harland <i>et al.</i> (1990)	Odin & Odin (1990)	Gradstein <i>et al.</i> (1995)	Palfy <i>et al.</i> , (2000)
Oxfordien/Kimméridgien	145 Ma	145 Ma	156 Ma	146 Ma	154.1 Ma	154.7 Ma
Callovien/Oxfordien	152 Ma	152 Ma	163 Ma	154 Ma	159.4 Ma	156.5 Ma

Tab. VI - Ages des limites d'étages Callovien/Oxfordien et Oxfordien/Kimméridgien selon les différentes échelles chronostratigraphiques.

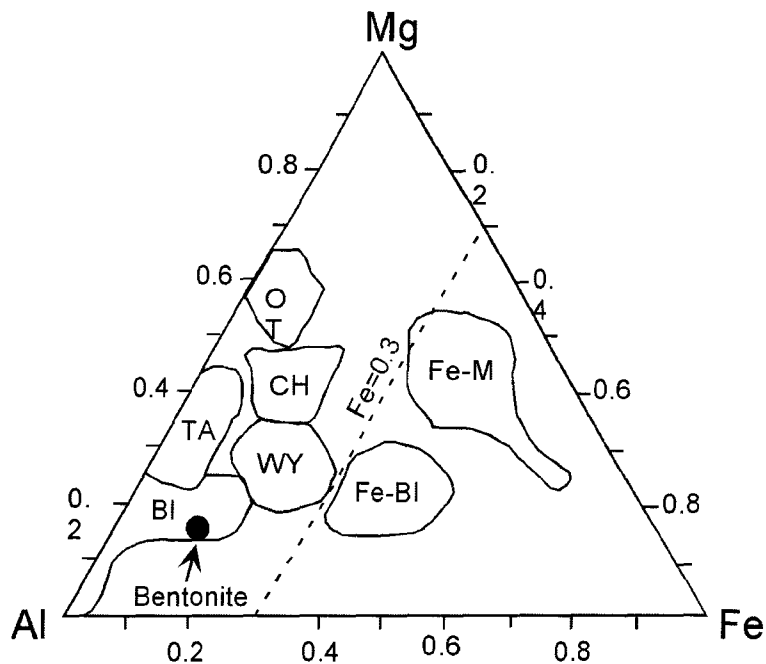


Fig. 4.29 – Diagramme ternaire des principaux cations des smectites - répartition des différents types de smectites (Güven, 1988). OT: montmorillonites de type Otay, CH: montmorillonites de type Cheto, TA: montmorillonite de type Tatatilla, WY: montmorillonites de type Wyoming, BI: beidellite, Fe-BI: beidellite riche en fer, Fe-M: variété de montmorillonite riche en fer.

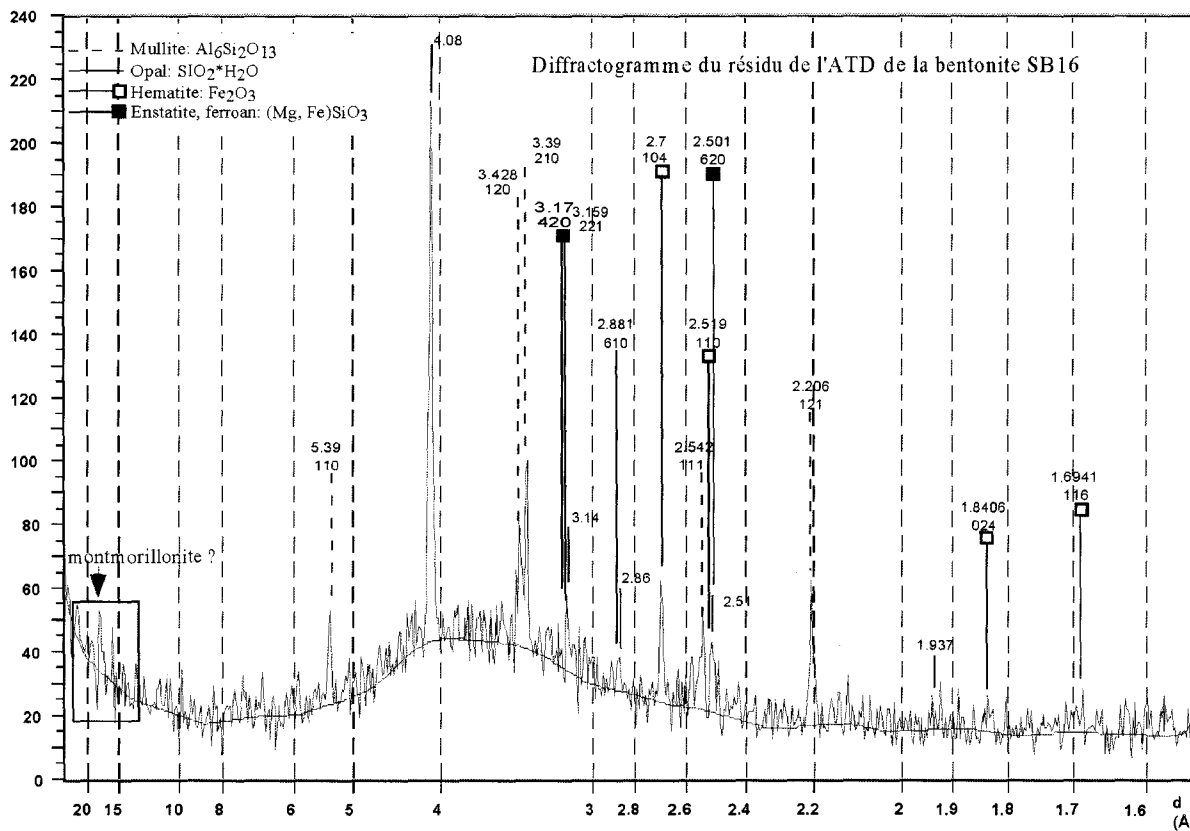


Fig. 4.30 – DRX d'une poudre de résidu d'ATD de la bentonite SB 16 (coupe de St Blin).

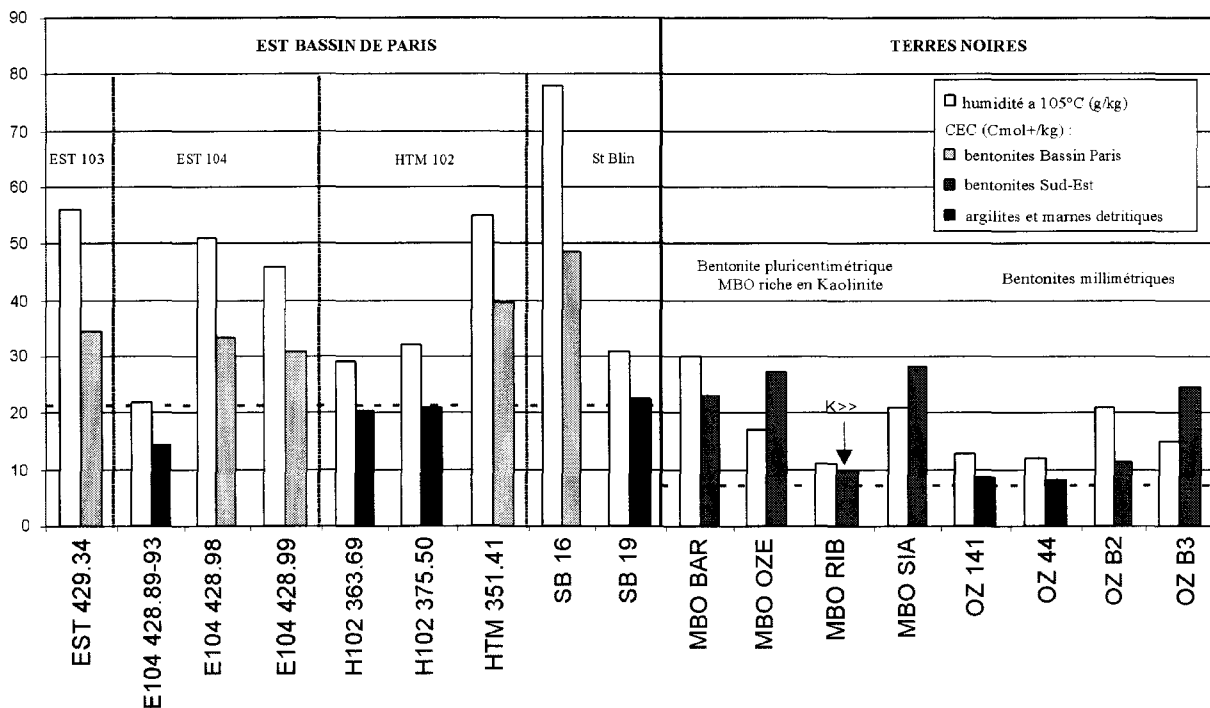


Fig. 4.31 – Capacité d'échange cationique et humidité à 105°C pour différentes bentonites et roches encaissantes.

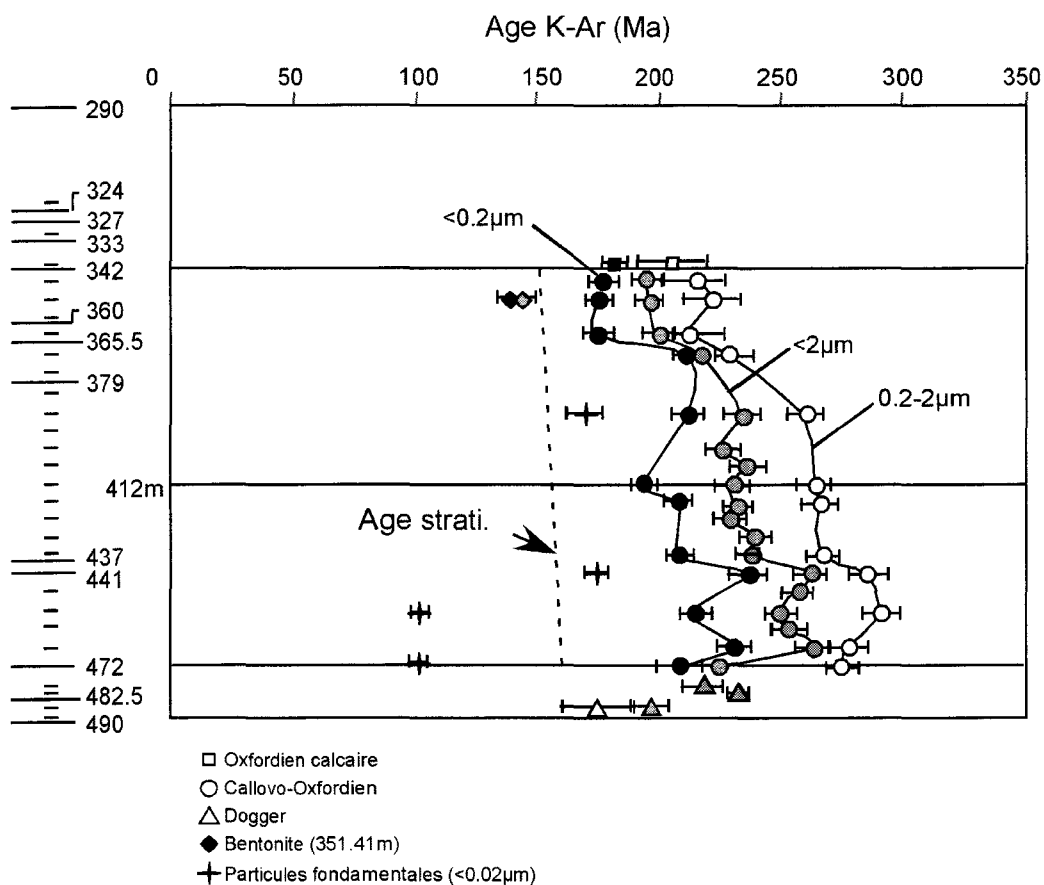


Fig. 4.32 – Age K-Ar d'échantillons encaissants argileux et de la bentonite du forage HTM 102 ANDRA sur différentes fractions granulométriques (Rousset *et al.*, 2001).

En effet, la charte de Jacquin *et al.* (1998), couramment utilisée pour le Mésozoïque, basée sur l'échelle de Gradstein *et al.* (1995), propose des limites de séquences placées à 157,9 et 157,4 Ma pour la base de la zone à Plicatilis (sous-zone à Vertébrale) et le sommet de Plicatilis (sous-zone à Antecedens).

En revanche, les échelles de temps fournissant classiquement des âges de limites plus jeunes pour cette époque, comme celles de Haq *et al.* (1987), Cowie & Bassett (1989) ou Odin & Odin (1990) placeraient la limite Cordatum/Plicatilis autour de 150 Ma. Les âges K-Ar mesurés sur la bentonite restent dans tous les cas plus jeunes que les limites proposées à partir des différentes échelles.

Les âges K-Ar calculés sur la bentonite, plus jeunes que l'âge stratigraphique, restent l'exception dans la série argileuse du Callovo-Oxfordien, où les argiles fournissent un âge K-Ar systématiquement plus vieux que l'âge stratigraphique (Rousset *et al.*, 2001 ; fig. 4.32). L'origine largement héritée des minéraux argileux du Callovien et de l'Oxfordien permet d'expliquer facilement cet âge K-Ar plus vieux. Par ailleurs, un faible écart existe entre l'âge K-Ar mesuré sur les différentes fractions granulométriques de la bentonite, ce qui n'est pas le cas pour les argiles encaissantes.

Ces résultats confirment la nature particulière de l'horizon de bentonite qui correspond à une néoformation d'argiles à partir de matériel volcanique et l'absence d'une forte proportion de minéraux détritiques qui aurait eu pour conséquence de vieillir l'âge. Il semble difficile d'attribuer une valeur stratigraphique à l'âge K-Ar mesuré, compte tenu des écarts par rapports aux échelles chronostratigraphiques. Deux hypothèses sur la signification de l'âge mesurée sont alors envisageables :

- De nouvelles phases diagénétiques peuvent précipiter, notamment des interstratifiés I/S pouvant augmenter la teneur en K. Cette illitisation des smectites conduisant à terme aux K-bentonites (si les conditions d'enfouissement, de température et le stock de potassium le permettent) n'est cependant pas observée pour la bentonite des forages étant donné la bonne préservation du matériel smectitique (Rousset, comm. pers.),
- L'âge correspond non pas au moment de mise en place des cendres dans le bassin de sédimentation mais à l'argillisation du matériel volcanique au cours d'une diagenèse plus ou moins précoce, qui peut intervenir parfois plusieurs millions d'années après le dépôt des cendres dans les environnements marins profonds (Hein & Scholl, 1978 ; Clauer *et al.*, 1997).

Aucune de ces hypothèses ne sera privilégiée étant donné le manque d'arguments pour justifier l'une ou l'autre d'entre elles. Il est par ailleurs envisageable que les différents processus cités puissent coexister. Seul un ensemble de datations isotopiques sur d'autres phases minérales (zircons, micas, feldspaths) permettrait de préciser l'âge chronostratigraphique du passage Oxfordien inférieur/Oxfordien moyen.

4.3 Caractérisation pétrographique

Les observations pétrographiques ont été effectuées sur 24 lames minces en microscopie optique et cathodoluminescence et sont complétées par l'analyse de frottis de sédiments, l'étude de la fraction lourde sous loupe binoculaire, l'analyse en microscopie électronique à balayage muni d'une sonde EDS et de données de DRX sur poudre. Les bentonites sont essentiellement composées d'une matrice argileuse et de particules de la taille des silts à sables fins. Les grains reconnus sont principalement des quartz et feldspaths détritiques, des cristaux de calcite, dolomite, ankérite et kaolinite. La proportion de minéraux primaires, d'origine volcanique est relativement faible, comme pour la plupart des bentonites, composées essentiellement d'argiles néoformées à partir de verres et ponces volcaniques (Jeans *et al.*, 1977 ; Pacey, 1984 ; Roberts & Merriman, 1990 ; Kolata *et al.*, 1996).

4.3.1 - Identification de minéraux pyroclastiques

Les rares cristaux primaires reconnus sont identifiés au MEB, par l'observation de la fraction décarbonatée de frottis de sédiments ou dans la fraction lourde ($d > 2,87$ ou $d > 3,3$) observée à la loupe binoculaire. Il s'agit principalement de feldspaths automorphes relativement gros, partiellement altérés et fréquemment cassés, de biotites automorphes et subautomorphes, de grains d'apatite et de zircons automorphes et plus rarement de ferromagnésiens ou quartz automorphes (Pl. XII-XIV).

L'identification de verres non altérés est extrêmement rare. Ceux-ci sont reconnaissables par leur morphologie présentant une cassure nette et sous forme d'écharde, par leur caractère isotrope en lumière polarisée analysée, par des structures de dégazage caractéristiques (bubble wall) ou par une cassure conchoïdale (Pl. XIII, photo G). La préservation de ponces est également extrêmement rare et leur identification délicate, compte tenu de leur fragilité et des recristallisations tardives en silice ou en carbonates. Leur aspect vacuolaire et

leur forme irrégulière sont de bons indices de reconnaissance. Des structures ovoïdes à frange de minéraux opaques de 500 µm, observées en lames minces (Pl. XV-XVII) pourraient correspondre à des reliques de lapilli accrétonnés. Aucune structure bien préservée, montrant clairement une texture vitreuse et des fantômes d'échardes de verre n'a été observée, contrairement à certaines bentonites ou tonsteins dans lesquels de telles reliques sont fréquentes (Jeans *et al.*, 1977, 2000 ; Spears *et al.*, 1999). Une texture fluidale de la matrice, caractéristique des téphra altérées peut être observée (Pl. XV, photos G, H). Les bentonites montrent, par rapport aux argilites encaissantes, un litage flexueux très prononcé qui traduit la compaction importante de ces niveaux argileux. Spears *et al.* (1999), soulignent que de telles textures peuvent résulter de l'agencement originel des verres volcaniques fortement compactés, du fait de leur grande fragilité, et de leur altération syn et post-compaction en minéraux argileux.

Il est difficile de différencier les cristaux de feldspaths d'origine volcanique, de ceux néoformés ou détritiques. De nombreux petits cristaux de feldspaths potassiques et sodiques automorphes (orthose, anorthite ou albite) d'une taille de 10-20 µm sont fréquemment observés au MEB (Pl. XIV, photo A). Ceux-ci sont certainement néoformés et ont dû précipiter à partir de fluides riches en silice et potassium, au cours de la diagenèse précoce. Certains feldspaths de taille plus importante (60-90µm) automorphes et cassés (Pl. XIV, photo B) pourraient être assimilés à des feldspaths d'origine volcanique. Ceux-ci sont toujours fortement potassiques et pourraient correspondre à des sanidines comme le suggère l'analyse en DRX.

De très rares grains de quartz automorphes, hexagonaux, ont pu être identifiés en frottis, MEB ou lames minces, d'une taille de 20 à 40 µm (Pl. XIII, photos H, I). Cependant leur origine volcanique est discutable, compte tenu de leur petite taille qui pourrait suggérer une origine diagénétique.

Les cristaux d'origine volcanique les plus facilement reconnaissables sont les zircons et les apatites. Cependant, leur teneur est particulièrement faible dans les bentonites et une majorité de zircons observés est d'origine détritique. Seuls les zircons automorphes, translucides, parfois cassés seront considérés comme des zircons primaires issus de la chambre magmatique à l'origine des cendres. Les zircons émoussés ou subautomorphes seront considérés comme détritiques bien que des zircons subautomorphes et arrondis (corrosion magmatique) soient majoritaires dans les séries magmatiques moins différenciées telles que les trachyandésites mésocrates (Pupin, 1976). Sur plusieurs centaines de grammes d'échantillons traités (décarbonatation, séparation des argiles, liqueurs de densité) une cinquantaine de grains automorphes d'une taille comprise entre 50 et 125 µm ont pu être récupérés. L'observation de quelques zircons présentant une face (100) seule (zircons de type J ou D dans la nomenclature de Pupin, 1976) suggère une origine volcanique certaine. Cependant la difficulté d'obtenir ces cristaux n'a pas permis de réaliser des études de population permettant de tester davantage ces observations et d'avoir des indications sur le type de volcanisme selon la méthode proposée par Pupin (1976). Fréquemment, ces cristaux sont cassés, allongés et présentent des inclusions vitreuses à bulles de retrait ou un état métamicté (déstructuration du réseau cristallin par le thorium) (Pl. XII, photos A-H). L'observation au MEB de ces grains permet de constater que des zircons d'apparence automorphe en microscopie optique peuvent présenter des arêtes émoussées et des faces légèrement altérées (Pl. XII, photo F) leur conférant un caractère plutôt subautomorphe. Les cristaux d'apatite sont assez abondants et se caractérisent par des prismes allongés ou des sections hexagonales parfois tronquées (Pl. XII, photos F-K). La taille de ces cristaux (80-150 µm) et leur forme automorphe suggère qu'il s'agit d'apatite d'origine volcanique et non d'apatite diagénétique ou détritique.

La proportion de minéraux ferromagnésiens est faible. La plupart des minéraux vert-brun pléochroïques, automorphes, correspondent à des tourmalines comme l'indique l'extinction droite, le pléochroïsme inverse ou les analyses à la sonde EDS (Pl. XIII, photos J-K). Quelques grains observés en frottis pourraient correspondre à des amphiboles, dont certaines présentent des corrosions magmatiques (Pl. XIII, photos A-B). La présence de quelques cristaux de biotites automorphes (Pl. XIII, photos C-D ; Pl. XIV, photos H-I) observés dans les fractions lourdes et au MEB suggère également une origine volcanique. Ceux-ci sont rarement observés en lames minces par microscopie optique ou en frottis, indiquant une proportion relativement faible dans les bentonites. Ces particules de biotites n'ont pas été identifiées dans des niveaux détritiques encaissants. Les teneurs en K, Si, Fe, Mg et Mn de ces cristaux (fig. 4.33) rendent compte d'une relative bonne conservation des rapports d'éléments suggérant une source commune. Les variations de la teneur en majeurs des différentes biotites analysées (fig. 4.33) proviennent en partie du dosage de l'oxygène plus ou moins correct par les microanalyses à la microsonde EDS. Cependant les diminutions de Si, Mg, Fe et Mn couplée à l'augmentation d'Al suggèrent une kaolinisation des biotites, comme le décrivent Weiss *et al.* (1992) pour des biotites de tonsteins tchécoslovaques.

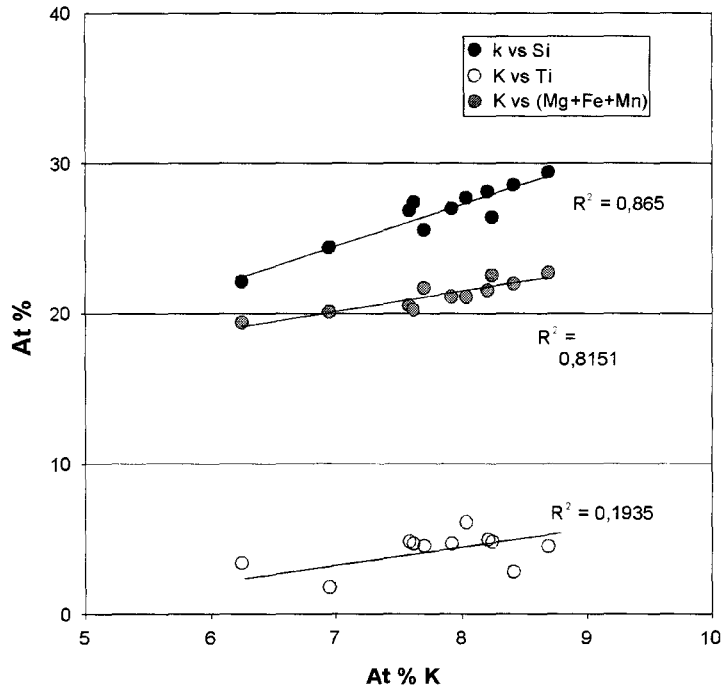


Fig. 4.33 – Analyses de biotites de la bentonite SB 16 (St Blin) à la sonde EDS pour K, Si, Ti, Mg, Fe et Mn.

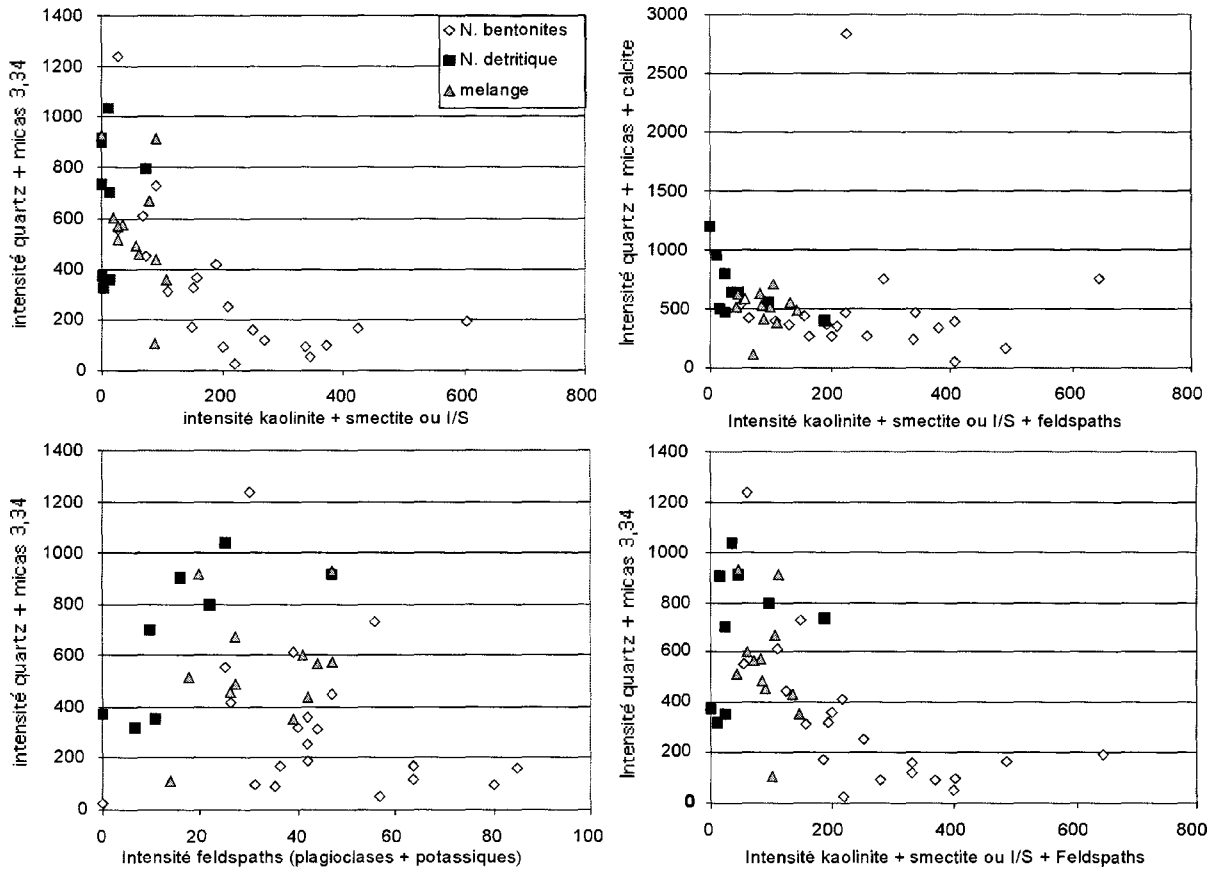


Fig. 4.35 – Diagrammes discriminants basés sur les intensités mesurées en DRX de poudre de roche totale sur des échantillons de bentonites, de roches encaissantes et de mélanges.

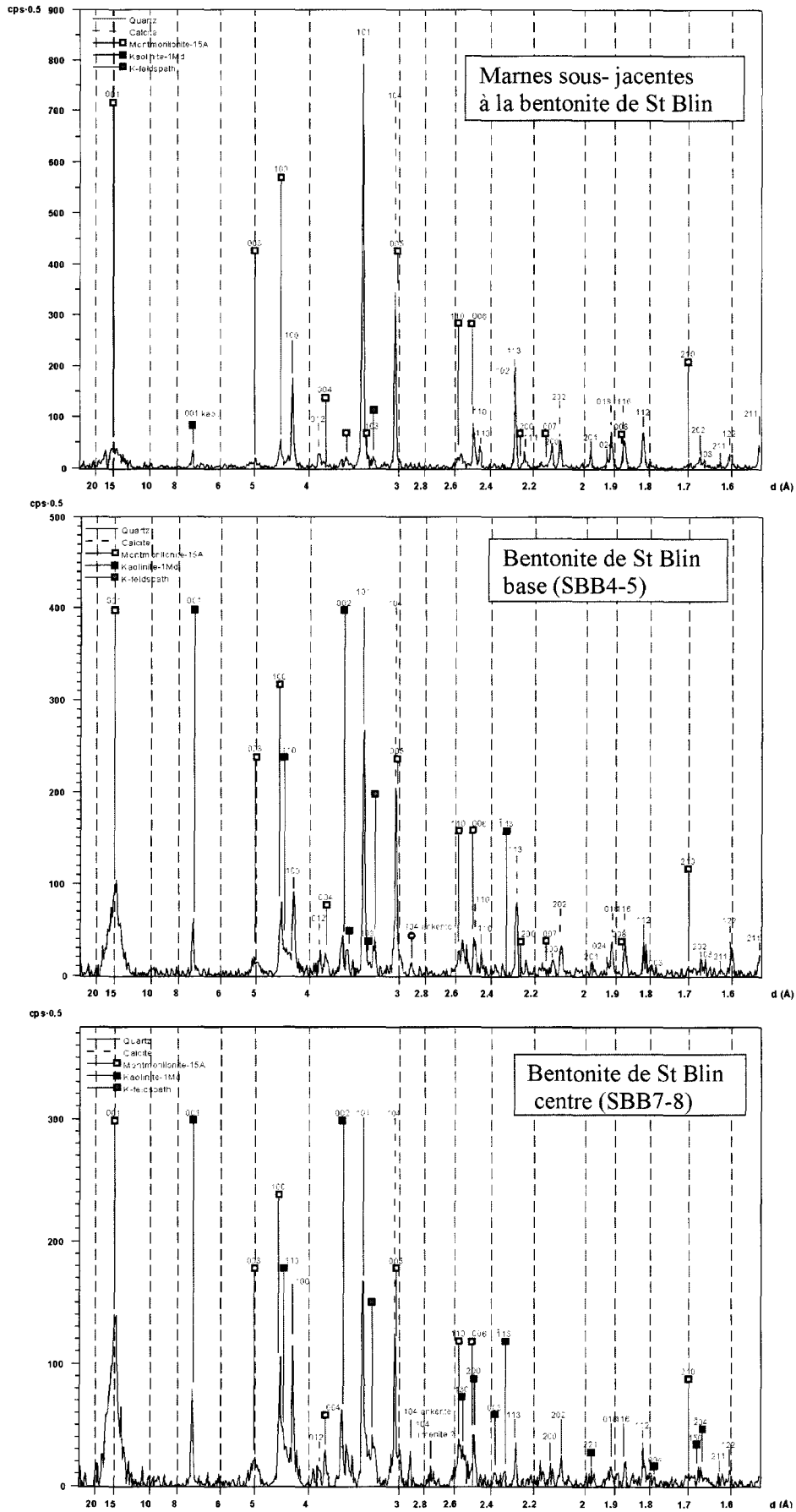


Fig. 4.34 – DRX de poudres de bentonites (St Blin) et roches encaissantes. Comparaison de la minéralogie de la roche totale.

L'observation de grains de rutile et d'anatase dans la fraction lourde est très fréquente. Les cristaux peu usés à habitus prismatique quadratique sont vraisemblablement d'origine volcanique (Pl. XII, photos L).

4.3.2 - Les phases néoformées

Hormis la fraction argileuse smectitique, qui correspond à la majorité des phases minérales néoformées à partir de la dévitrification des verres volcaniques, les principaux minéraux authigènes sont les carbonates (calcite, dolomite, ankérite), les feldspaths et la kaolinite et, dans une moindre mesure, la silice, la pyrite et les phosphates.

Les minéraux argileux constituent la matrice des bentonites. Les minéraux smectitiques microcristallins (feuilletés de quelques microns) se présentent au MEB sous la forme d'agrégats présentant une texture caractéristique pétaloïde ou en nid d'abeilles (Pl. XVI, photos A-B ; Pl. IV). Ce type de texture est fréquemment associé aux bentonites et aux niveaux présentant une forte proportion de smectites (Yalçın & Günüser, 2000 ; Christidis, 2001).

Les carbonates se trouvent sous la forme de cristaux isolés, de plages, de ciment et dans les rares bioclastes observés. Les larges plages de carbonate (plusieurs centaines de microns à quelques millimètres) correspondent à des amas de calcite granulaire, micritique à microsparitique (5-10 μm). Elles sont réparties de manière aléatoire, bien que fréquentes à la base des bentonites (Pl. XV, photo E) et ne correspondent ni à des remplissages de porosité, ni à des remplissages d'organismes (Pl. XV, photo D ; Pl. XVI, photo E). L'observation au MEB met en évidence à proximité de ces plages des pseudomorphoses en calcite, prismatiques ou hexagonales de quelques dizaines de microns (Pl. XVI, photo D), ressemblant fortement aux observations de Yalçın & Günüser, (2000), dans des bentonites de Turquie. Ce type de structures et de néoformations suggèreraient la présence d'un milieu saturé en Ca permettant la précipitation de ces amas carbonatés, les cristaux hexagonaux à prismatiques pouvant correspondre à une épigénie calcitique à partir de minéraux primaires (apatite? Pyroxène? Amphibole?). Les cristaux de calcite sous forme de sparites ou microsparites sont également fréquents en remplissage de porosité (Pl. XVI, photo C).

Les cristaux de dolomite sont généralement automorphes, parfois partiellement dissous (golfs de corrosion) et sont isolés dans la matrice (texture idiotopique-P). Ils présentent une forme rhomboédrique caractéristique et montrent au MEB (mode électrons rétrodiffusés) ainsi qu'en cathodoluminescence, des zones de croissances indiquant des teneurs variables en éléments traces et notamment en Mn et Fe (Pl. XIV, photos C-D). Les teneurs en fer et en magnésium mesurées, varient en fonction des zones de croissance et montrent un enrichissement en fer dans les bandes claires. Compte tenu du rapport Mg/Fe < 4, une composition d'ankérite peut être suggérée pour les dernières zones de croissances. L'analyse par DRX de poudres, indique également les raies caractéristiques d'ankérite plutôt que de la dolomite (fig. 4.34). En cathodoluminescence, l'ankérite apparaît sous forme de rhomboèdres non luminescents. Ces observations sont également classiques pour les roches argileuses détritiques encaissantes de l'ensemble du forage (Coquinot, 2000).

La kaolinite se présente sous forme de gros agrégats lamellaires de plusieurs centaines de microns (Pl. XIV, photos E-G ; Pl. XVII, photos A-F) donnant une forme en éventail par l'agencement des différents feuilletés de kaolinite. Elle s'observe bien en cathodoluminescence où elle apparaît sous des teintes bleu foncé, violacé (Pl. XVIII). Celle-ci est fréquemment associée à des feuilletés plus clairs, bien visibles au MEB (mode normal et rétrodiffusé), dont l'analyse optique et chimique par sonde EDS indiquent qu'il s'agit de micas blancs. L'association de ces deux minéraux correspond à de la leverriérite et a été observée dans plusieurs échantillons de la formation callovo-oxfordienne (Coquinot, 2000). Cependant son abondance est remarquable dans les bentonites des forages et de St Blin. Ce type de morphologie de la kaolinite est fréquemment décrit dans des tonsteins où kaolinite et leverriérite constituent des pseudomorphoses de biotite (Millot, 1964 ; Burger, 1983 a, b; Diessel, 1985). La kaolinite sous forme vermiculaire (petits feuilletés de 10-30 μm montrant une texture en accordéon au MEB) a été relativement peu observée dans les échantillons de bentonites et se trouvent à proximité de feldspaths en cours d'altération ou en remplissage de porosité.

Quelques plages de phosphates sont identifiées et correspondent soit à des amas irréguliers dispersés dans la matrice (cas le plus fréquent et bien marqué pour l'échantillon HTM 351.41), soit sous forme de grains arrondis de plusieurs centaines de micromètres, pouvant correspondre à une épigénie de bioclastes (Pl. XIV, photo K).

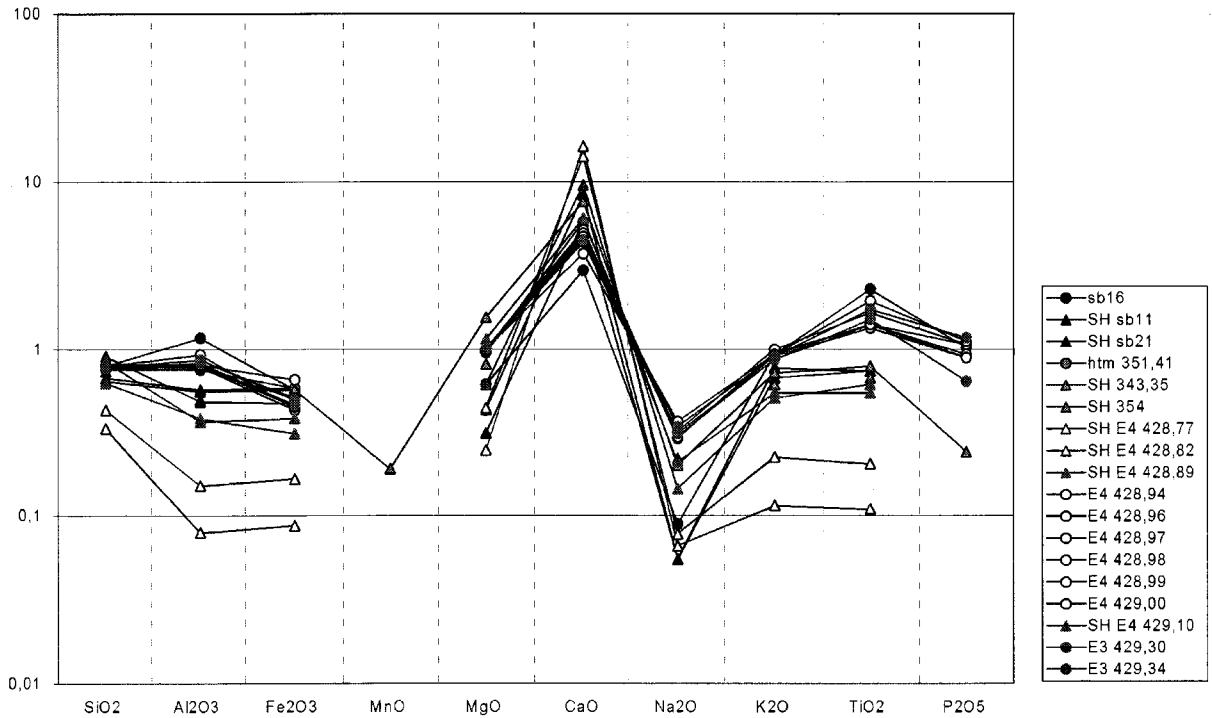


Fig. 4.36 – Géochimie des éléments majeurs normés au shale moyen (Cody-Shale SC01) pour des bentonites (cercles) et roches encaissantes (SH et triangles); sb16: centre de la bentonite de St Blin; E4, E3, htm: forages EST 104, EST 103 et HTM 102.

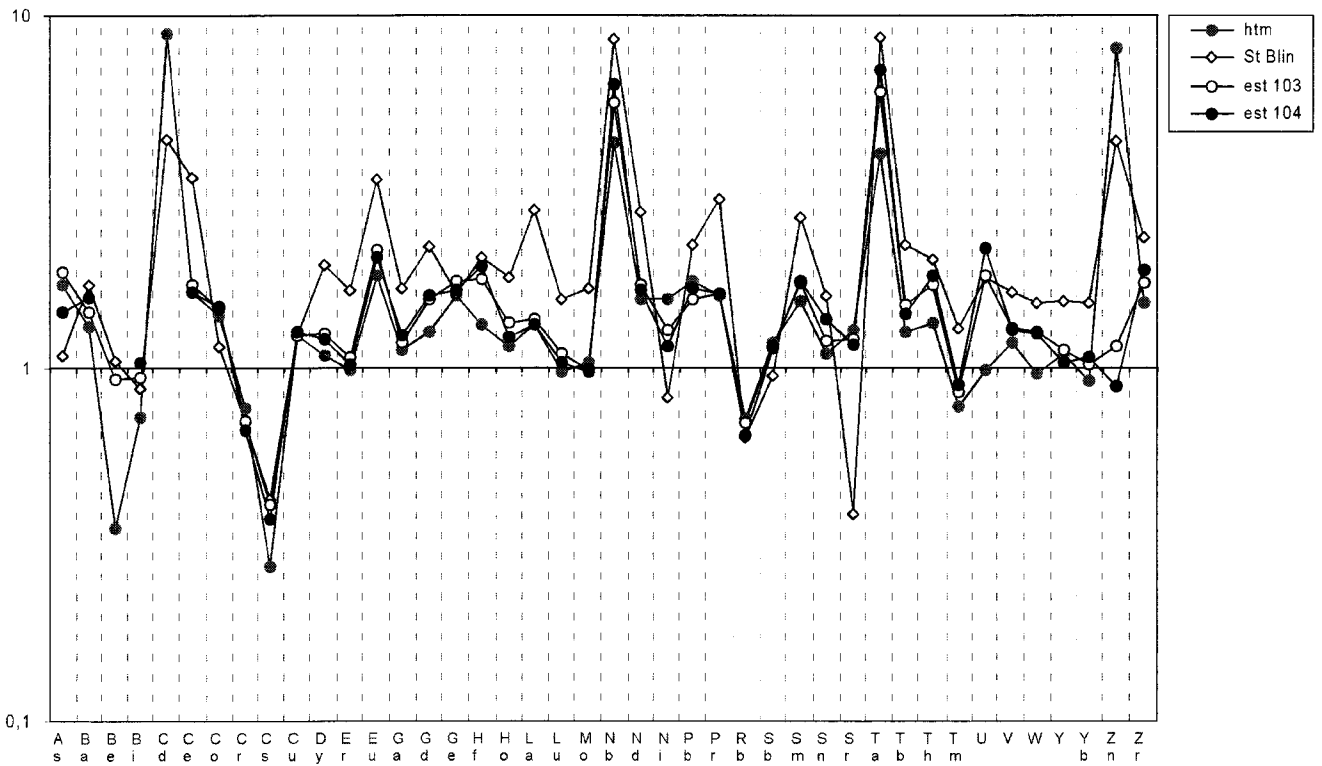


Fig. 4.37 – Géochimie des éléments traces et Terres Rares pour les différentes bentonites oxfordiennes du Bassin de Paris. Les échantillons sont normés par rapport à une argilite standard du forage HTM 102.

Peu de néoformations de silice sont identifiées dans les échantillons de bentonite à l'exception de la bentonite de St Blin où de faibles concentrations jaunâtres et isotropes, de plusieurs centaines de microns pourraient correspondre à de l'opale (Pl. XVII, photo B). La pyrite est relativement abondante et se concentre surtout au niveau des quelques microfossiles (foraminifères) présents. Les oxydes de fer ne sont pas rares, des grains d'hématite et de magnétite ont pu être analysés au MEB (Pl. XIII, photos E-F).

4.3.3 - Les minéraux détritiques

La fréquence de grains détritiques est relativement importante, particulièrement pour les bentonites des forages. Ces grains sont constitués de quartz et feldspaths subautomorphes ou émoussés de taille comprise entre 50 et 100 μm . Ils apparaissent généralement noirs, ou parfois bleus en cathodoluminescence (Pl. XVIII). Les feldspaths reconnus sont majoritairement potassiques et correspondent à des sanidines, microclines et orthoses. Peu de plagioclases ont été observés. Les analyses par DRX montrent une diffraction vers 3,21-3,25 Å, confirmant la présence de sanidine et microcline observés en microscopie optique et MEB, alors que les plagioclases et l'orthose montrent des raies caractéristiques vers 3,19-3,21 Å. Les feldspaths détritiques apparaissent bleus vifs en cathodoluminescence (Pl. XVIII). De rares muscovites sont observées dans les niveaux de bentonite ou elles apparaissent le plus souvent associées à de la kaolinite (leverriérite). Dans la fraction lourde, des zircons arrondis ainsi que des tourmalines automorphes probablement d'origine détritique, sont fréquemment rencontrés, tout comme des oxydes de titane indifférenciés (rutile, anatase, brookite) en baguette ou émoussée. Pour ces derniers, il est difficile d'estimer avec certitude leur origine détritique, volcanique ou diagénétique.

Les échantillons de bentonite les plus riches en minéraux détritiques, correspondent à ceux possédant les moins bons signaux au niveau de la cristallinité et de l'intensité de la smectite. C'est le cas des échantillons à la base de la bentonite du forage EST 104 (Pl. XVIII, photo B ; Pl. XVIII, photos A-B). La comparaison des diffractogrammes de poudre (roche totale) d'argilites et de marnes encaissantes avec des échantillons de bentonites, permet d'apercevoir en plus d'une nette augmentation de l'intensité de smectite, une forte augmentation de l'intensité de kaolinite, confirmant la présence abondante des gros amas de kaolinite observés au microscope (fig. 4.34). La comparaison des diffractogrammes montre également une nette diminution des raies 100 et 101 du quartz (pic à 4,26 Å et 3,34 Å), suggérant une diminution importante de cette espèce minérale entre les argilites détritiques et les bentonites (fig. 4.34). Cette observation est largement confirmée par la comparaison de lames minces de bentonites et d'argilites encaissantes et l'analyse de lames minces présentant la transition, en microscopie optique et cathodoluminescence (Pl. XV, photos E-G ; Pl. XVII, photo G ; Pl. XVIII). Les photos C et D de la planche XVIII permettent de comparer le signal en cathodoluminescence où l'on voit une forte proportion de grains de calcite (en rouge) et d'amas de kaolinite (en bleu foncé) pour la bentonite de St Blin et une forte proportion de quartz et feldspaths détritiques (en noir et bleu vif) pour un échantillon d'argilite encaissante sous-jacent. Cependant, la comparaison des diffractogrammes de poudres sur roche totale indique une légère augmentation de l'intensité du pic de feldspaths pour certains échantillons de bentonite, suggérant une proportion plus forte de feldspaths dans les bentonites. Cette augmentation traduit très probablement la présence de feldspaths d'origine volcanique et de feldspaths néoformés en plus grand nombre, compensant les feldspaths détritiques, moins nombreux, associés aux grains de quartz détritiques.

Un certain nombre de rapports basés sur l'intensité en DRX des principales phases cristallines ont été testés pour montrer les variations minéralogiques entre bentonites et argilites encaissantes (fig. 4.35). D'une manière générale, les bentonites présentent des intensités plus fortes en feldspaths, kaolinite et smectite et des intensités plus faibles en quartz et micas (pic à 3,34 Å) comme le montre le rapport $I(\text{quartz} + \text{micas})/I(\text{Feld.} + \text{Sm} + \text{Kaol.})$. La teneur en calcite est variable. Elle peut être supérieure dans les bentonites, dans ce cas la calcite correspond à des précipitations sous forme de minéralisations. Les échantillons de bentonites montrant un mélange important en microscopie optique, présentent des positions intermédiaires entre niveaux détritiques et niveaux de bentonites relativement purs (fig. 4.35).

4.4 - Caractéristiques géochimiques des bentonites du Bassin de Paris

4.4.1 - Profils géochimiques des éléments majeurs

23 analyses géochimiques sur éléments majeurs, traces et terres rares ont été réalisées sur roche totale afin de déterminer la signature géochimique des bentonites et de la comparer à celle de niveaux détritiques. Une comparaison est effectuée pour les éléments majeurs entre bentonites des forages HTM102 (1 échantillon traité), EST103 (2 échantillons traités), EST104 (10 échantillons traités) et St Blin (1 échantillon traité) par rapport aux roches argileuses encaissantes (7 échantillons traités) et encaissant carbonaté (2 échantillons traités). Les résultats, normalisés au shale moyen (CodyShale SCo-1, Govindaraju, 1994) portés fig. 4.36., montrent peu de

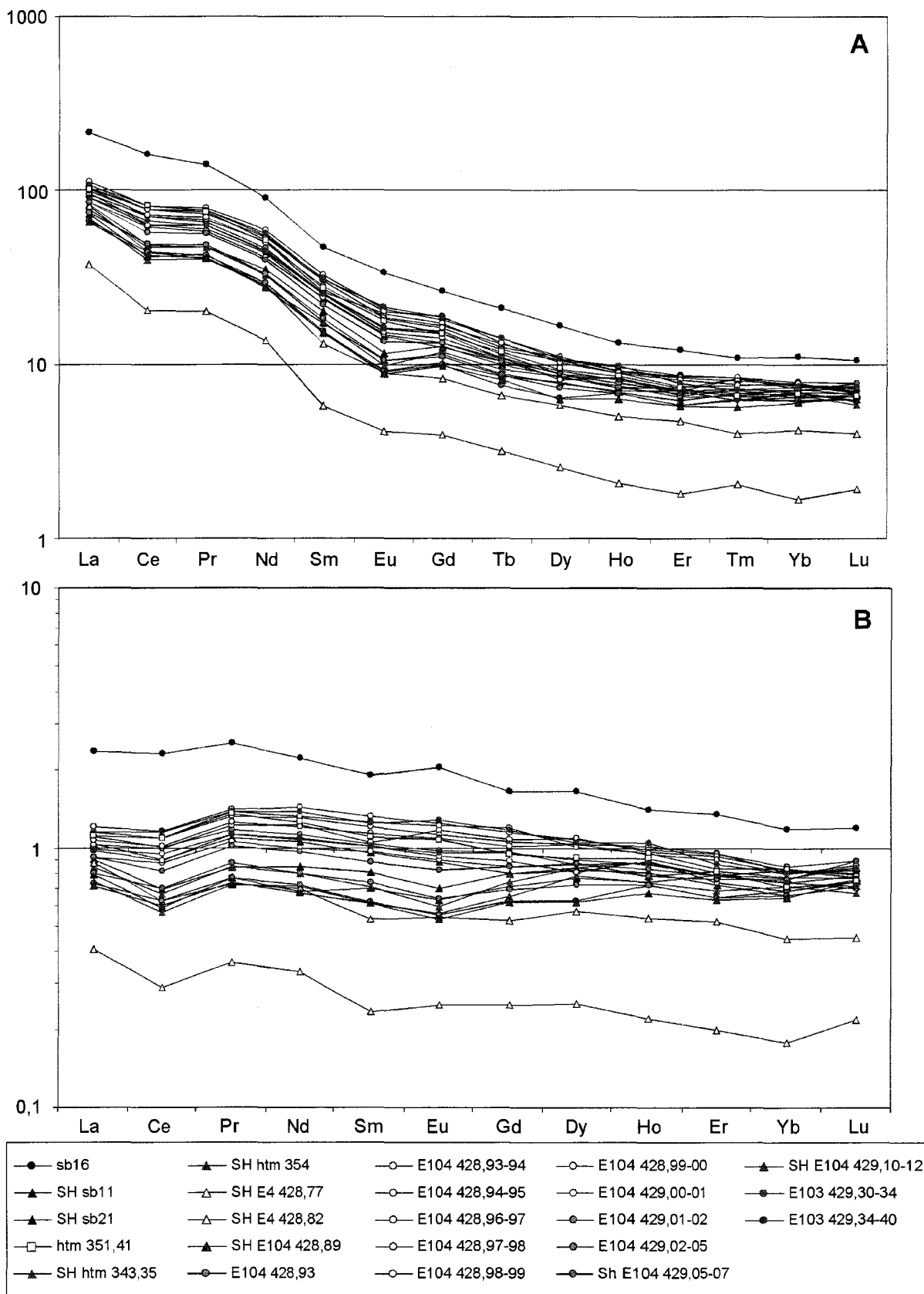


Fig. 4.38 – Profils de Terres Rares normalisés aux chondrites (A, Bougault, 1980) et au Cody-Shale (B, Govindaraju, 1994 ; SCo-1) pour des échantillons de bentonites du Bassin de Paris et de roches encaissantes.

variations pour SiO_2 , Fe_2O_3 , MnO , et MgO . En revanche, un net enrichissement en Al_2O_3 , TiO_2 et P_2O_5 est caractéristique des bentonites (fig. 4.36). Il est possible de noter également un léger enrichissement en Na_2O et K_2O ainsi qu'un appauvrissement en CaO . Le rapport $\text{Al}_2\text{O}_3/\text{SiO}_2$ en fonction de TiO_2 , est un bon moyen de discriminer les bentonites, des niveaux détritiques (fig. 4.51) comme l'indique Wray (1999). Les valeurs des concentrations moyennes calculées pour chaque élément donnent pour les bentonites : 48,4 % SiO_2 , 11,7 % Al_2O_3 , 2,6 % Fe_2O_3 , 2,6 % MgO , 11,7 % CaO , 0,3 % Na_2O , 2,5 % K_2O , 1 % TiO_2 , 0,2 % P_2O_5 et 19 % de perte au feu. Si on recalcule ces valeurs en ne considérant que SiO_2 , Al_2O_3 , Fe_2O_3 , MgO , Na_2O et K_2O , on obtient 71 % SiO_2 , 17 % Al_2O_3 , 4 % Fe_2O_3 , 7 % $\text{MgO}+\text{K}_2\text{O}$ et 0,5 % Na_2O . Ces valeurs sont en accord avec les données de Fisher & Schmincke (1984), qui indiquent comme valeurs moyennes pour la plupart des bentonites: entre 55 et 75% de SiO_2 , entre 15 et 25% d' Al_2O_3 , 5% de Fe_2O_3 , 3% de $\text{MgO}+\text{K}_2\text{O}$ et <1% de Na_2O . Les deux échantillons carbonatés (Ech. SH E4 428,77 et Ech. E4 428,82) sont classiquement associés à des valeurs plus faibles pour l'ensemble des éléments majeurs sauf pour CaO .

4.4.2 - Profils géochimiques des éléments traces et terres rares

Concernant les éléments traces et terres rares, un enrichissement notable en LILE (Large-Ion Lithophile Element) et HFS (high field strength) tel que Nb, Hf, Pb, Ta, Th, U, V, Y, Zr, Cd, Eu et La, caractérise les bentonites du bassin de Paris. Les anomalies en Nb, Ta et Cd les plus marquées, montrent un enrichissement proche d'un facteur 10 par rapport aux argilites détritiques (fig. 4.37). Ces principales anomalies ont été reportées sur la fig. 4.40. Un appauvrissement notable en Cs, Rb, Cr, Tm et parfois en Bi et Be est associé aux échantillons de bentonite (fig. 4.37). Les spectres des terres rares (REE) normalisés au chondrites (Bougault, 1980) ou au shale moyen (Govindaraju, 1994) montrent un enrichissement en REE légères (fig. 4.38). Les bentonites sont fréquemment marquées par un rapport La/Yb élevé. Ces différents enrichissements et appauvrissements sont systématiques dans la plupart des niveaux de bentonites (Spears & Kanaris-Sotiriou, 1979 ; Pacey, 1984 ; Fisher & Schmincke, 1984 ; Roberts & Merriman, 1990 ; Merriman & Roberts, 1990 ; Huff *et al.*, 1993 ; Laviano & Mongelli, 1996 ; Clayton *et al.*, 1996 ; Spears *et al.*, 1999).

Les analyses chimiques de 15 échantillons du tronçon de carotte du forage EST 104 permettent de suivre la variabilité géochimique au sein du niveau de bentonite (fig. 4.40). De nouveau, il est possible de constater une rupture franche entre les marnes sous-jacentes et la base de la bentonite, un signal maximal au centre de la bentonite et une diminution progressive du signal au sommet du niveau (exemple du Nb).

La figure 4.39 montre un certain nombre de diagrammes de discrimination utilisant les éléments les moins mobiles (TiO_2 , Al_2O_3 , Th, Nb, Y, Zr) ainsi que des rapports d'éléments tels que Zr/Ta et Th/Nb. Ceux-ci permettent de séparer très nettement les niveaux de bentonites, des niveaux détritiques. Le bon regroupement observé pour les rapports Zr/Ta et Th/Nb pour les bentonites ainsi que la constance des rapports d'éléments Th vs Nb (droite de régression : $R^2=0,956$) ou TiO_2 vs $\text{Al}_2\text{O}_3/\text{SiO}_2$ (droite de régression : $R^2=0,902$) suggèrent une source volcanique originelle commune pour les bentonites (fig. 4.39). On remarque que ces rapports d'éléments ne sont pas du tout constant dans le cas des argilites détritiques ($R^2=0,476$ pour Th vs Nb et $R^2=0,723$ pour TiO_2 vs $\text{Al}_2\text{O}_3/\text{SiO}_2$). En revanche les rapports d'éléments tels que Zr ou Y ne montrent pas une grande constance, pouvant indiquer une concentration ou une mobilité différentielle entre ces deux éléments au cours du dépôt et de l'altération des cendres.

5 - Interprétation des données minéralogiques et géochimiques - variabilité latérale à l'échelle des forages et de St Blin

La distinction entre niveaux argileux purement détritiques et produits d'altération de roches pyroclastiques est particulièrement délicate aussi bien pour les séries sédimentaires que pour les formations volcano-sédimentaires (Jeans *et al.*, 1977, 2000 ; Zimmerle, 1989 ; Fritz & Vanko, 1992). Les différentes caractéristiques minéralogiques (roche totale et fraction argileuse) et géochimiques des bentonites des forages et de la coupe de St Blin montrent des différences notables avec les argilites et marnes encaissantes. Les différents diagrammes minéralogiques ou géochimiques utilisés permettent de différencier les niveaux d'origine détritique des niveaux d'altération de cendres volcaniques. Cependant, la géochimie et notamment la forte concentration en éléments immobiles (Nb, Ta, Th, Zr, Y, TiO_2) sont les caractéristiques les plus discriminantes, puisque peu d'indices pétrographiques évidents (texture vitreuse, verres et ponces volcaniques bien conservés et parfaitement identifiables) suggèrent une origine volcanique. La géométrie des dépôts (concordance stratigraphique, continuité à l'échelle de l'affleurement, corrélation envisageable sur plusieurs kilomètres, épaisseur des niveaux < 10 cm) et la nature particulière des argiles sont les arguments complémentaires pour affirmer la nature volcanique des dépôts originels ayant formés les niveaux oxfordiens riches en smectites.

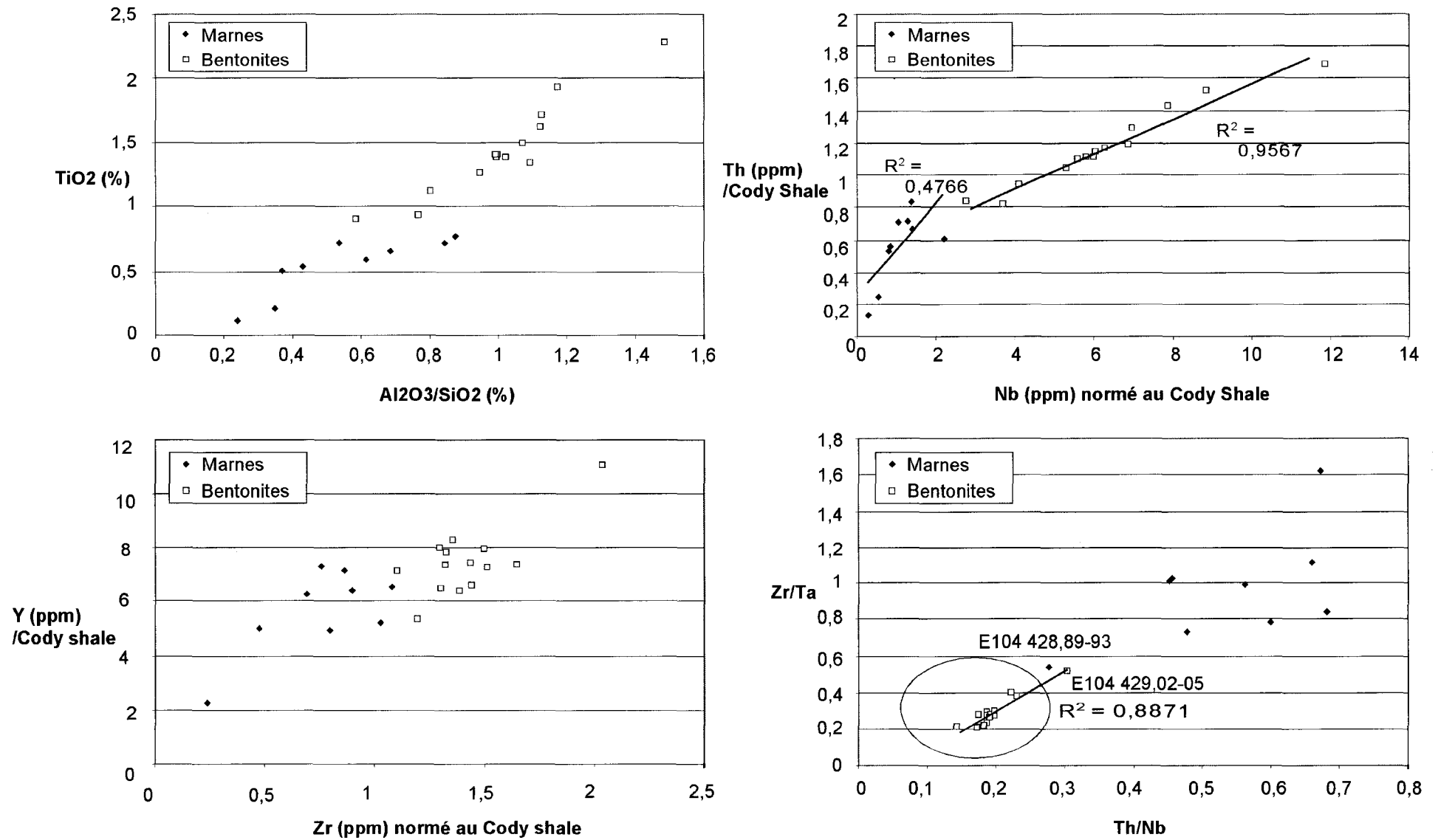


Fig. 4.39 - Diagramme de discrimination utilisant des éléments peu mobiles et rapports d'éléments pour des bentonites et roches encaissantes

Cependant, il est clair qu'une contamination constante marquée par la présence de rares bioclastes, de minéraux détritiques (principalement quartz et feldspaths), d'argiles détritiques (illite et chlorite observées en DRX de pâtes orientées $<2\mu\text{m}$ ou de smectites détritiques identifiées par les ATD) apparaît comme non négligeable. Dans les bentonites pures, primaires, très peu de grains détritiques et bioclastes sont observés (Jeans *et al.*, 1977 ; Von rad & Thurow, 1991 ; Kolata *et al.*, 1996). A l'inverse, les bentonites secondaires, c'est à dire plus ou moins remaniées par les courants (tempestites, turbidites, ...) sont riches en minéraux détritiques et bioclastes, mais ne sont généralement pas continues à l'affleurement, et se présentent sous forme de lentilles et en remplissage de paléocreux. Elles sont de ce fait plus difficilement corrélables (Jeans *et al.*, 1977 ; Von rad & Thurow, 1991).

Les différents horizons de bentonites étudiées présentent une variabilité notable. Entre les forages EST104, EST103 et HTM102, les différences sont peu significatives. Les échantillons des bentonites d'EST103 et HTM102 montrent un signal géochimique, minéralogique et des C.E.C. voisins, très proches des échantillons les moins contaminés de EST104 qui se trouvent au centre de l'horizon. Parmi ceux-ci, l'échantillon EST104 428,98-99 montre le comportement "bentonitique" le plus marqué (DRX, ATD, géochimie) et correspond sans doute au niveau le moins contaminé par des minéraux détritiques. Cependant l'observation en lame mince de ce niveau met en évidence une certaine proportion de quartz et feldspaths détritiques toujours importante (estimation à 10-15 %). Il en est de même pour les échantillons des bentonites de EST103 et HTM 102. Il est donc important que les interprétations géochimiques concernant la nature du magma et l'utilisation des éléments traces à des fins de corrélation soient menées sur ces niveaux les moins contaminés.

La comparaison entre les échantillons de bentonites des forages et ceux de la bentonite de la coupe de St Blin, 20 km au Sud, reflète un certain nombre de différences. Au niveau de la fraction argileuse $<2\mu\text{m}$, la bentonite de St Blin montre une cristallinité et une intensité plus forte (jusqu'à 4000 coups pour l'échantillon SBB11) couplées à une intensité de kaolinite plus forte (400 coups pour SBB11). L'ATD montre un signal voisin de l'horizon de bentonite le moins contaminé du forage EST 104, avec un pic à 500°C très peu prononcé. D'un point de vue géochimique, seul un échantillon a été analysé. Il montre les valeurs les plus fortes en TiO_2 et Al_2O_3 (fig. 4.37 ; fig. 4.40) et correspond pour les éléments traces et terres rares à l'échantillon possédant les plus fortes anomalies, notamment en V, Y, La, et Sm. La mesure de C.E.C. révèle également une valeur plus importante pour la bentonite de St Blin (48 Cmol/kg). Enfin l'analyse pétrographique de plusieurs lames minces à la base, au centre et au sommet de cet horizon indique une contamination par des quartz et feldspaths moins nette que le reste des lames minces de bentonites (estimation à 0-10%). Il semble donc que cette bentonite ait subi un mélange moins important et serait conforme à la définition de bentonite primaire. Ce niveau est marqué comme la bentonite du forage EST104 par un signal décroissant au sommet, suggérant une bioturbation intense permettant une réhomogénéisation complète du sédiment avec les argiles détritiques sus-jacentes. Cependant, elle ne présente pas de "passées" à caractère fortement détritique comme le montre la base de la bentonite du forage EST 104 (échantillon EST 104 429,01 à 429,05). Si ces deux bentonites sont bien corrélables, comme le suggèrent la position biostratigraphique et les caractéristiques minéralogiques et géochimiques communes (cf chapitre 5), cela signifierait un mélange plus important pour la bentonite des forages. Cela reflète une possible remobilisation partielle, permettant une incorporation de quelques bioclastes et grains détritiques. Cependant, compte tenu du temps d'accumulation des cendres (plusieurs mois à quelques années maximum), il n'est pas impossible que des courants de fond ou des tempestites distales aient pu remanier et incorporer du matériel détritique dans la bentonite. Celle-ci ne correspondrait donc pas nécessairement à une bentonite secondaire au sens accumulation de matériel pyroclastique drainé depuis un continent ou depuis une aire géographique immergée moins profonde, plus ou moins lointaine (d'Atri *et al.*, 1999), mais à une altération *in situ* de cendres retombées par voie aérienne et partiellement mélangées par l'apport de minéraux détritiques à partir de vannage par des courants de fonds et l'action de la bioturbation. La réalisation de lames minces en continu sur cette bentonite, permettrait de tester ces hypothèses et de vérifier si des laminations ou des surfaces érosives existent. Compte tenu de la texture extrêmement friable du niveau, de telles observations n'ont pu être réalisées.

L'absence de préservation de la bentonite sur le forage MSE 101 pourrait résulter d'une remobilisation complète du niveau par les processus invoquée plus haut.

6 - Caractéristiques minéralogiques et géochimiques des bentonites du Bassin Subalpin

6.1 - Aspect macroscopique

Les niveaux b1, b2, b3 et b5 sont des horizons argileux plastiques de couleur brune, ocre particulièrement distincts des marnes argileuses encaissantes quand les conditions météorologiques et d'affleurement s'y prêtent: terrains pentés à pendage horizontal ou subhorizontal et observation du terrain après une période pluvieuse. Les niveaux argileux bentonitiques conservent une certaine humidité contrairement aux

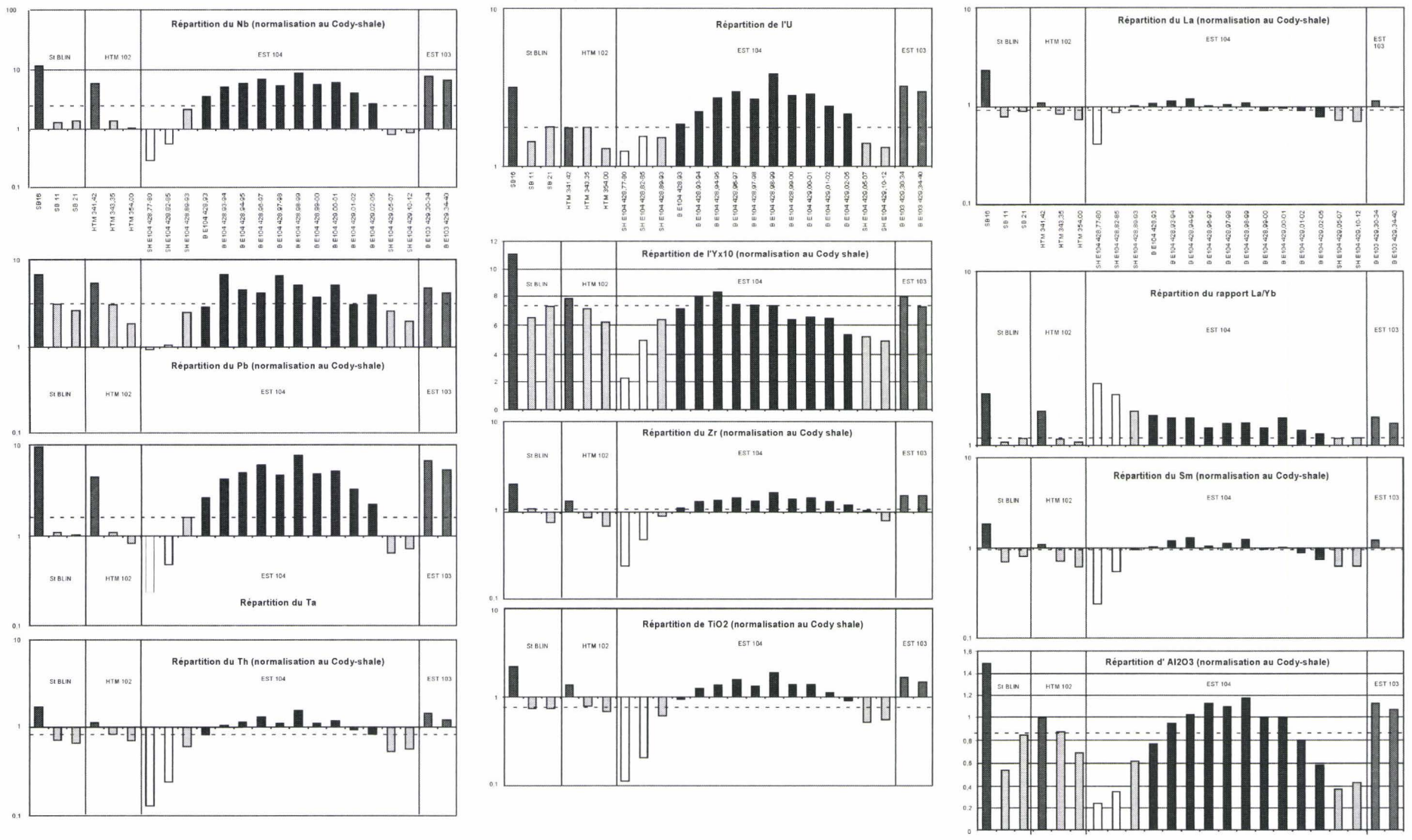


Fig. 4.40 - Répartition de différents éléments traces et Terres Rares présentant des anomalies positives dans les bentonites par rapport aux roches marnieuses et marmo-calcaires encaissantes

- Marnes carbonatées
- Marnes encaissantes
- Bentonite du forage EST 104 ANDRA
- Bentonite du forage HTM 102 ANDRA

marnes plus indurées qui sèchent très rapidement. Par ailleurs, ces niveaux contiennent préférentiellement racines, plantes ou petits arbustes profitant de ces discontinuités tendres, humides et riches en nutriments. Ce repérage facilité par la présence de végétation est un caractère commun aux bentonites (Kolata *et al.*, 1996) et a permis dans certains cas la localisation, l'identification et la corrélation de niveaux de cendres comme les "niveaux à touffes" décrits par Friès (1987), dans les marnes bleues aptiennes, baptisés depuis bentonites Van Gogh et Matisse (Dauphin, 1997 ; Beaudoin *et al.*, 1999). Ces fins dépôts de bentonites s'observent principalement sur les coupes d'Oze et Montréal-les-Sources et ont été suspectés par leur caractère continu et conforme à la stratification à l'échelle de l'affleurement. Cependant ces horizons possèdent des épaisseurs variables et peuvent se réduire à de très fins liserés pratiquement indiscernables des marnes encaissantes, se biseauter ou disparaître par endroit. Pour tester leur continuité à plus grande échelle, la recherche de ces fins niveaux a été réalisée sur une coupe au dessus du village d'Oze, distante de 500 m de la coupe d'Oze au lieu dit les Faysses (coupe de référence), où les quatre niveaux millimétriques affleurent. Tous les niveaux sont observables sur Oze village, mais mal exprimés pour b1, b2 et b5 alors que le niveau b3 est plus épais.

En revanche, la bentonite pluricentimétrique MBO est parfaitement continue à l'échelle de l'affleurement et apparaît sous des faciès différents (Tab. VII, Pl. XIX). Son épaisseur est extrêmement variable sur l'ensemble du Bassin Subalpin allant de 1,5 cm à Buis-les-Baronnies jusqu'à 15 cm à Oze. Bien que le nombre de points soient peu nombreux pour tracer correctement des cartes d'isopaques représentatives de la variation d'épaisseur des niveaux de cendres à l'échelle du bassin, les données disponibles pour le niveau MBO montrent une répartition complexe des épaisseurs (fig. 4.41). Aucun gradient de diminution d'épaisseur n'est clairement visible, deux zones de dépôts maximum (autour des Sias et d'Oze) apparaissant.

Dix coupes permettent de visualiser le niveau MBO. Celui-ci est fréquemment associé à une minéralisation de composition variable en célestine, barytine et calcite ou de petits nodules ou veines minéralisées à la base. Dans tous les cas les argiles qui constituent ce niveau sont plastiques et plus ou moins oxydées. Elles prennent une teinte blanchâtre à gris-blanchâtre pour la plupart des coupes étudiées (Montréal-les-Sources, Savournon, Trescléoux, Sigottier, Barsac, Buis-les-Baronnies), jaunâtre à orangée lorsque les contaminations par la végétation sont importantes avec des précipitations de jarosite, identifiable en DRX (cas pour Oze et Beauvoisin) ou encore grise foncée à noire et présentant un caractère extrêmement plastique pour la coupe des Sias.

<i>Coupes</i>	<i>Aspect bentonite</i>	<i>Epaisseur bentonite</i>	<i>Minéralisation</i>	<i>Epaisseur minéralisation</i>
Oze	gris blanchâtre à jaunâtre (altération) + végétation	10 à 15 cm	CELESTINE + barytine (passage latéral en calcite)	2,5 à 4 cm
Sigottier	gris pâle		CALCITE + barytine + Célestine (cristaux authigènes barytine)	5 cm
Savournon	gris pâle	6 cm	CALCITE	6,5 cm
Ribiers	gris très pâle à blanc	2 cm	veines de calcite non continues	1 cm
Trescleoux	gris pâle	3 cm	CALCITE	4,5 cm
Barsac	gris pâle à blanc, légèrement oxydé	3 cm	Aucune	
Montréal-les-sources	gris pâle	2 cm	CELESTINE + calcite	1,5 cm
Les Sias	grise sombre plus clair que l'encaissant, très plastique	8 cm	nodules minéralisés épars	2 cm
Beauvoisin	orange (forte oxydation) + racines abondantes	2 cm	nodules minéralisés en calcite + sulfates	3 cm
Buis-les-Baronnies	gris très pâle à blanc	1,5 à 2 cm	Calcite	0,5 à 1 cm

Tab. VII - aspects macroscopiques des bentonites du bassin du Sud-Est

6.2 - Les Minéralisations associées aux bentonites

Seule la bentonite pluricentimétrique MBO présente une minéralisation relativement persistante à sa base. Celle-ci n'apparaît pas de manière systématique sur toute les coupes, se présentant sous forme d'un banc minéralisé continu sur 6 coupes ou sous forme de petites veines discontinues ou de nodules (Tab.VII, Pl. XIX). L'épaisseur de ces minéralisations est variable selon les coupes, de 1 à 6,5 cm et n'est pas dépendante de l'épaisseur de la bentonite sus-jacente. La réalisation d'une carte d'isopaque de la minéralisation (fig. 4.41) comparée à la carte d'isopaque de la bentonite montre des maxima d'épaisseur non superposés au maxima d'épaisseur de la bentonite. L'épaississement de cette minéralisation ne s'effectue pas selon une direction particulière et il semble difficile de voir une relation avec les principaux réseaux de failles. Par rapport à la localisation des diapirs affleurant dans le bassin, il est possible de constater un épaississement au niveau des diapirs de Condorcet-Montaulieu-Propriac (coupe de Beauvoisin). Cependant le nombre insuffisants de points ne permet pas de tester l'éventuelle influence des diapirs sur ces minéralisations (on sait en revanche que des filons de barytine et calcite recoupent par endroit les Terres Noires à proximité de ces diapirs, Dardeau *et al.*, 1990) .

L'observation pétrographique, l'analyse par DRX sur poudre et l'analyse chimique par microsonde de cette minéralisation révèle une composition variable de carbonates et sulfates (fig 4.42). La composition est soit largement dominée par la calcite, incluant quelques cristaux fibreux de célestine et de barytine, soit correspond à des sulfates, de composition proche de la célestine (l'analyse en microsonde indique en réalité une solution solide de célestine-barytine).

La composition de cette minéralisation varie très rapidement latéralement sur un même affleurement, passant de calcite fibreuse à des minéralisations denses de sulfates. Dans certains cas la minéralisation s'apparente à une structure "cone in cone" (cas pour la coupe de Beauvoisin). Ces cristaux de carbonates et sulfates se présentent sous forme de lamelles, limpides pour les sulfates, sales et à macles bien visibles pour la calcite, dont la croissance est perpendiculaire à la stratification. Les minéralisations montrent souvent un ou plusieurs liserés au sommet, marqués par l'accumulation d'insolubles assimilables à des stylolithes (Pl. XIX). Certaines minéralisations présentent des cristaux automorphes de barytine au niveau de zones sales, riches en insolubles, qui montrent des structures caractéristiques de phases cisailantes. Ces observations rendent compte des déformations associées aux minéralisations et de l'existence de phases de dissolution/précipitation qui sont les témoins des contraintes importantes appliquées sur les niveaux de bentonites. Ceux-ci de rhéologie plus plastique que l'encaissant, jouent probablement comme "couche-savon" dans la formation marneuse indurée des Terres Noires lors des différents stress tectoniques ou suite à la compaction lié à la surcharge sédimentaire. Ces observations sont parfaitement identifiables dans les bentonites par microscopie optique où la matrice argileuse apparaît complètement désorganisée. Les niveaux de bentonites constituent donc des discontinuités sédimentaires importantes propice à des niveaux de décollement, qui dans certains cas peuvent jouer un rôle dans la mise en place des corps sédimentaires resédimentés ou dans le contrôle des injections sableuses (Beaudoin *et al.*, 1999 ; Dauphin, 2002).

Les relations géométriques des minéralisations avec la stratigraphie, leur extension (visible sur deux coupes distantes de 50 km), les indications des paléotempératures d'après les premières études d'inclusions fluides (<70°C) et la relation systématique avec la bentonite sus-jacente, ne permet pas d'envisager une origine hydrothermale ou purement tectonique de ce niveau. En revanche, il est possible que les propriétés de faible perméabilité de la bentonite aient constitué un joint plus ou moins étanche, jouant comme une barrière de perméabilité dans la série marneuse épaisse, permettant le blocage d'éléments tels que Sr, Ca ou Ba, lors de remontées *per ascensum* de fluides issus des niveaux sous-jacents compactés. Par ailleurs, des circulations de fluides se sont probablement effectuées horizontalement à la base du niveau sous forme de drainage. L'influence de la composition chimique originelle des cendres pourrait également participer à la formation de ces minéralisations. Un modèle de formation de ces minéralisations est présenté fig. 4.43.

6.3 - Caractéristiques minéralogiques

6.3.1 - Teneur en carbonates

Les teneurs en carbonates des niveaux de bentonites du Bassin Subalpin sont très variables, s'échelonnant de 1 % (MBO coupe de Beauvoisin) à 61 % (MBO coupe de Savournon). Ces fortes amplitudes sont liées à la plus ou moins grande contamination par la minéralisation sous-jacente et à la composition minéralogique de cette dernière. Cependant, en moyenne les valeurs pour le niveau MBO sont comprises entre 10 et 30 % (fig. 4.44). Les bentonites millimétriques (b1 à b5) d'Oze et Montréal-les-Sources montrent de la même manière des valeurs très hétérogènes qui là aussi témoignent de la présence locale de petites veines de calcite sous-jacente au niveau. Lorsque les contaminations par les minéralisations sont faibles, les teneurs moyennes des bentonites sont

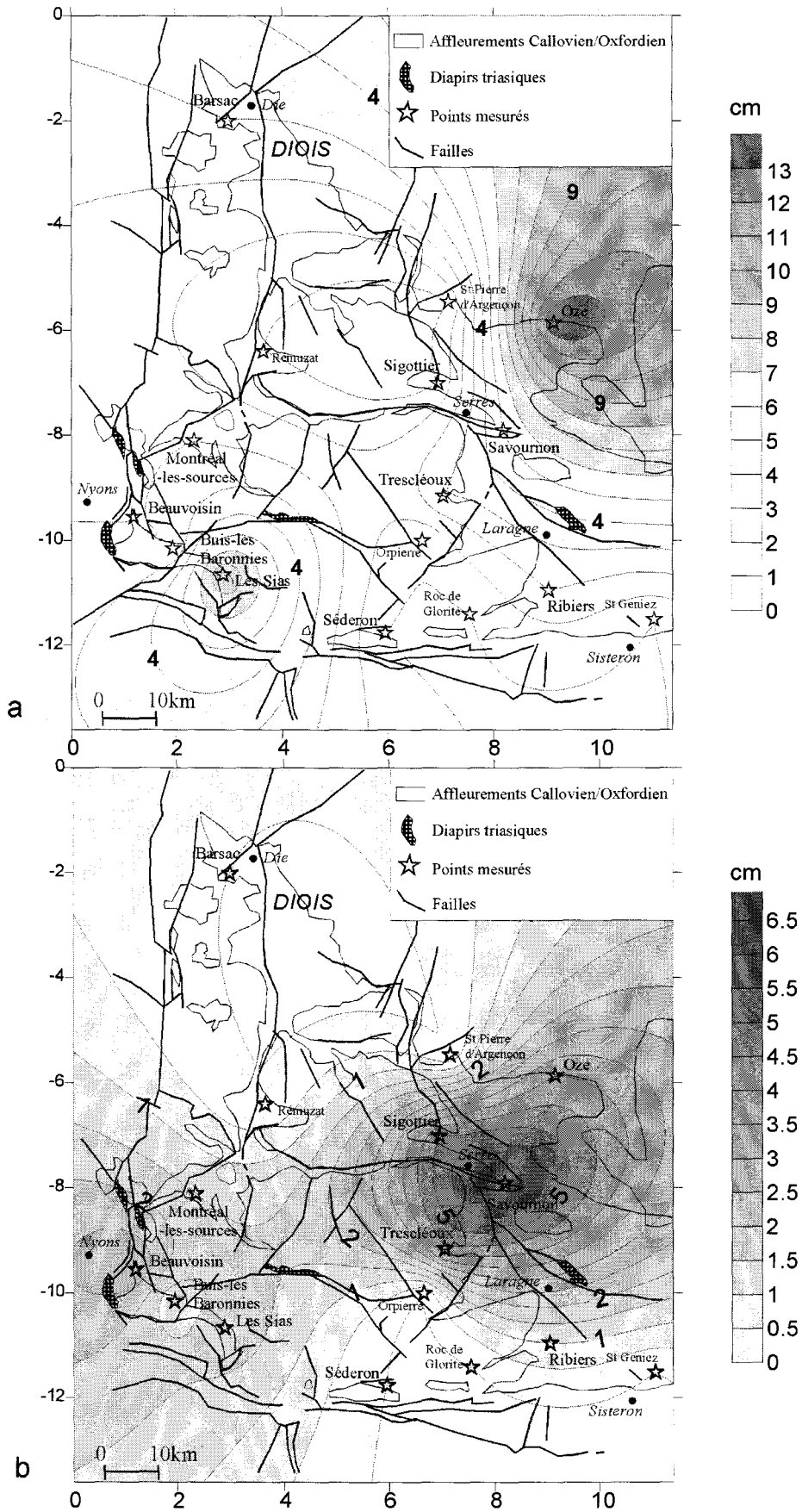


Fig. 4.41 – Cartes en isopaches de la bentonite MBO (a) et de la minéralisation associée (b) dans le bassin du Sud-Est de la France.

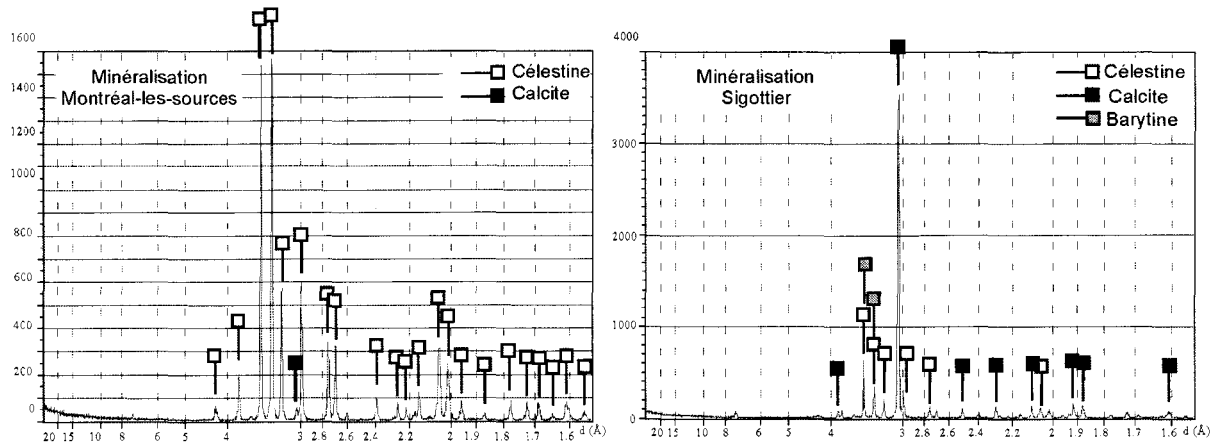


Fig. 4.42 – Diffractogrammes de la minéralisation associée à la bentonite MBO sur deux coupes : exemple de minéralisations dominées par la célestine (SrSO₄) ou par la calcite.

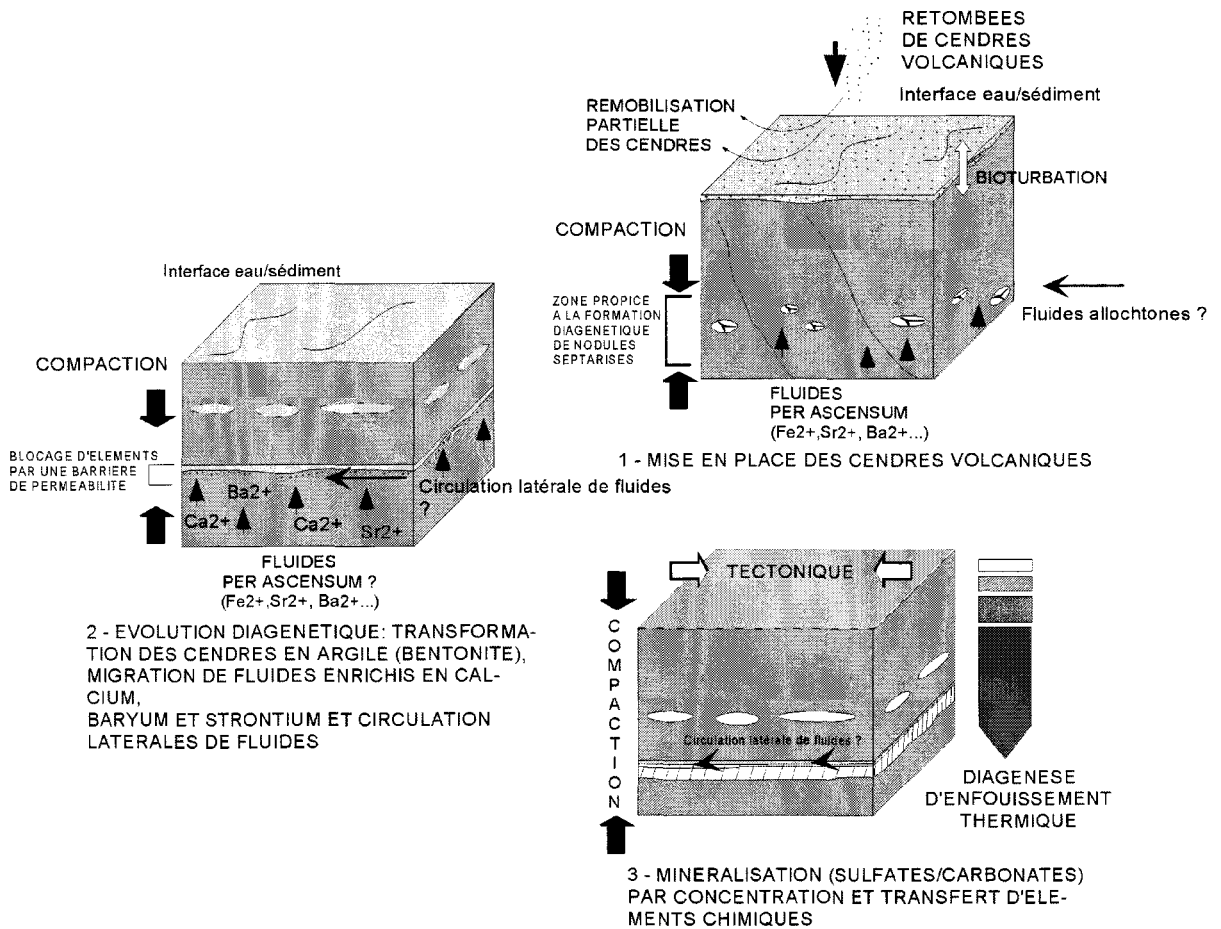


Fig. 4.43 – Modèle proposé pour la mise en place, l'altération et la formation des minéralisations à la base des bentonites du bassin subalpin.

plus faibles que les marnes encaissantes dont les valeurs sont comprises entre 25 et 40 % (à titre indicatif trois échantillons de marnes encaissantes standards ont été replacés sur la figure 4.44).

6.3.2 - Susceptibilité magnétique

Les valeurs de susceptibilité magnétique sont relativement constante pour un même niveau, les teneurs pour la bentonite MBO variant de $2,88 \cdot 10^{-8}$ à $500 \cdot 10^{-8} \text{ m}^3 \text{kg}^{-1}$ (fig. 4.44). Ces valeurs tranchent fortement vis à vis des marnes encaissantes qui présentent des valeurs comprises en moyenne entre $6 \cdot 10^{-8}$ et $1,10^{-7} \text{ m}^3 \text{kg}^{-1}$. Les bentonites millimétriques présentent en revanche des valeurs plus élevées se rapprochant des roches encaissantes. La bentonite b2 présente une valeur de susceptibilité magnétique particulièrement élevée à $1,91 \cdot 10^{-7} \text{ m}^3 \text{kg}^{-1}$. La teneur en carbonate n'influence pas le signal de susceptibilité magnétique comme le montre ici l'absence d'anticorrélation entre les deux paramètres. La faible valeurs de susceptibilité magnétique caractérisant les niveaux MBO s'explique par leurs faibles teneurs en illite et chlorite et surtout par leur forte proportion de kaolinite qui est un corps diamagnétique. Les bentonites millimétriques et les roches encaissantes présentant des cortèges argileux proches (forte contamination), ont un signal de susceptibilité magnétique voisin.

L'oxydation observée sur les niveaux MBO de la coupe de Beauvoisin et Barsac (présence de pyrite et jarosite) se traduit par une légère augmentation du signal. La forte valeur du niveau b2 s'explique par la présence de minéraux ferromagnétiques plus important pour ce niveau (présence en outre de goéthite mise en évidence en DRX, fig. 4.48) Toutefois compte tenu de la très faible proportion de minéraux d'origine volcanique dans les bentonites, il semble peu probable que ceux-ci puissent jouer un rôle important dans la variation du signal de susceptibilité magnétique. Ce sont principalement les phases diagénétiques qui vont influencer directement ce signal.

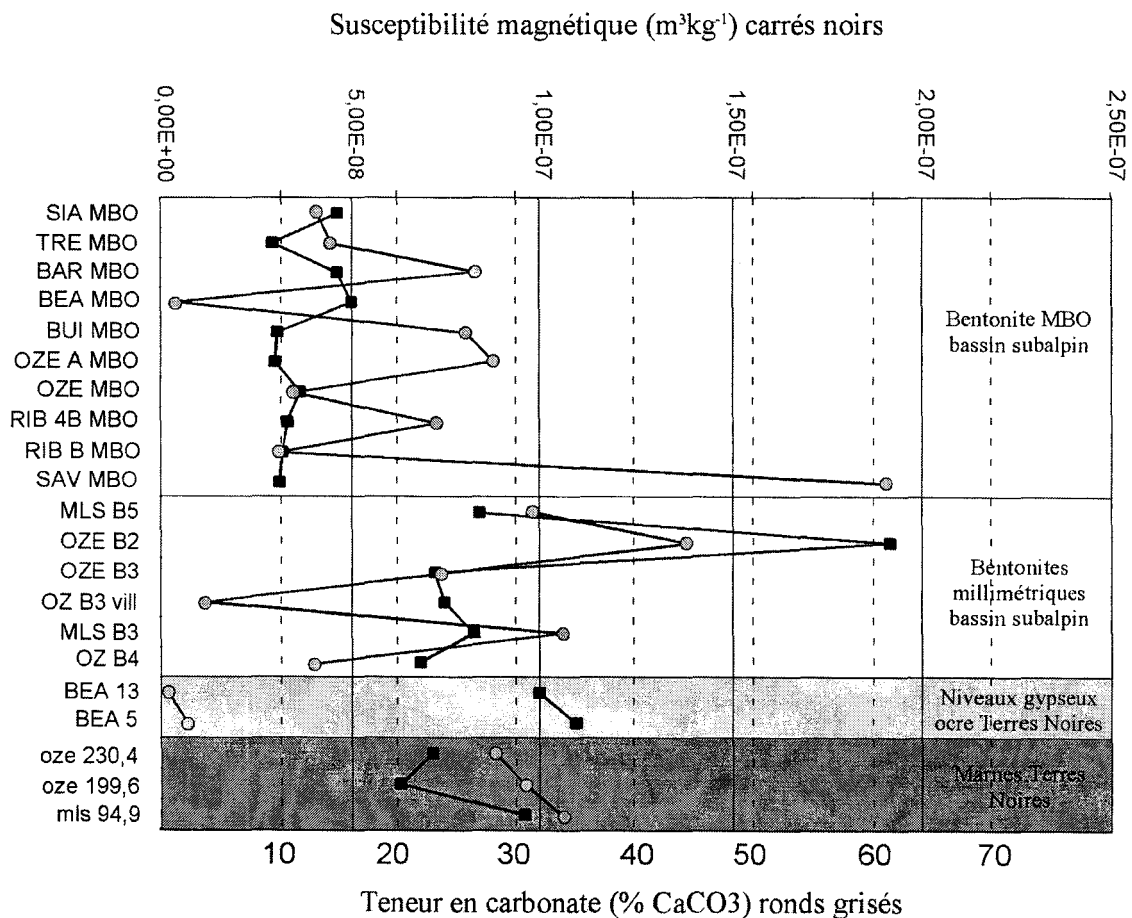


Fig. 4.44 – Mesures des teneurs en carbonates et de la susceptibilité magnétique sur des échantillons de bentonites, marnes encaissantes et niveaux ocre gypseux des Terres Noires.

6.3.3.- Microgranulométrie laser

Les bentonites du Bassin Subalpin se caractérisent par une forte proportion de la fraction fine argileuse <4 µm (20 à 45 %) et de silt fins à très fins (entre 40 et 50 %) ainsi que par une forte asymétrie (figs. 4.22, 4.23). Par ces caractéristiques, elles s'opposent aux roches encaissantes qui sont marquées par des teneurs plus faibles de la fraction argileuse (entre 5 et 20%) particulièrement homogène pour l'ensemble de l'Oxfordien moyen des Terres Noires (chapitre 3). Leurs répartitions de classes granulométriques tranchent également fortement vis à vis des bentonites du bassin de Paris (figs. 4.22, 4.23). Le niveau MBO de la coupe des Sias constitue l'échantillon le plus fin d'un point de vue granulométrique. Cet horizon particulier se marque par ailleurs par une forte épaisseur et un aspect macroscopique distinct des autres bentonites équivalentes. Peu de différences semblent exister entre les bentonites pluricentimétriques MBO et les fins niveaux b1 à b5.

La fraction granulométrique grossière des bentonites du Bassin Subalpin, particulièrement pour MBO, est fortement influencée par la minéralisation sous-jacente et la précipitation précoce ou tardive de carbonates (calcite, ankérite), sulfates (jarosite, célestine, barytine) et sulfures (pyrite) au sein du niveau.

6.3.4 - Caractérisation pétrographique

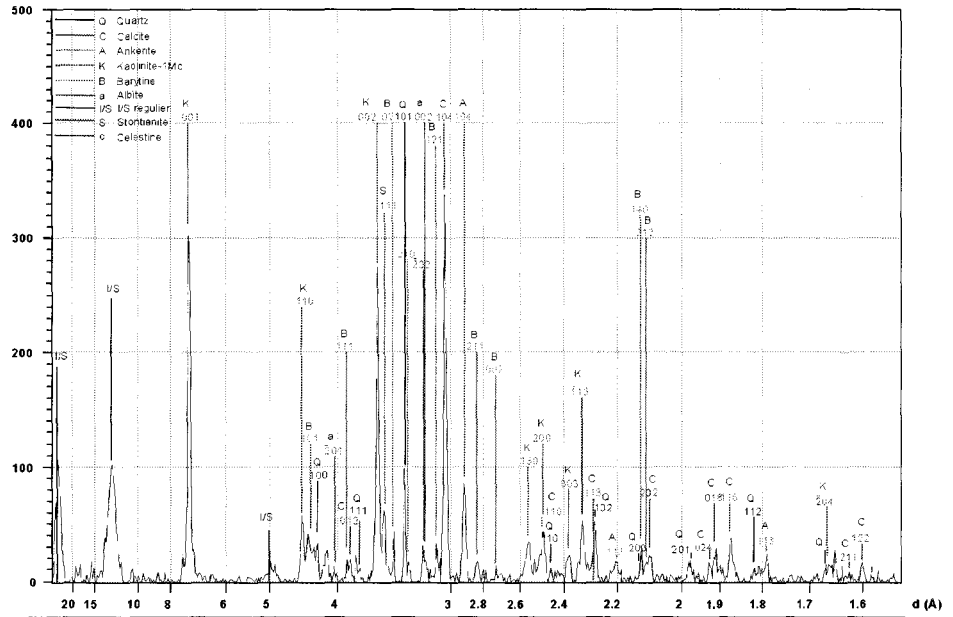
Les caractéristiques pétrographiques sont communes aux différentes bentonites de ce bassin. Les microfaciès se marquent par une matrice argileuse dominante marron-grise présentant un litage flexueux important, un aspect fluidal bien marqué et la présence de nombreux minéraux opaques. Les minéraux reconnaissables sont principalement des rhomboédres d'ankérite et de dolomite ainsi que la kaolinite en agrégats de 30 à 100 µm. Contrairement à l'encaissant, de très rares grains de quartz et feldspaths détritiques sont identifiés pour MBO. Des petites minéralisations de plusieurs millimètres sont reconnues au sein de la matrice argileuse et correspondent à des plages de sulfates (célestine) sous forme de larges cristaux xénomorphes translucides (Pl. XIX, photo K). La présence de terriers est importante dans ces niveaux et se marque par des structures ovoïdes de plusieurs centaines de µm à remplissage de cristaux automorphes d'ankérites et de pyrite. Certains terriers sont entièrement pyritisés (Pl. XIX, photo I-J). L'analyse de frottis de sédiment permet d'observer de rares cristaux de quartz automorphes, des cristaux de zircons et apatites de petite taille (inférieure à 80µm), de rares amphiboles et de fortes proportions de cristaux automorphes à subautomorphes de célestine et barytine. Ces derniers associés aux cristaux d'ankérite constituent la quasi totalité de la fraction lourde ($d > 2,8$ et $d > 3,3$) rendant la récupération de cristaux de zircons et d'apatites très difficile. L'analyse de poudres sur roche totale permet de mettre en évidence une très forte proportion de kaolinite, qui se présente sous forme microcristalline et sous forme d'agrégats en accordéon de type leverrière, ainsi que des interstratifiés I/S R1 plus ou moins réguliers, des carbonates (calcite, ankérite, strontianite), des sulfates (célestine, ankérite), du quartz et des feldspaths, montrant une raie entre 3,19-3,21 Å caractéristique de l'orthose ou des plagioclases (figs. 4.45 ; 4.46). En fonction des différentes bentonites, des minéralisations sous-jacentes associées et du degré d'altération des niveaux par la végétation, des teneurs variables de pyrite, jarosite, célestine, strontianite et barytine peuvent être identifiées en DRX de poudre. La bentonite MBO, pluricentimétrique, montre dans l'ensemble, une faible intensité du pic de quartz, suggérant une contamination peu intense. Sur la coupe des Sias, ce niveau présente cependant une proportion plus importante de quartz (fig. 4.45). En revanche, les bentonites millimétriques b1, b2, b3 et b5 montrent une intensité du pic de quartz relativement importante traduisant un mélange non négligeable avec les sédiments encaissants, confirmant les observations pétrographiques.

6.4 - Minéralogie des argiles

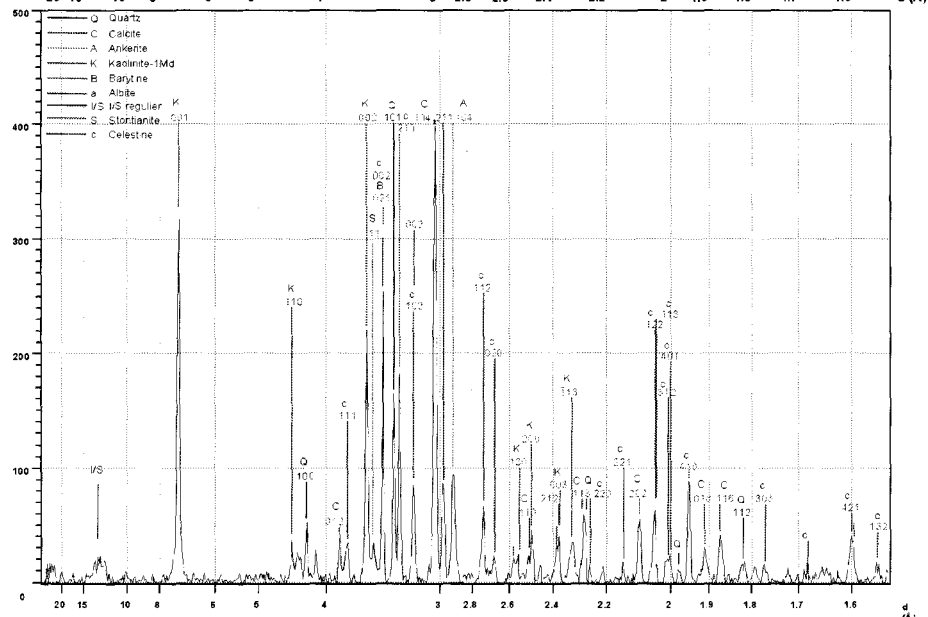
6.4.1 - Minéralogie de la fraction argileuse (<2µm) par DRX et variabilité verticale

Les cortèges argileux des bentonites du Bassin Subalpin sont marqués par une proportion importante de kaolinite et d'interstratifiés I/S R0 et R1 réguliers et irréguliers, des traces d'illite et de chlorite (figs. 4.47 ; 4.48). Ce signal tranche fortement vis à vis des argiles détritiques qui composent les sédiments des Terres Noires, ces derniers étant caractérisés en moyenne par 45% d'illite, 20% de chlorite, 5% de kaolinite, et 30% d'interstratifiés I/S R1 irréguliers. La bentonite MBO présente une grande variabilité latérale des cortèges argileux (fig. 4.47). Certains échantillons sont essentiellement dominés par la kaolinite (80% pour RIB1 MBO), constituant des kaolinite-bentonites ou tonsteins (Fisher & Schmincke, 1984). D'autres échantillons sont dominés par des interstratifiés I/S (60% pour OZE2 MBO). La position de ces I/S varie de 12,3 Å à 16,7 Å indiquant des proportions très variables de feuilletts smectitiques au sein des I/S, qui varient d'I/S R1 à R0.

MBO Barsac



MBO Buis-les-Baronnies



MBO Les Sias

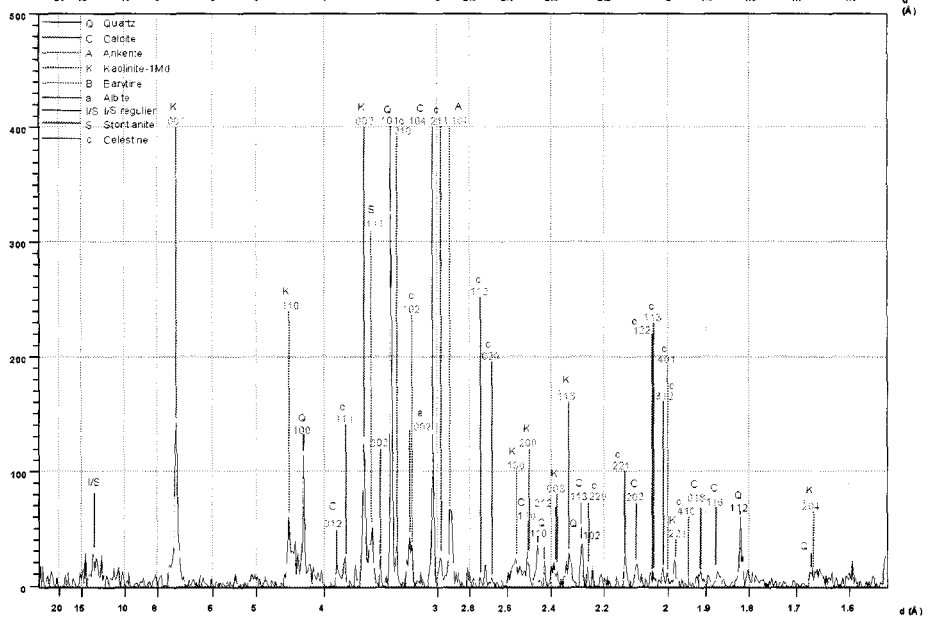


Fig. 4.45 – Analyses de poudres d'échantillons de la bentonite pluricentimétrique MBO en DRX sur roche totale.

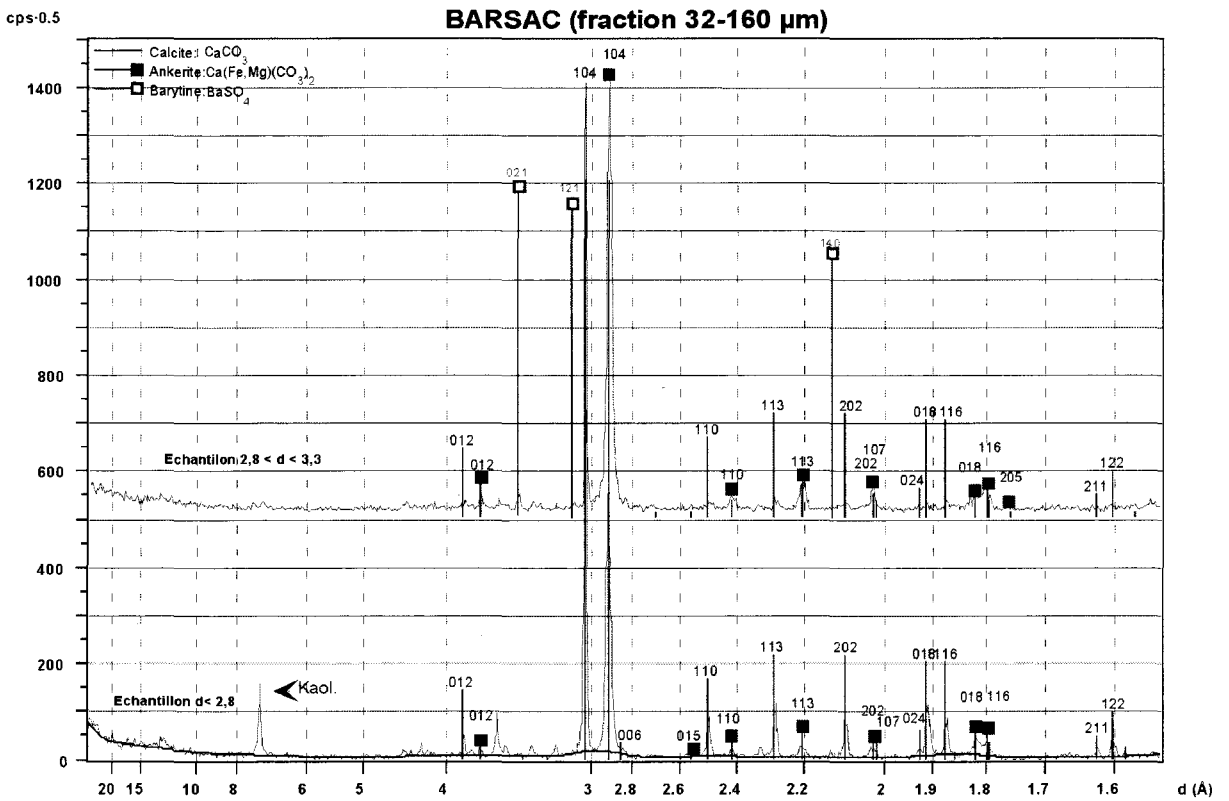
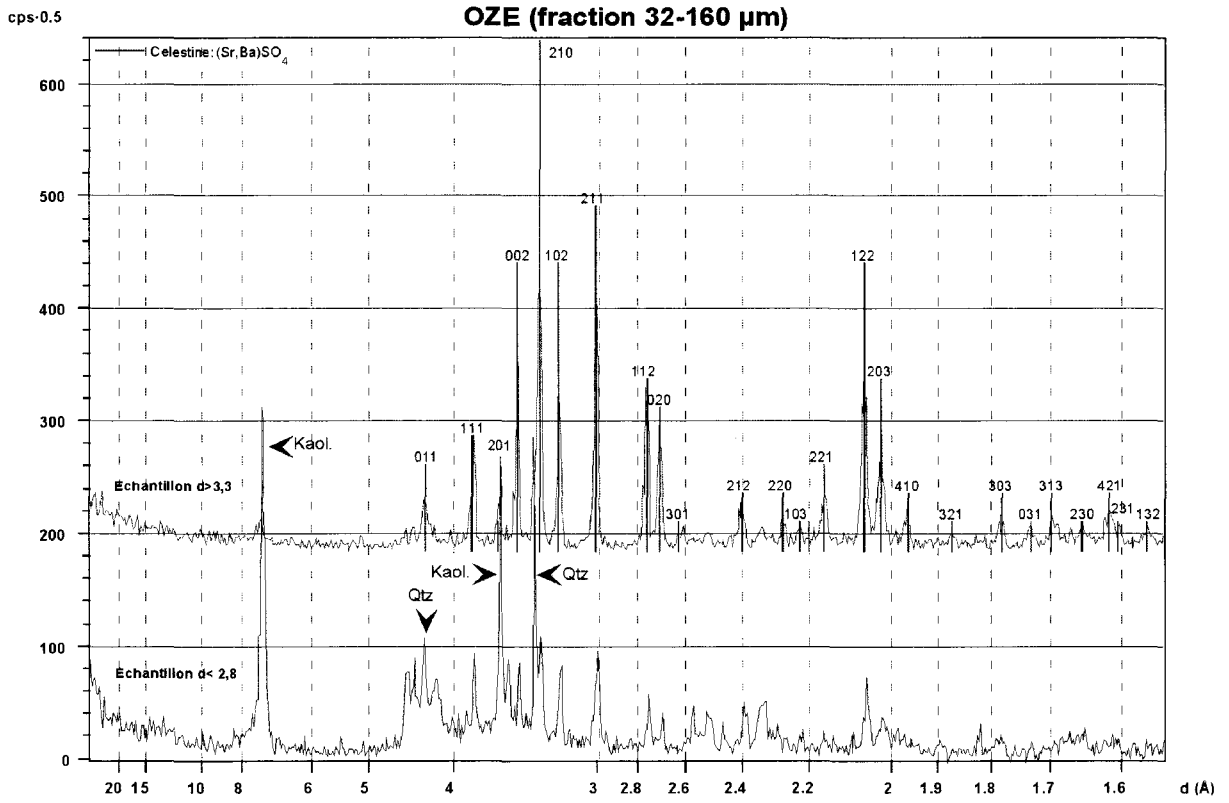


Fig. 4.46 – Analyses de poudres d'échantillons de la bentonite pluricentimétrique MBO en DRX sur des fractions de différentes densités (<2,8, entre 2,8 et 3,3 et >3,3).

La présence de fortes proportions de kaolinite dans ces niveaux est particulièrement intéressante puisque les verres volcaniques déposés en milieu marin franc s'altèrent préférentiellement en smectite, la kaolinite se développant surtout à partir d'environnements acides, d'eau douce et caractérisant l'altération de cendres volcaniques des milieux continentaux donnant lieu aux tonsteins des séries houillères (Fisher & Schmincke, 1984). Ce n'est pas le cas des bentonites du bassin subalpin qui on été déposées dans un milieu marin franc, à salinité élevée comme l'indiquent les teneurs fortes en Br variant de 295 à 490 ppm pour les sédiments des Terres Noires (Tribovillard, 1989). La néoformation de kaolinite dans l'altération des cendres en milieu marin est encore mal comprise (Spears *et al.*, 1999), même s'il n'est pas rare de trouver ce minéral fréquemment associé aux bentonites, en proportion parfois non négligeable (Spears & Duff, 1984 ; Teale & Spears, 1986 ; Spears *et al.*, 1999, Deconinck *et al.*, 2000).

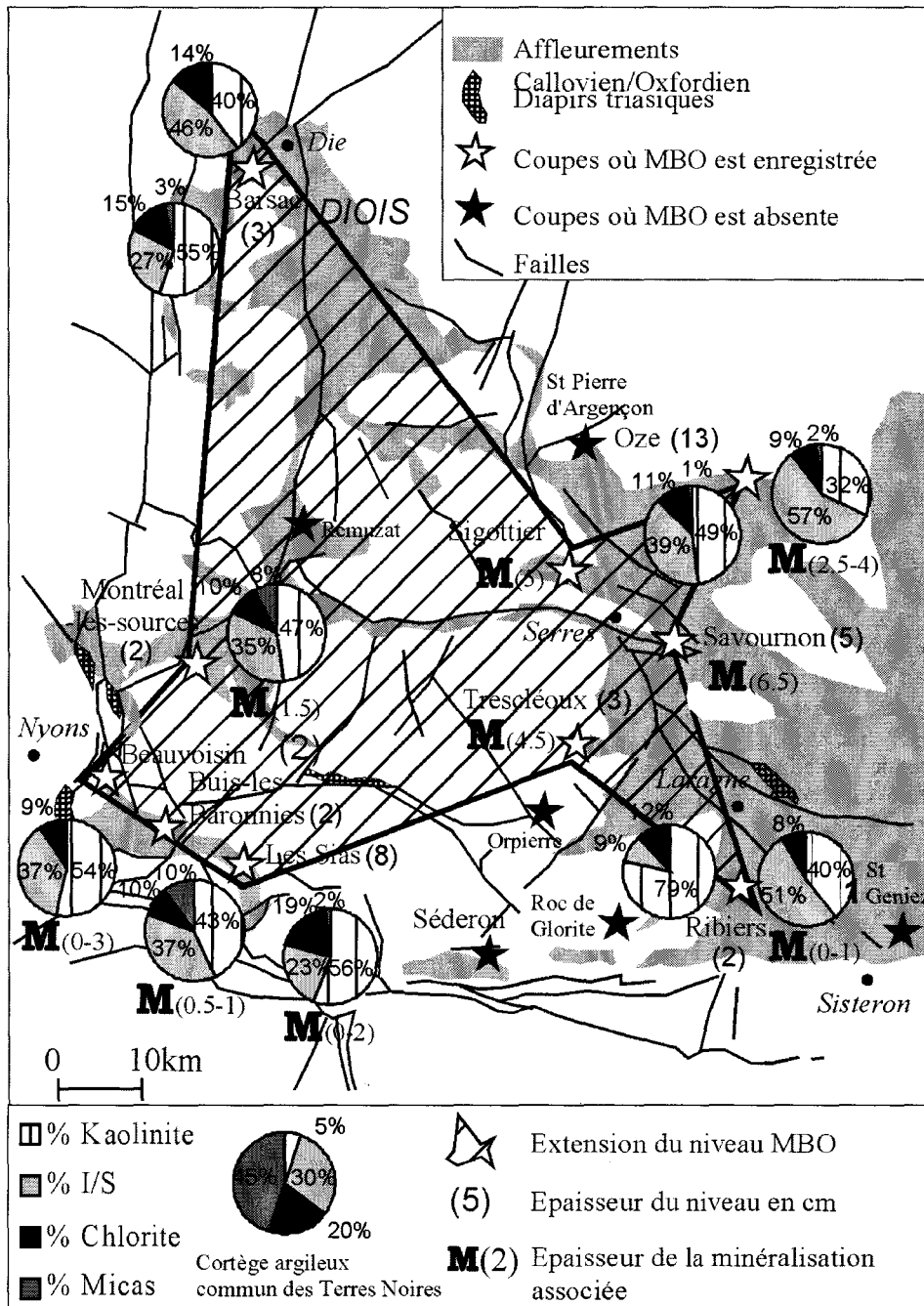


Fig. 4.47 – Minéralogie de la bentonite MBO à l'échelle du bassin subalpin, épaisseur du niveau et de la minéralisation associée.

Cependant, les bentonites du bassin subalpin sont vraisemblablement sujettes à des circulations de fluides importantes, comme le suggèrent les fréquentes minéralisations à la base des bentonites. Il est envisageable que ces circulations favorisent une néoformation préférentielle de kaolinites aux dépens de smectites au cours de la diagenèse. La formation des kaolinites ne seraient dans ce cas pas initiale mais pourrait résulter alors d'une dissolution des smectites et d'une reprecipitation de silicates d'alumine de structure plus simple. Ce type de processus pourrait être envisagé pour les bentonites des craies du Turonien du Bassin de Paris à dominante kaolinique (Deconinck *et al.*, 2000). Une telle hypothèse n'est pour l'instant pas vérifiée. Elle n'est en tout cas pas appuyée par les observations en microscopie électronique à balayage.

Les variations minéralogiques du niveau MBO ne fluctuent pas selon un gradient particulier sur l'ensemble du bassin mais s'effectuent au contraire sur de faible distance, à l'échelle de l'affleurement. Plusieurs tests ont été réalisés sur le même niveau séparés de quelques mètres (coupe de Barsac, Oze et Ribiers). Sur la coupe de Ribiers, il est possible d'observer une très grande variation puisque les cortèges indiquent dans un cas 80 % de kaolinite et dans l'autre 40 %. Par ailleurs, la proximité des diapirs ne semble pas intervenir, puisque le cortège argileux de la bentonite MBO de la coupe de Beauvoisin qui devrait être la plus affectée, ne montre pas d'enrichissement particulier. Aucune relation ne semble exister entre l'épaisseur de la bentonite, l'épaisseur et la nature de la minéralisation sous-jacente et le type d'argile rencontré (figs. 4.41 ; 4.47).

Les bentonites millimétriques b1 à b5 présentent des diffractogrammes comparables, marqués par la présence d'illite et de chlorite en proportion nettement plus importante par rapport au niveau MBO. Par rapport aux roches encaissantes, ces fins niveaux contiennent des proportions d'interstratifiés et de kaolinite plus importantes. Ces niveaux présentent donc des caractéristiques intermédiaires entre bentonites pures et niveaux détritiques. Le niveau b2 se caractérise par la présence d'hydroxyde de fer (goethite, fig. 4.48).

	Illite/smectite	Kaolinite	Illite	Chlorite
Marnes encaissantes	30 %	5 %	45 %	20 %
Bentonite MBO	10 à 60 %	30 à 80 %	0 à 10 %	10 à 20 %
Bentonites millimétriques	55 %	10 %	30%	5 %

Tab. VIII - Proportions moyennes des cortèges argileux de bentonites et marnes du Bassin Subalpin

La forte proportion d'illite et de chlorite des bentonites millimétriques, qui ne sont pas des minéraux argileux communs de l'altération de verres volcaniques, sont interprétés ici comme reflétant une contamination importante avec les roches encaissantes. L'action combinée de la bioturbation et des courants de fonds fréquemment observés par ailleurs dans les sédiments des Terres Noires pourrait expliquer ce mélange, comme c'est fréquemment le cas pour les fines cinérites millimétriques à centimétriques observées à l'heure actuelle (Fisher & Schmincke, 1984). L'épaisseur du niveau MBO serait quant à lui suffisant pour que l'action des courants de fond ne puissent pas perturber intensément le signal.

6.4.2 - Analyse thermique différentielle

Afin de tester le comportement thermique des argiles de la bentonite pluricentimétrique MBO, un échantillon représentatif (BEA MBO) présentant une forte proportion de kaolinite associée à des interstratifiés illite/smectite mal cristallisés a été sélectionné (fig. 4.49). La courbe d'ATD obtenue est caractéristique du groupe de la kaolinite (Mackenzie 1970 ; Caillère *et al.*, 1982): Un premier pic endothermique (1) en dessous de 100 °C montre un départ d'eau lié à l'adsorption superficielle sur les fines particules. Un deuxième pic endothermique (2) important vers 520 °C est lié à la déshydratation. Un troisième pic endothermique (3) faible s'observe vers 900 °C et serait lié à une diminution de l'ordre dans l'édifice de kaolinite déshydratée ou à la présence de l'interstratifié I/S. Enfin un quatrième pic exothermique (4) bien marqué apparaît vers 970 °C. Ce dernier dépend du diamètre des particules et traduit ici une cristallinité moyenne des argiles, ce pic étant d'autant plus marqué que le désordre crée est faible et que les particules sont petites.

Une simple analyse par DRX de la fraction <2 µm ne permet pas d'identifier la nature des minéraux argileux appartenant au groupe de la kaolinite (dickite, nacrite, kaolinite T, kaolinite Md, métahalloysite) qui présentent tous des raies voisines de 7,1-7,2 Å (001) et 3,58 Å (002). La présence et la position des accidents thermiques en ATD est fonction de la nature du minéral étudié et des conditions liées à l'appareillage (Mackenzie 1970 ; Caillère *et al.*, 1982). Un certain nombre d'indices montrent que la phase minérale majoritaire analysée sur la bentonite MBO est représentatif des kaolinites pM ou Md (pseudomonoclinique ou monoclinique désordonné): 1) le premier pic endothermique en dessous de 100 °C est inexistant dans le cas de nacrite ou

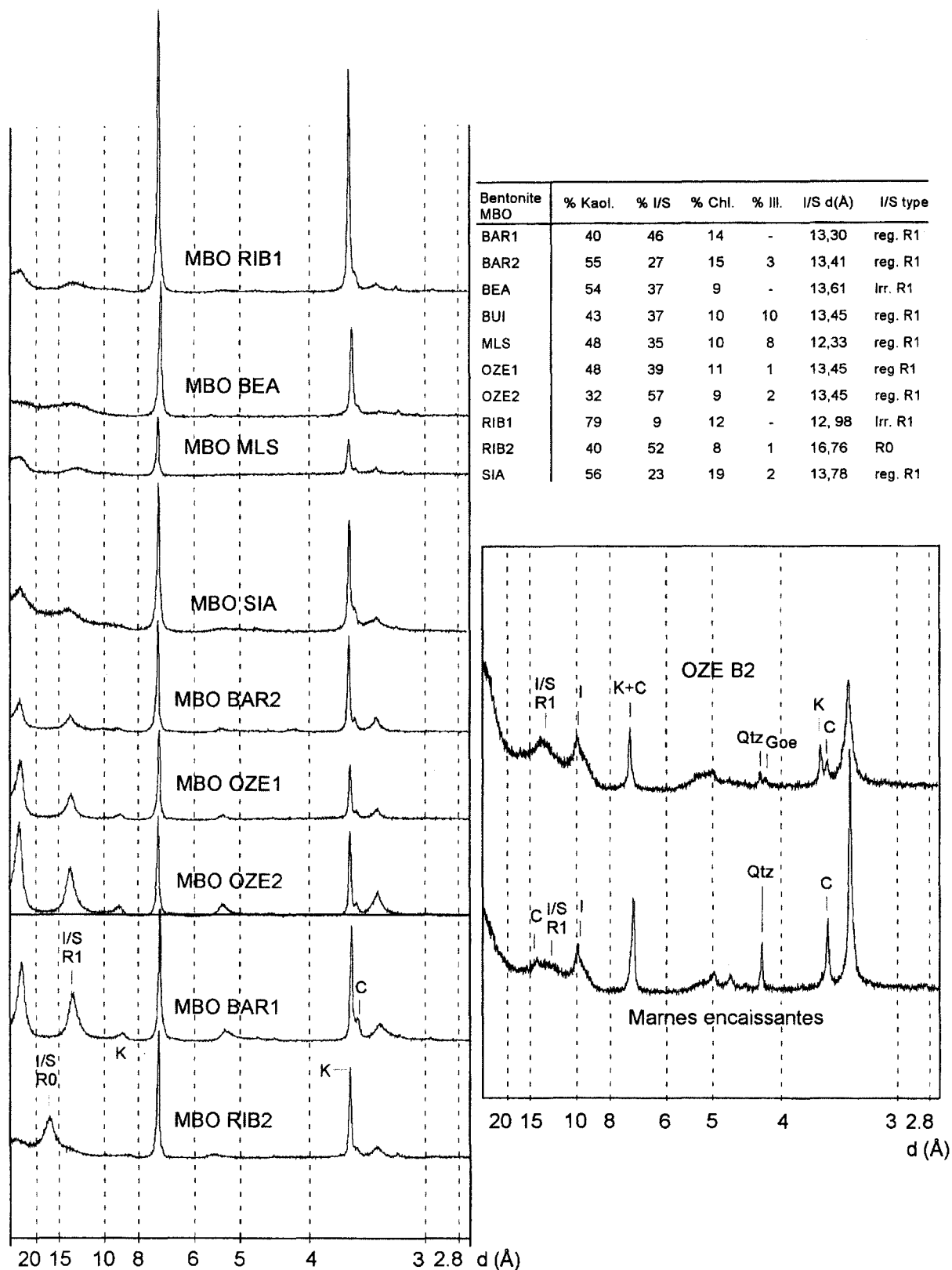


Fig. 4.48 – Minéralogie de la fraction argileuse des bentonites pluricentimétrique (MBO) et millimétrique (b2) du bassin subalpin - comparaison avec le signal argileux des marnes encaissantes.

dickite, fréquent mais de faible intensité pour la kaolinite T et toujours présent pour la kaolinite Md (Mackenzie, 1970 ; Caillère *et al.*, 1982). Dans notre cas ce pic est bien marqué, mais la présence de l'interstratifié I/S pourrait joué un rôle ; 2) la position du deuxième pic endothermique dépend fortement de l'appareil utilisé mais présente un maximum compris entre 600 et 700 °C pour la nacrite et la dickite et généralement une température plus faible entre 575 et 625 °C pour la kaolinite et 560-605 °C pour la métahalloysite (Mackenzie 1970 ; Caillère *et al.*, 1982). La kaolinite Md présente un pic à température moins élevée que la kaolinite T même s'il est difficile de distinguer par la position de ce pic les kaolinites Md de fines kaolinites T (Mackenzie, 1970 ; Caillère *et al.*, 1982). Par ailleurs, la kaolinite est marqué par un pic symétrique alors que nacrite et dickite présente un épaulement précédent ce pic. Pour MBO, ce pic est parfaitement symétrique et se situe vers 520°C, ce qui semble bien s'accorder avec une kaolinite Md. La présence d'interstratifiés I/S pourrait cependant influencer le pic en abaissant la température; 3) le pic 3 ne s'observe que pour la kaolinite et l'halloysite, mais là encore peut être lié à l'I/S 4) le pic 4 est bien marqué mais d'intensité modérée suggérant une kaolinite Md.

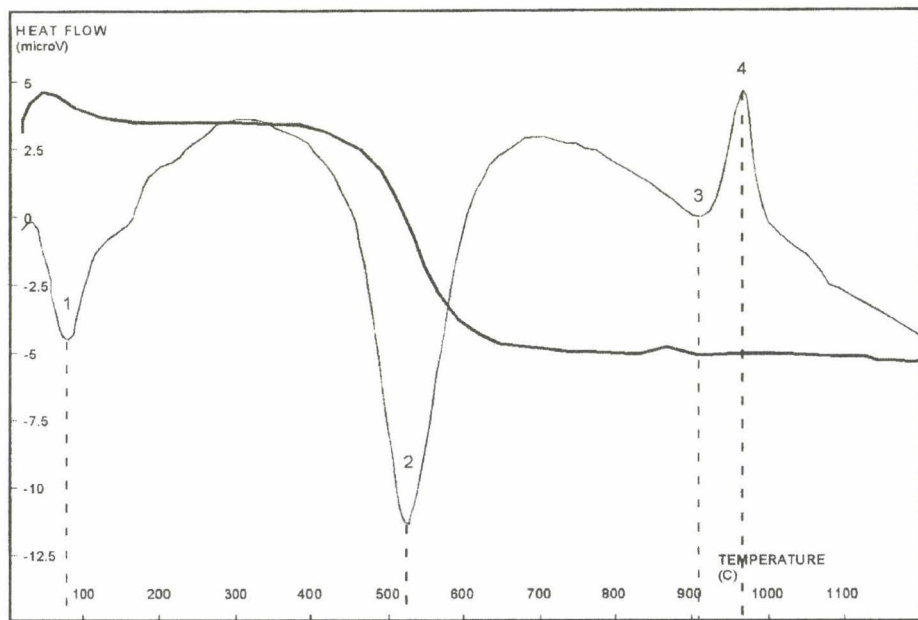


Fig. 4.49 – Courbe d'analyse thermique différentielle (ATD) et thermogravimétrie pour la bentonite MBO de Beauvoisin.

Afin de confirmer la nature des minéraux appartenant au groupe des kaolinites, différentes poudres ont été effectuées et comparées à des profils théoriques de phases pures de différents minéraux appartenant à ce groupe, fournis par le logiciel MacDiff (fig. 4.50). La position et l'intensité relative des différentes raies montrent à nouveau que la kaolinite Md semble le minéral le plus probable. La bentonite MBO serait donc constitué pour l'essentiel de kaolinite monoclinique désordonnée et d'interstratifiés I/S de nature variable, mais la confirmation par d'autres techniques non appliquées ici (spectrométrie IR) permettrait de s'en assurer.

6.4.3 - Capacité d'échange cationique

La C.E.C. des bentonites du bassin bubalpin varie entre 10 et 30 Cmol+/kg, alors qu'elle présente des valeurs autour de 8 Cmol+/kg pour deux échantillons caractéristiques des marnes des Terres Noires (fig. 4.31). Ceci confirme bien le caractère particulier du niveau MBO et des bentonites millimétriques face aux roches encaissantes, présentant des teneurs plus importantes en minéraux smectitiques. Seul l'échantillon MBO RIB (coupe de Ribiers), montre une C.E.C. voisine des marnes détritiques, à 9.9 Cmol+/kg. Ceci s'explique par la teneur particulièrement élevée en kaolinite du niveau (environ 80%), sachant que la C.E.C. moyenne d'une kaolinite se situe en général autour de 10 Cmol+/kg.

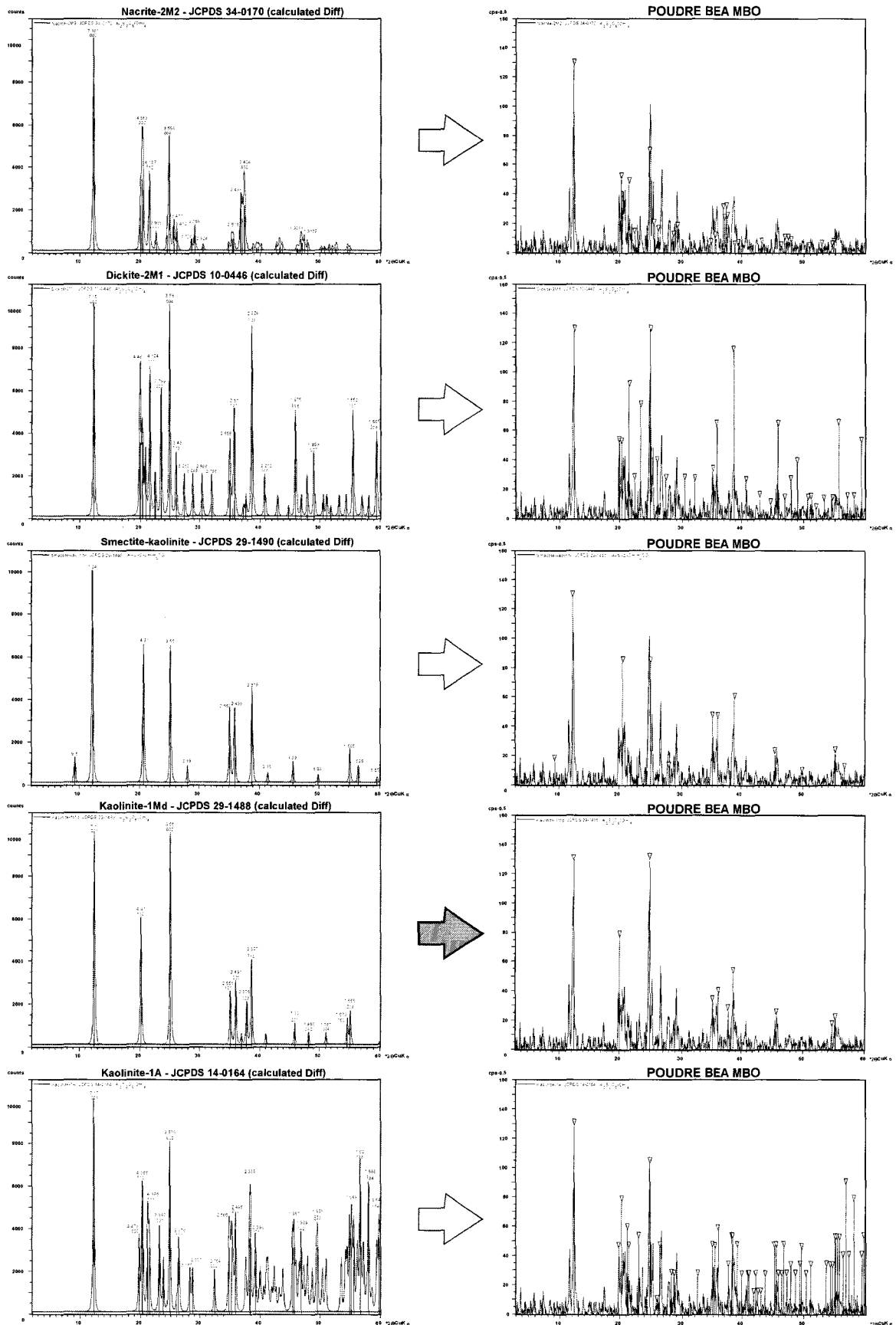


Fig. 4.50 – Comparaison de diffractogrammes théoriques (MacDiff) de différentes espèces du groupe de la kaolinite avec la bentonite MBO. La position des raies et leur intensité indique une kaolinite de type 1 Md.

6.5 - Caractéristiques géochimiques

Une vingtaine d'analyses chimiques ont été réalisées sur les bentonites du bassin subalpin concernant les éléments majeurs, traces et terres rares. Toutes les données concernent des échantillons non traités au préalable afin d'éviter toutes pertes et enrichissements préférentiels d'éléments. Ces données sont comparées à trois échantillons standards de la coupe d'Oze situés à des intervalles stratigraphiques très différents. Ces derniers montrent des profils géochimiques très resserrés rendant compte de l'homogénéité relative de la géochimie des sédiments des Terres Noires. Les échantillons ont été normalisés par rapport au Cody-Shale (SCo-1, Govindaraju, 1994) pour les majeurs et au Cody-shale et MORB (Bougault, 1980) pour les REE.

6.5.1 - Eléments majeurs

Les bentonites des Terres Noires se caractérisent d'une manière générale par une faible anomalie négative en SiO_2 et un enrichissement en Al_2O_3 , MnO , TiO_2 et P_2O_5 (figs. 4.51 ; 4.52). Les teneurs en CaO sont très variables mais ont tendance à être inférieures pour les niveaux de bentonites. Ces enrichissements en Al_2O_3 , TiO_2 et P_2O_5 sont des caractéristiques fréquentes pour les bentonites, les rapports $\text{TiO}_2/\text{Al}_2\text{O}_3$ vs $\text{SiO}_2/\text{Al}_2\text{O}_3$ ou $\text{P}_2\text{O}_5/\text{SiO}_2$ vs $\text{SiO}_2/\text{Al}_2\text{O}_3$ constituant de bons critères de discrimination entre bentonites et roches détritiques encaissantes (fig. 4.51). Les bentonites millimétriques bien que montrant des anomalies comparables au niveau MBO possèdent des enrichissements moins nets.

6.5.2 - Eléments traces

Un certain nombre d'anomalies correspondant à des enrichissements ou à des déficits d'éléments s'observent pour les bentonites du bassin subalpin (fig. 4.53). Les principaux enrichissements concernent : Sr, Ba, Nb, Ta, Mo, Zn, Cd, Zr, Pb, Y, Th, Co, As, Hf, U. Les anomalies négatives moins nombreuses existent pour Rb, Cr et dans certains niveaux pour Bi, Ni et Ga. Ces types d'anomalies sont de nouveau classique pour des niveaux de bentonites (Spears & Kanaris-Sotiriou, 1979 ; Pácey, 1984 ; Fisher & Schmincke, 1984 ; Roberts & Merriman, 1990 ; Huff, 1993 ; Clayton *et al.*, 1996 ; Spears *et al.*, 1999). Les bentonites millimétriques présentent des enrichissements et des appauvrissements moins marqués, sauf pour le niveau Oze b2 qui possède de très fortes anomalies jusqu'à 5 à 10 fois les concentrations standards des marnes des Terres Noires, notamment en Co, Mo, Ta, Nb, Ni, Y, Pb, V, Zn, As, Th, U, et Sb. Les variations entre les différents échantillons du niveau MBO sont relativement faibles mise à part pour l'échantillon SAV MBO (coupe de Savournon).

6.5.3 - Terres rares

Les profils de terres rares normés aux chondrites ou au shale moyen (SCo-1) montrent des fortes concentrations (fig. 4.54). Un enrichissement en REE légères est systématique pour les bentonites MBO et Oze B2. Les bentonites millimétriques Oze b1, b3 et b5 montrent des profils relativement plats de même allure que les roches encaissantes mais présentent des concentrations plus élevées. Une légère anomalie négative en Eu est observée pour la plupart des niveaux sauf pour les bentonites Oze b1, Oze b2 et Oze b5. Une légère anomalie en Ce s'observe également pour Oze b5. Les profils des échantillons de MBO sont constants sauf pour la bentonite de la coupe de Savournon qui est appauvrie en REE les plus légers et les plus lourds et la bentonite de Ribier (échantillon RIB B MBO) qui présente un enrichissement caractéristique en REE légères (supérieur à un facteur 10 par rapport aux roches encaissantes). Oze b2 se caractérise par un profil de REE présentant un enrichissement supérieur d'un facteur 2 pour les REE lourdes et un enrichissement supérieur d'un facteur 10 pour les REE légères ainsi qu'une anomalie positive en Gd.

6.5.4 - Variations géochimiques entre bentonites du bassin subalpin

Le niveau MBO possède des profils de majeurs et traces très proches. Les éléments les plus immobiles vis à vis de l'altération (Al_2O_3 , TiO_2 , Zr, Nb, Hf, Ta, Th, Y...) montrent des valeurs très resserrées alors que les éléments de plus grande mobilité (CaO , Na_2O , Ba, Sr) présentent des écarts plus importants (figs. 4.52 ; 4.53). Néanmoins parmi les éléments classiquement définis comme étant les plus mobiles, SiO_2 , K_2O , Rb, Cs ne sont pas marqués par de grandes variations. Ceci suggère que l'altération post dépôt, la diagenèse tardive et les circulations de fluides qui ont vraisemblablement joué un rôle important sur la néoformation des minéraux argileux, bien que suffisantes pour permettre la transformation complète des cendres en argiles n'ont pas affectée de manière intense la chimie des bentonites. La répartition de CaO , Ba et Sr est largement contrôlée par la précipitation des carbonates et sulfates au sein des niveaux et liée à la contamination par les minéralisations

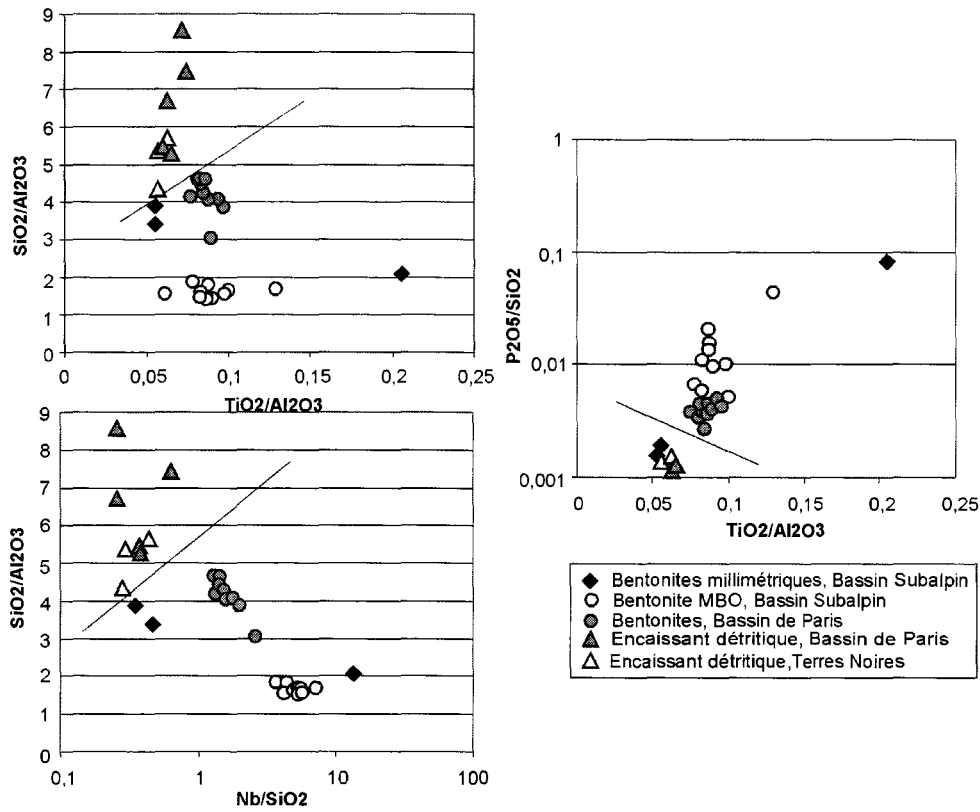


Fig. 4.51 – Diagrammes de discrimination géochimiques entre niveau de bentonites et roches encaissantes.

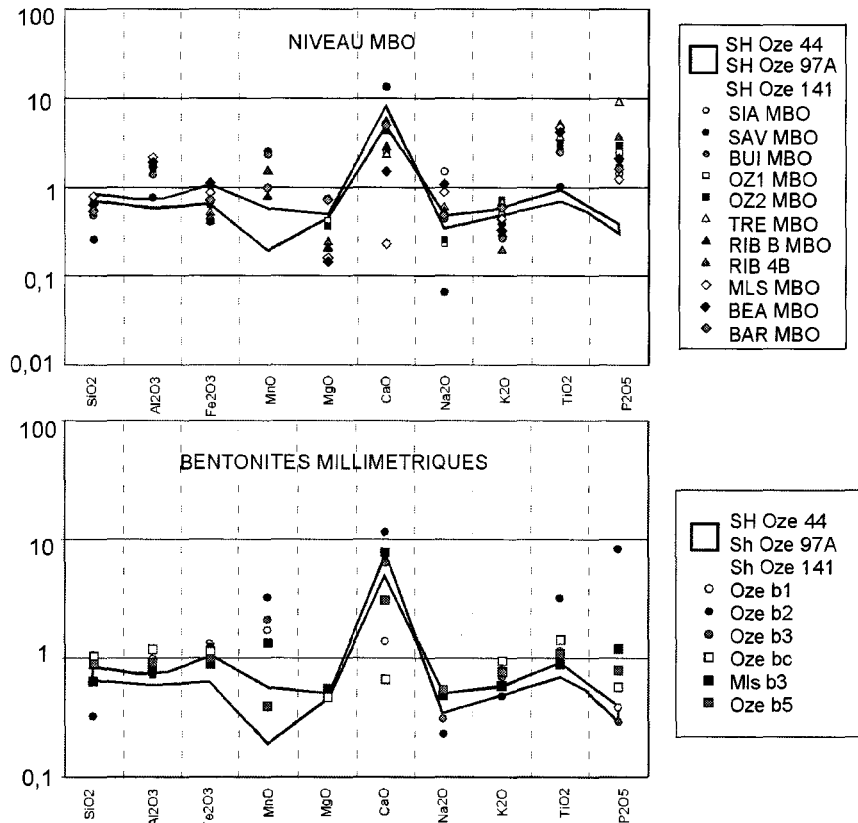


Fig. 4.52 – Profils de majeurs normés au Cody Shale (SCo-1) pour des échantillons de bentonites et de roches encaissantes (SH: marnes encaissantes).

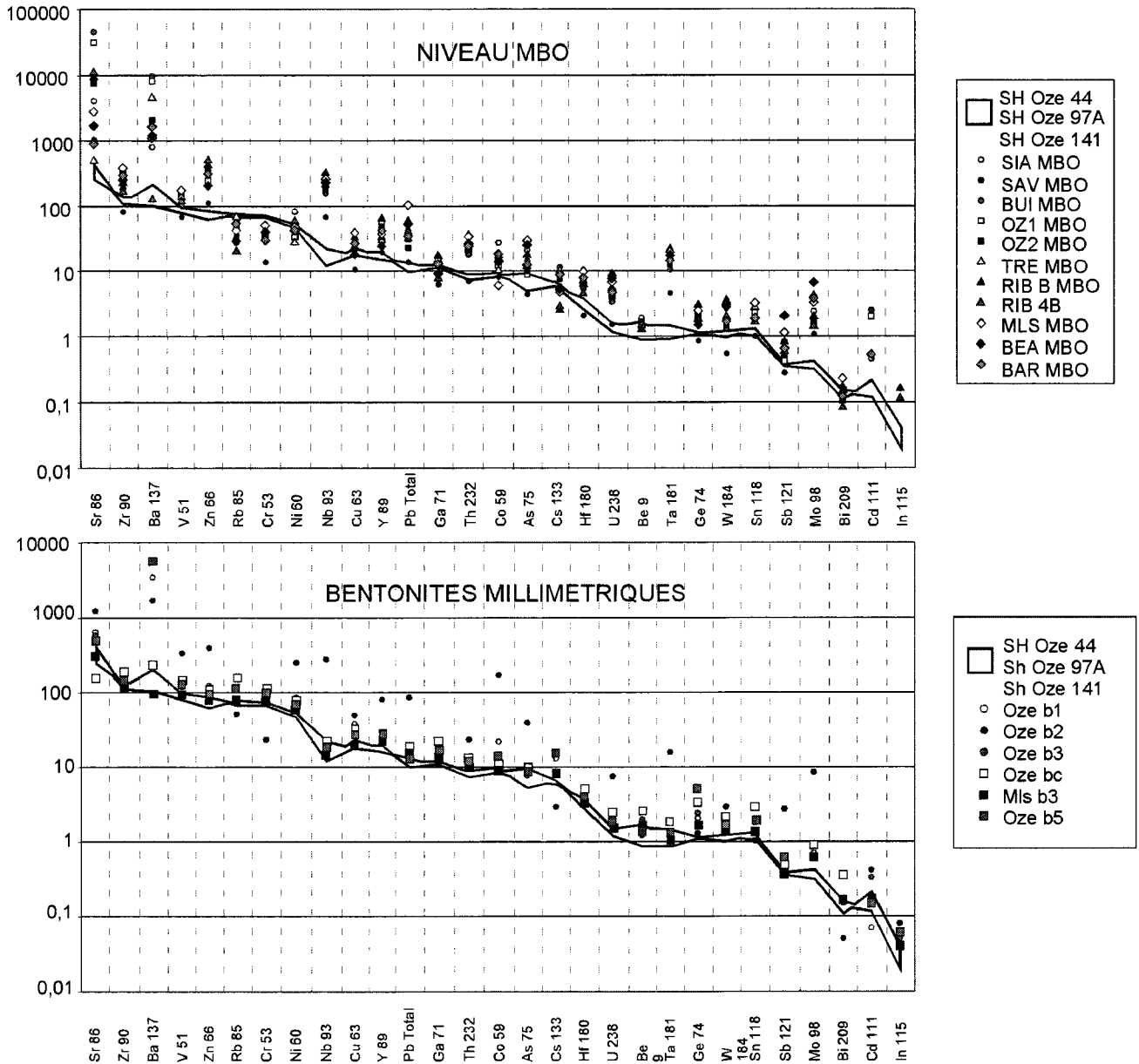


Fig. 4.53 – Profils d'éléments traces (non normés) pour des échantillons de bentonites et de roches encaissantes (SH: marnes encaissantes).

sous-jacentes. Ceci est illustré par les teneurs en Sr variant d'un facteur 100 avec 31461 ppm pour Oze MBO qui est soulignée par une minéralisation essentiellement en célestine et seulement 473 ppm pour TRE MBO dont la minéralisation sous-jacente est en calcite. Parmi les différents échantillons de la bentonite MBO, seul SAV MBO (coupe de Savournon) montre des appauvrissements caractéristiques en majeurs et traces (SiO₂, Al₂O₃, Na₂O, TiO₂, Zr, V, Cr, Cu, As, Hf, U ...). Il montre par ailleurs une très forte teneur en CaCO₃ (34.56 %) et une importante perte au feu (34.45%). Ces variations sont liées à une contamination importante par la minéralisation sous-jacente.

Les quelques éléments présentant des variations mineures pour le restant des échantillons sont principalement P₂O₅, Fe₂O₃, Pb, Co, As, Sb, Mo et les REE. L'enrichissement en REE observé pour certaines bentonites du niveau MBO n'est que relatif, les bentonites conservant une même allure de profil, qui se traduit

par des rapports proches de LaN/YbN. De nouveau l'échantillon SAV MBO montre un profil différent qui s'explique par les processus évoqués plus haut. Le niveau RIB B MBO montre un enrichissement en REE Légères par rapport aux restes des échantillons, pouvant traduire une altération plus marquée sachant que les lanthanides lourdes sont préférentiellement solubilisées au cours de l'activité diagenétique. Les variations en P_2O_5 , Fe_2O_3 , Pb, Co, As, Sb et Mo pourraient résulter des enrichissements locaux dus au piégeage d'éléments sidérophiles et chalcophiles lors de circulations de fluides plus ou moins tardifs, de l'altération liée à l'affleurement, relative à chacune des coupes ou encore des variations de la teneur en matière organique.

Les bentonites millimétriques montrent davantage de disparité, en particulier le niveau b2 qui traduit un caractère particulier aussi bien pour les concentrations de majeurs, que de traces ou de REE. Les enrichissements d'un facteur 5 à 10 pour la plupart des éléments traces, notamment les éléments de forte mobilité, l'absence d'anomalies aussi marquées pour certains éléments caractéristiques du volcanisme tel que Hf ou Zr ou les fortes concentrations de REE légères, suggèrent que ce niveau reflète plutôt une contamination tardive qu'un profil géochimique témoin de conditions chimiques originelles particulières. Clayton *et al.* (1996), ont montré que les bentonites présentant de trop fortes anomalies en REE étaient suspectes et correspondaient souvent à des remobilisations (bentonites secondaires) permettant la concentration de minéraux lourds. Concernant le niveau b2, la contamination ne semble pas liée à une concentration des phases minérales lourdes qui provoquerait un enrichissement anormal seulement pour certains éléments (Y, Zr, U, Th, Ti...), ni aux roches encaissantes qui ne présentent pas de telles concentrations, mais pourrait correspondre à un apport tardif par des fluides minéralisées enrichies en P_2O_5 , Co, Mo, Ni, Zn, Pb. Toutefois, ce niveau conserve des propriétés géochimiques qui s'accorde bien les caractéristiques des bentonites : anomalies positives en Ta, Nb, Y, Th, U, anomalies négatives en Rb, Cr et Bi. En revanche, les niveaux b1, b3 et b5 se marquent par des profils plus conformes aux teneurs moyennes des roches encaissantes ce qui reflète une contamination par les sédiments détritiques sus-jacents, comme c'est fréquemment le cas pour les fins niveaux de cendres (Fisher & Schmincke, 1984). Ces caractéristiques s'accordent bien avec les observations minéralogiques de la fraction argileuse et pétrographiques qui montre également un mélange non négligeable. Il semble donc important de rester prudent sur les interprétations de ces fines bentonites par rapport à la nature du volcanisme originel et l'utilisation de diagrammes tectonomagmatiques (chapitre 5).

7 - Comparaison entre les différentes bentonites

7.1 - Caractéristiques communes et différences entre bentonites des deux bassins

La comparaison des différentes bentonites oxfordiennes permet de dégager un certain nombre de points communs d'un point de vue de leur comportement à l'affleurement, de leurs caractéristiques minéralogiques et leur nature géochimique :

- Tous les niveaux se présentent sous la forme de fins horizons argileux plastiques de couleur pâle, blanchâtre à ocre souvent associés à la présence de végétation (racines ou arbustes) et continus à l'échelle de l'affleurement ou d'un bassin,
- L'analyse pétrographique met en évidence une matrice argileuse dominante à litage flexueux fortement prononcé, la présence de précipitation de carbonate (calcite, ankérite, dolomite, strontianite), sulfates (jarosite, célestine, barytine), sulfures et oxydes/hydroxydes de fer (pyrite, hématite, goethite, magnétite), une faible proportion de minéraux d'origine volcanique (feldspaths, zircons, apatites, quartz automorphes), une dévitrification totale et une contribution détritique plus ou moins marquée,
- Les profils géochimiques se caractérisent principalement par des anomalies positives en Al_2O_3 , TiO_2 , P_2O_5 , Sr, Ba, Zr, Nb, Th, Hf, U, Ta, des anomalies négatives en Rb, Cr, Cs, et une concentration élevée en REE, particulièrement pour les REE légères.

L'ensemble de ces caractéristiques est commune à la plupart des niveaux d'altération de cendres volcaniques (Fisher & Schmincke, 1984 ; Merriman & Roberts 1990 ; Roberts & Merriman 1990 ; Huff *et al.*, 1993 ; Kolata *et al.*, 1996 ; Berry, 1999 ; Spears *et al.*, 1999). Les principales variations qui caractérisent les bentonites des deux bassins résultent :

- de différences minéralogiques et principalement de la minéralogie de la fraction argileuse,
- de comportement géochimique spécifique traduisant des signatures géochimiques propres reflétant la contribution respective de la chimie du volcanisme originel, de la diagenèse précoce (transformation des cendres en argiles, précipitation de phases carbonatées), de la diagenèse tardive (enfouissement, circulations de fluides) et de la contamination par l'effet de la bioturbation et des processus hydrodynamiques.

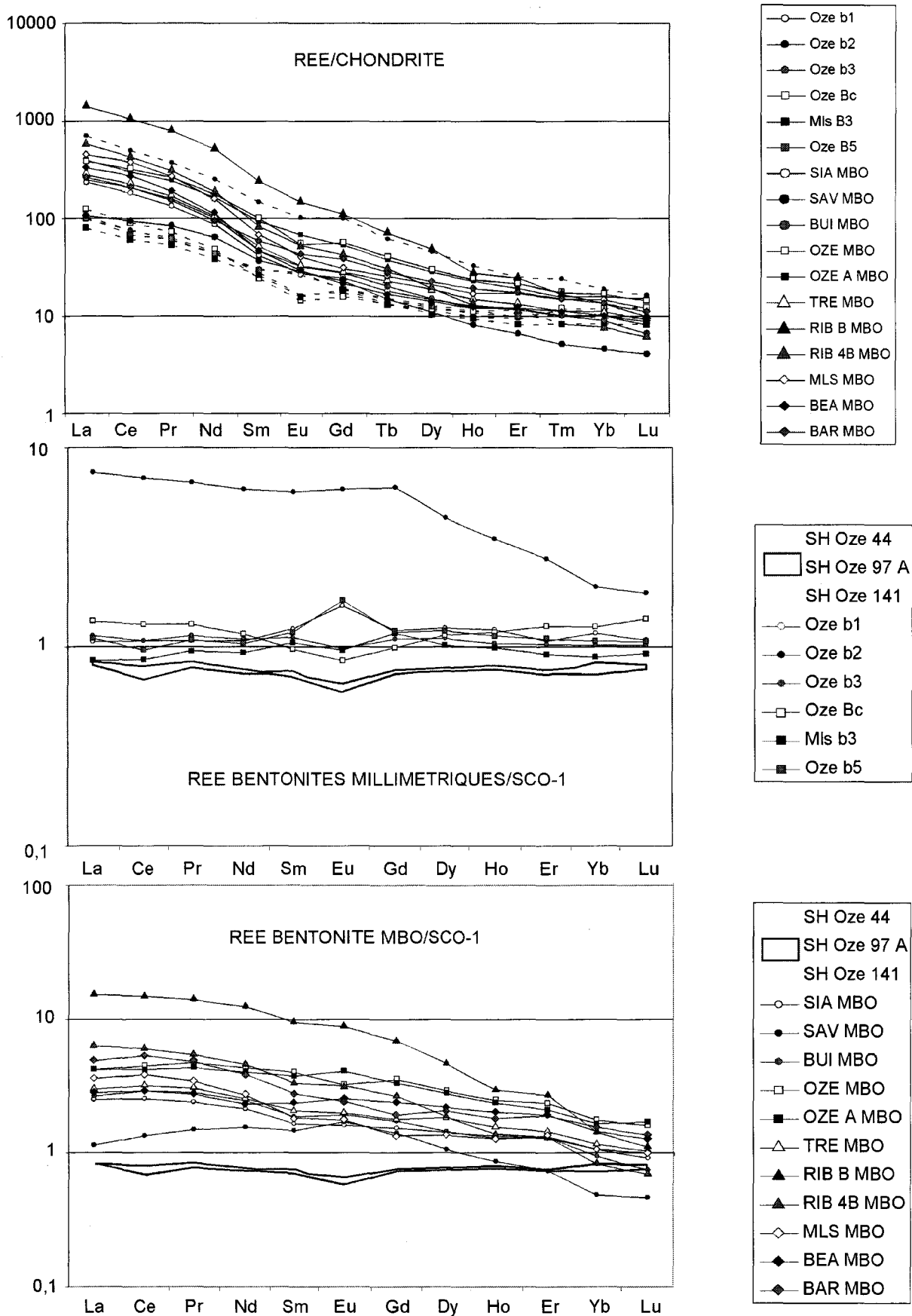


Fig. 4.54 – Profils de Terres Rares normés aux chondrites et au Cody-Shale moyen (SCO-1) pour des échantillons de bentonites et de roches encaissantes (SH: marnes encaissantes).

7.2 - Influence de la diagenèse d'enfouissement et rôle des circulations de fluides

Les différences observées sont essentiellement liées au contexte géologique: épaisseurs des dépôts enregistrés, condition de température, régime tectonique, diapirisme, hydrothermalisme des deux bassins. L'Oxfordien de l'Est du Bassin de Paris n'est que peu influencé par la diagenèse d'enfouissement thermique (cf chapitre 2). Ceci a favorisé une altération complète des cendres volcaniques en minéraux argileux smectitiques. L'absence d'interstratifiés illite/smectite résultant d'une modification des smectites sur les diffractogrammes de cortèges argileux de bentonites est une preuve supplémentaire d'une action très modérée de la diagenèse sur les argiles oxfordiennes. Les circulations de fluides pour la formation argileuse callovo-oxfordienne du Bassin de Paris semblent également modérées même si des indices (processus de silicification, figures de pression-dissolution) montrent le rôle joué par les fluides interstitiels et une certaine réactivité du matériaux argileux (Coquinot, 2000).

Ce n'est pas le cas du Bassin Subalpin, qui montre une évolution géodynamique et thermique beaucoup plus complexe (Artru, 1972 ; Barlier, 1974 ; Curnelle & Dubois, 1986 ; Dardeau *et al.*, 1988 ; Dardeau *et al.*, 1994 ; Desmason *et al.*, 1988 ; Guilhaumou *et al.*, 1996). Il en résulte des estimations de température pour le bassin occidentale des Terres noires comprises entre 150 et 185°C pour un gradient géothermique variant de 35 à 60°C/km (Barlier, 1974 ; Guilhoumou *et al.*, 1996). Ces températures témoigneraient de culminations thermiques lors du maximum de surcharges sédimentaires vraisemblablement d'âge anté-crétacé supérieur/tertiaire (datations K-Ar indiquant 120 Ma, Cros *et al.*, 1993 *in* Guilhoumou *et al.*, 1996), période qui correspond à un uplift et une érosion importante de la couverture crétacée (Guilhaumou *et al.*, 1996). Dans ce cadre, la diagenèse d'enfouissement thermique semble suffisante pour affecter thermodynamiquement la composition des assemblages argileux et participer à la néoformation de nouvelles phases argileuses. Il n'est donc pas surprenant que les cortèges argileux des bentonites diffèrent franchement de ceux identifiés pour le Bassin de Paris. Cette diagenèse est responsable en particulier de la néoformation des différents interstratifiés illite/smectite irréguliers ou réguliers, de type R1 ou R0 des bentonites du Bassin Subalpin. Cette diagenèse d'enfouissement est cependant suffisamment modérée pour permettre dans certain cas, où les conditions d'enfouissement, de température, de circulation de fluides ou de lithologie pourraient être sensiblement différentes, la préservation d'interstratifiés de type R0 régulier (coupe de Ribiers).

Par ailleurs, le bassin est soumis à des circulations de fluides de nature variée et complexe. Au moins deux générations de fluides sont reconnues (Guilhaumou *et al.*, 1996). Un premier système de fluides correspond aux eaux de formation du bassin associées aux hydrocarbures matures que l'on retrouve piégées au niveau des concrétions calcaires et des septarias, au cours de l'évolution diagénétique. La deuxième génération correspond à des fluides de hautes températures ($\text{CO}_2 \pm \text{N}_2$) associés aux remontées de diapirs et aux réseaux de failles. Ces fluides migrent sous la couverture triasique imperméable ou profitent des discontinuités lithologiques dans les sédiments jurassiques y compris dans les Terres Noires. Les sédiments des Terres Noires sont particulièrement riches en éléments chalcophiles et organophiles : zinc, plomb, molybdène, cobalt, cuivre, nickel, particulièrement pour le centre du bassin (Artru, 1972). Ces éléments proviendraient en partie des conditions réductrices du bassin favorisant leur précipitation à partir de l' H_2S disponible issu de la réduction bactérienne des sulfates. Ces éléments peuvent être solubilisés et migrer lors des circulations de fluides.

Les bentonites constituent des discontinuités lithologiques remarquables et participent à des niveaux de décollements dans les Terres Noires (visible pour MBO). Il est donc vraisemblable que des circulations de fluides aient perturbé le signal géochimique des bentonites par apport d'éléments notamment chalcophiles et sidérophiles et influencé de ce fait la néoformation de nouvelles phases argileuses. La comparaison de la géochimie des bentonites du bassin de Paris, des roches encaissantes des Terres Noires et des bentonites du Bassin Subalpin montre une contamination très nette par du Zn, Co, Mo, Pb, As, Ni, Cu, particulièrement pour le niveau Oze b2 (fig. 4.53). Les différences de comportement minéralogique entre les deux bassins et notamment les fortes proportions de kaolinite observées pour les bentonites du Bassin Subalpin pourraient être liées aux différents stades complexes de circulations de fluides envisagées dans ce dernier bassin.

8 - Conclusions sur la caractérisation minéralogique et géochimique des niveaux d'altération de cendres volcaniques

- Sept bentonites ont été identifiées dans les bassins de Paris et du Sud-Est de la France sur la base de critères géométriques, minéralogiques et géochimiques au cours de l'Oxfordien. Ces horizons sont les vestiges d'un volcanisme aérien explosif à cette époque qui jusqu'alors n'était pas identifié dans les bassins sédimentaires français.
- Deux niveaux épais, pluricentimétriques (>10 cm) à smectites pratiquement pures (>90 %) correspondant à l'altération *in situ* de cendres volcaniques par retombées aériennes (bentonites primaires) sont enregistrés à l'Est du Bassin de Paris, l'un en forages dans la zone à Plicatilis (Oxfordien moyen), l'autre sur la coupe de St Blin, 20 km au sud au passage des zones Cordatum/Plicatilis (Oxfordien inférieur/moyen).
- Dans les Terres Noires du bassin subalpin, cinq niveaux de bentonite millimétriques à pluricentimétriques ont été répertoriés dans l'Oxfordien inférieur et moyen. L'un pluricentimétrique, relativement peu contaminé par les sédiments encaissants et souligné par une minéralisation en carbonate et sulfate est identifié sur 10 coupes du bassin soit une extension minimale de 2000 km². Les fines bentonites millimétriques (b2 à b5) difficilement identifiables et fortement contaminées sont en partie enregistrées sur les coupes d'Oze et Montréal-les-Sources. La recherche de données biochronologiques au voisinage de ces horizons permet de leur attribuer un âge à la sous-zone d'ammonite près.
- L'analyse minéralogique des différentes bentonites révèle une composition particulière et relativement peu commune pour les bentonites du bassin subalpin où la kaolinite apparaît comme la phase argileuse dominante. En revanche, la minéralogie des phases primaires (issus de la chambre magmatique) et les phases néoformées autres que les minéraux argileux sont communs aux différents dépôts. Les cristaux à caractère volcanique, préservés, correspondent essentiellement à des cristaux de feldspaths potassiques, de biotites, de zircons, de rutiles et à des apatites. Peu de verres volcaniques et ponces a été préservé. L'abondance de grains détritiques dans la bentonite des forages et les bentonites millimétriques traduit une contamination non négligeable, vraisemblablement liée à la bioturbation et à l'action des courants de fond.
- La néoformation de kaolinite dans les bentonites du Sud-Est semble liée aux circulations de fluides propres au bassin, responsables par ailleurs des minéralisations sous-jacentes aux bentonites. Ces circulations seraient favorisées par les discontinuités lithologiques et la rhéologie particulière que constituent les bentonites dans la série marneuse des Terres Noires. La minéralogie des bentonites n'apparaît pas comme un facteur discriminant permettant d'envisager des corrélations entre plusieurs niveaux.
- L'analyse géochimique des bentonites oxfordiennes, montre un enrichissement très net, systématique et d'autant plus marqué que la contamination est modérée, en Nb, Ta, Hf, Y, Ti, Th, Zr, U, V, Pb, Sr, Ba, terres rares légères, couplé à des anomalies négatives en Cr, Rb et Bi. Si les bentonites présentent une signature chimique comparable, des enrichissements et des appauvrissements en certains éléments traces et terres rares apparaissent suffisants pour discriminer différents niveaux, une partie du signal étant lié à la chimie du magma originel. Toutefois, une contribution de fluides allochtones semblent de nouveau affectées les bentonites du bassin subalpin.
- La tentative de réalisation de cartes d'isopaque à l'échelle du bassin subalpin pour le niveau MBO ne permet pas de proposer une direction d'apport particulière, l'épaisseur du niveau variant fortement d'une coupe à l'autre. Par ailleurs la granulométrie ne permet pas de montrer de granoclassement ou de variations interprétables pour un même niveau.

Chapitre 5:

Implications paléogéographiques, géodynamiques et stratigraphiques à l'échelle ouest-européenne

CHAPITRE 5

IMPLICATIONS PALEOGEOGRAPHIQUES, GEODYNAMIQUES ET STRATIGRAPHIQUES A L'ECHELLE OUEST EUROPEENNE

1 - Implications géodynamiques et paléogéographiques tirées du message terrigène au Callovo-Oxfordien

1.1 - Quelle est la part du climat sur le message terrigène ?

Les évolutions minéralogiques des assemblages argileux dans les séries sédimentaires marines peuvent sous certaines conditions (absence de diagenèse, érosion de paléosols contemporains de la sédimentation) être utilisés comme indicateurs climatiques, particulièrement utiles aux reconstitutions des climats passés (Singer, 1984 ; Chamley, 1989 ; Hallam *et al.*, 1991 ; Price, 1999). La répartition mondiale des minéraux argileux dans les océans actuels, tributaire d'un contrôle latitudinal et les nombreuses correspondances entre les variations climatiques du Quaternaire et le signal argileux associé en sont les témoins les plus évidents (Chamley, 1989). Parmi les minéraux dont la formation et l'abondance est communément discutée en terme d'influences climatiques se trouvent la kaolinite, les smectites, la palygorskite, plus rarement l'illite. La kaolinite se forme plus spécifiquement sous des conditions d'intense lessivage, dans des sols acides, sous climats combinant à la fois fortes températures et précipitations. C'est le cas des sols latéritiques très développés des zones intertropicales où les précipitations sont abondantes (Millot, 1964 ; Chamley, 1989). La formation de smectite dans les sols s'effectue sous des climats variés, mais semble particulièrement favorisée lors de climats chauds à pluviosité restreinte ou à forts contrastes saisonniers d'humidité. Elle s'effectue particulièrement lorsque le drainage est faible, fonction d'un relief peu accusé (Paquet, 1970 ; Singer, 1984 ; Chamley, 1989). Les argiles fibreuses comme la palygorskite sont fréquemment identifiées dans des environnements évaporitiques, sursaturés en Mg et Si favorisés en conditions sub-arides ou arides. L'illite est plus difficilement interprétable en terme de variations climatiques. Cependant, la mauvaise cristallinité du minéral peut traduire dans certains cas une forte hydrolyse et témoigner de périodes à fortes précipitations (Singer, 1984 ; Chamley, 1989). Des conditions climatiques favorisant des cycles d'humidification/assèchement peuvent également former des horizons à illite pratiquement pure après transformation des smectites (Deconinck *et al.*, 1988, 2001).

Compte tenu des assemblages argileux et des évolutions minéralogiques identifiés dans les bassins anglo-parisien et subalpin du Bathonien à l'Oxfordien, une discussion sur l'influence du climat sera essentiellement menée sur la répartition spatiale et temporelle de la kaolinite et de la smectite. L'analyse des assemblages argileux permet d'observer d'une manière générale une anti-corrélation assez prononcée entre ces deux minéraux. Dans le Bassin de Paris, le Jura et la bordure cévenole, les deux phases minérales coexistent d'ailleurs peu (dans le bassin subalpin la smectite est peu fréquente, il semble plus difficile d'établir de telles relations). Dès lors il est nécessaire de s'interroger sur la signification de ce relais d'espèce argileuse dans le temps et de voir si une signification climatique en est la cause.

1.1.1 – Interprétation climatique d'après la répartition de la kaolinite

La figure 5.1 résume l'évolution spatiale et temporelle de la kaolinite des bassins anglais jusqu'au bassin subalpin (transect de 1000 km) pour l'intervalle du Bathonien moyen à l'Oxfordien supérieur soit une durée voisine de 13,5 Ma. A cette échelle temporelle et géographique, il est possible de discuter du rôle éventuel joué par le facteur climatique. Peu de données complémentaires du même âge pour des bassins adjacents, hormis quelques études sur les bassins anglais (Chowdhury, 1982 ; Dugué, 1989 ; Norris & Hallam, 1995) et le Jura suisse (Gygi & Persoz, 1986 ; Bolle *et al.*, 1996 ; Pittet, 1996) sont malheureusement disponibles pour comparaison. A première vue, il existe une relative complexité dans la corrélation des évolutions de kaolinite pour les bassins anglo-parisien, le Jura et le bassin subalpin à ces échelles de temps et d'espace.

Des périodes d'absence de la kaolinite sont enregistrées au cours de l'intervalle Bathonien moyen-Oxfordien supérieur (fig. 5.1). Les variations minéralogiques enregistrées sont à la fois abruptes (passage de 30 % à 0 % en moins d'une sous-zone d'ammonite) comme dans le Sud-Dorset, le Boulonnais ou l'Est du Bassin de

Paris à l'Oxfordien inférieur et moyen ou plus continues comme le Callovien de Normandie ou des Ardennes. Les processus permettant d'expliquer de telles évolutions de la kaolinite sont :

- de fortes variations climatiques à érosion plus ou moins constante : climats activateurs (forte humidité) ou inhibiteurs (faible humidité) d'une pédogenèse favorable à la formation de kaolinite,
- à climat constant, des variations dans l'intensité de l'érosion et dans la nature du matériel érodé: décapage complet de sols riches en kaolinite, érosion de roches sédimentaires anciennes riches en kaolinite ou à l'inverse épuisement du stock de kaolinite issu de sédiments anciens,
- un effet de sédimentation différentielle lié aux variations du niveau marin et à la localisation des sources,
- des changements importants dans les sources fonction des modifications paléogéographiques et de la physiographie des terres émergées ou des variations dans la distribution du minéral en relation avec les courants marins.

Les sources principales de kaolinite comme nous l'avons discuté précédemment (chapitres 2 & 3) proviendraient des terres proches continuellement émergées (Massif armoricain, Massif Londres-Brabant, Massifs Rhénan et Bohémien) et de façon moins constante de secteurs localement et temporairement exondés de la Plate-forme Centrale.

Il semble alors peu envisageable que des variations courantologiques ou paléogéographiques soient uniquement responsables de la disparition complète de la kaolinite à certaines époques. De même, un processus de sédimentation différentielle des argiles ou des variations du niveau marin relatif ne peuvent pas simplement être évoquées pour expliquer ces disparitions.

Une origine des variations minéralogiques uniquement liée à des variations de l'érosion de sédiments anciens est envisageable. Ce processus est souvent sous-estimé dans l'interprétation de la kaolinite dans les séries sédimentaires et compromet fortement les interprétations paléoclimatiques. Jeans *et al.*, (2001) montrent par l'utilisation de données isotopiques (K-Ar) que la kaolinite des séries mésozoïques des bassins anglais n'est pas attribuable à l'altération de paléosols mais proviennent de sédiments carbonifères, rendant fortuite toute interprétation climatique.

Si ce facteur est dominant, il devrait se manifester par 1) une absence de cohérence des évolutions de la kaolinite à grande échelle (intrabassin et interbassin), chaque secteurs émergés fonctionnant de manière propre et 2) une indépendance vis à vis des autres marqueurs climatiques. A l'inverse si la kaolinite provient de paléosols contemporains de la sédimentation et reflète des variations climatiques, une relation devrait transparaître dans les phases d'apparitions/disparitions de kaolinite au cours du temps même si un léger diachronisme est susceptible d'exister.

Or l'Oxfordien moyen semble enregistrer de façon assez générale une période où les proportions de kaolinite sont minimales ou nulles dans le Bassin de Paris, le Jura et sur la bordure ardéchoise. Cet enregistrement du message argileux à l'Oxfordien moyen pourrait éventuellement traduire un événement climatique particulier comme une période d'aridité plus marquée qui favoriserait la formation de smectites aux dépens de kaolinite. Cette influence climatique pourrait se faire sentir dès l'Oxfordien inférieur. Le fait que ce signal ne soit pas simple (absence de disparition de kaolinite sur la plate-forme bourguignonne et dans le bassin subalpin) implique l'existence d'autres facteurs qu'il est pour l'instant difficile de comprendre dans le détail. La contribution de kaolinite issue de sédiments anciens pourrait dans ce cas être invoquée : érosion de sédiments anciens accumulés sur le Massif Central, temporairement émergé. Elle serait en partie responsable de l'absence de disparition de kaolinite sur le nord de la plate-forme bourguignonne, dans le bassin subalpin, sur la partie méridionale du Jura (Le Pontet) ou sur une partie de la bordure ardéchoise (Chanabier).

Si l'Oxfordien inférieur et surtout moyen traduisait effectivement des périodes climatiques plus aride et/ou plus froide, l'Oxfordien supérieur marquerait en revanche un retour à des conditions de plus forte humidité plus propices à la formation de kaolinite.

La période à concentration maximale de kaolinite fluctue autour de la limite Bathonien/Callovien. Cette période pourrait correspondre aux conditions climatiques les plus humides et les plus chaudes de la tranche de temps analysée.

1.1.2 – Interprétation climatique d'après la répartition de la smectite

L'interprétation climatique à partir de la répartition de la smectite dans le bassin de Paris à l'Oxfordien inférieur et moyen est plus discutable, une origine liée aux modifications paléogéographiques, à un apport depuis des sources plus lointaines et aux variations eustatiques est principalement privilégié ici. Toutefois des smectites

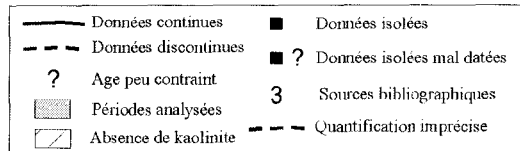
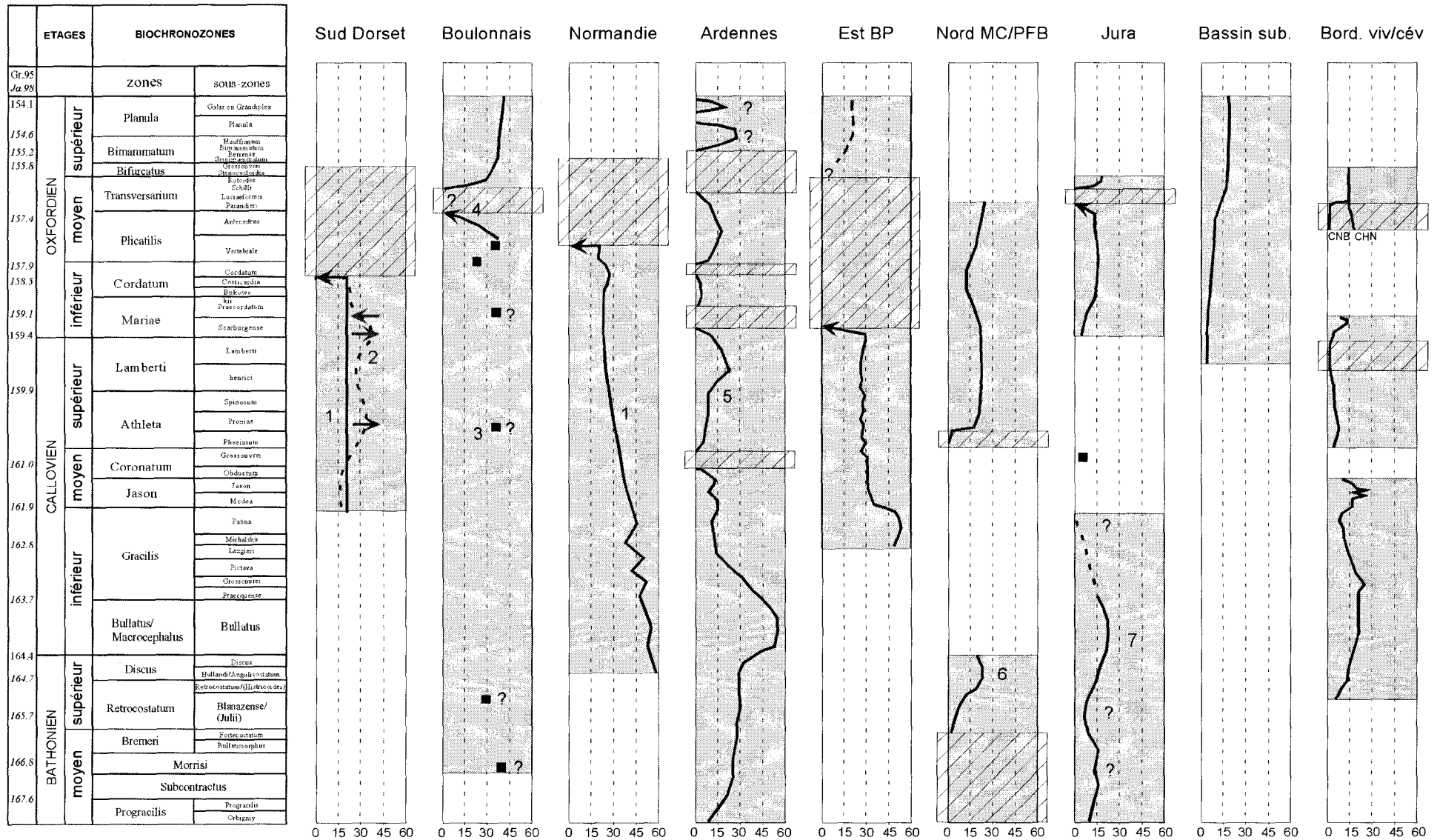


Fig 5.1 - Répartition temporelle et spatiale de la kaolinite dans les bassins anglo-parisien et subalpin au Jurassique moyen et supérieur (1: Dugué 1991; 2: Norris & Hallam 1993; 3: Decommer 1981; 4: Schnyder *et al.*, 2000; 5: Debrabant *et al.*, 1992; 6: Delavenna 1990, 7: Bolle *et al.*, 1996)

ont pu se former préférentiellement sur certaines aires propres au Bassin de Paris prenant le relais sur la kaolinite lors de périodes plus arides. Cette double origine (lointaine et proximale) de la smectite est par ailleurs bien démontrée sur la bordure armoricaine (Dugué, 1991). L'enrichissement en smectites dans le Jura à l'Oxfordien moyen est peut être lié à un tel phénomène. Dans ce cas, une connexion entre les bassins de Paris et le Jura ne serait pas forcément nécessaire pour expliquer la présence de smectites dans le domaine jurassien au cours de l'Oxfordien moyen (cf chapitre 2). Il serait à l'avenir utile de caractériser plus finement les minéraux smectitiques afin de vérifier leur origine multiple dans les différents bassins.

1.1.3 – Comparaison avec les données climatologiques du Jurassique moyen/supérieur

Si le Jurassique moyen/supérieur est classiquement défini comme une période relativement chaude et humide (Hallam, 1975, 1984 ; Frakes, 1992 ; Sellwood *et al.*, 2000), l'idée d'un climat homogène durant toute cette période doit maintenant être abandonnée au vue des nouvelles données disponibles sur la répartition de la faune et de la flore, des nouvelles données d'analyses isotopiques ou des indices sédimentologiques témoins d'épisodes froids (Vakhrameev, 1991 ; Philippe & Thevenard, 1996 ; Hallam, 1998 ; Riboulleau *et al.*, 1998 ; Price, 1999 ; Abbink *et al.*, 2001 ; Picard, 2001). Plusieurs arguments concomitants témoignent de variations des paléotempératures et de l'humidité au cours de l'intervalle Bathonien supérieur-Kimméridgien inférieur à l'échelle de l'Europe de l'Ouest et de l'Eurasie, suggérant un contrôle climatique global.

A partir de données palynologiques (« Sporomorph EcoGroup model ») de forages et d'affleurements de la partie méridionale de Mer du Nord, Abbink *et al.*, (2001) identifient une phase relativement humide et froide du Callovien à l'Oxfordien inférieur et un brusque changement au cours de l'Oxfordien moyen (zone à Plicatilis) marquant le début d'une période plus chaude et aride persistante jusqu'au kimméridgien inférieur (fig. 5.2). Le même type d'évolution est enregistré en Europe de l'Est et en Asie (Vakhrameev, 1991).

Des conclusions du même ordre sont apportées par les données isotopiques de $\delta^{18}\text{O}$ mesurées dans le Bassin de Paris (Picard *et al.*, 1998, 2000 ; Picard, 2001 ; Collin, 2000) ou sur la plate-forme russe (Riboulleau *et al.*, 1998). Picard (2001) calcule à partir de dents de poissons de surface prélevés à l'Est du bassin de Paris 1) une augmentation des températures de 20 à 24°C du Bajocien moyen au Bathonien moyen, 2) une relative stabilité entre le Bathonien moyen et le Callovien moyen, 3) une forte diminution des températures de 24 à 17°C à la limite Callovien-Oxfordien, 4) un réchauffement de 3-4° C de l'Oxfordien moyen à l'Oxfordien supérieur (fig. 5.2). Collin (2000) sur des échantillons de brachiopodes indique 1) une stabilité de la température des eaux de fond entre 19 et 21°C au Callovien inférieur et moyen, 2) une diminution d'environ 5° C dès la base de la zone à Lamberti (Callovien supérieur) jusqu'à la fin de l'Oxfordien inférieur, 3) un réchauffement dès la base de l'Oxfordien moyen. Enfin Riboulleau *et al.*, (1998) mettent en évidence sur la plate-forme russe à partir d'échantillons de rosters de bélemnites, des températures relativement basses du Callovien supérieur à l'Oxfordien moyen (5,6-10,9°C) et une augmentation rapide des températures de l'Oxfordien moyen au Kimméridgien avec un maximum de 20°C.

Ces faits démontrent qu'un refroidissement climatique a eu lieu pendant l'intervalle Callovien supérieur/Oxfordien inférieur au moins à l'échelle nord et ouest-téthysienne et qu'un réchauffement accompagné d'une phase d'aridité s'est produit à l'Oxfordien moyen. Ces données sont par ailleurs cohérentes avec les migrations de faunes d'ammonites boréales (Cardiocerataidae) au Callovien supérieur (refroidissement des eaux) et l'interruption puis la réinstallation à l'Oxfordien moyen de faciès coralliens (augmentation des températures, hydrolyse limitée réduisant les flux terrigènes), bien que l'unique facteur climatique ne puissent être évoqués (Cariou *et al.*, 1985 ; Geister & Lathuilière, 1991 ; Insalaco *et al.*, 1997 ; Marchand & Thierry, 1997 ; Bertling & Insalaco, 1998 ; Collin, 2000).

1.1.4 - Conclusions

Bien qu'il soit difficile de tirer des conclusions évidentes d'un point de vue climatique à partir des cortèges argileux, la comparaison des variations de kaolinite dans les bassins étudiés et la confrontation avec les autres indicateurs paléoclimatiques permettent de soulever les points suivants :

- L'idée d'une période qui témoignerait de conditions climatiques les plus chaudes et humides d'après les teneurs en kaolinite au passage Bathonien/Callovien est conforme avec les températures d'eaux de surface qui augmentent du Bajocien moyen au Bathonien et qui restent constantes jusqu'au Callovien moyen. En plus d'une possible accentuation de la kaolinite favorisée à cette époque par les variations du niveau marin (maximum de régression de second ordre au passage Bathonien moyen/Bathonien supérieur, Jacquin *et al.*, 1998) et les processus de sédimentation différentielle associés, un réchauffement couplé à d'importantes précipitations permettrait d'expliquer les fortes teneurs de kaolinite enregistrées (60%) sur les plate-formes carbonatées (Bassin de Paris) ou mixtes (bordure ardéchoise) à cette époque.

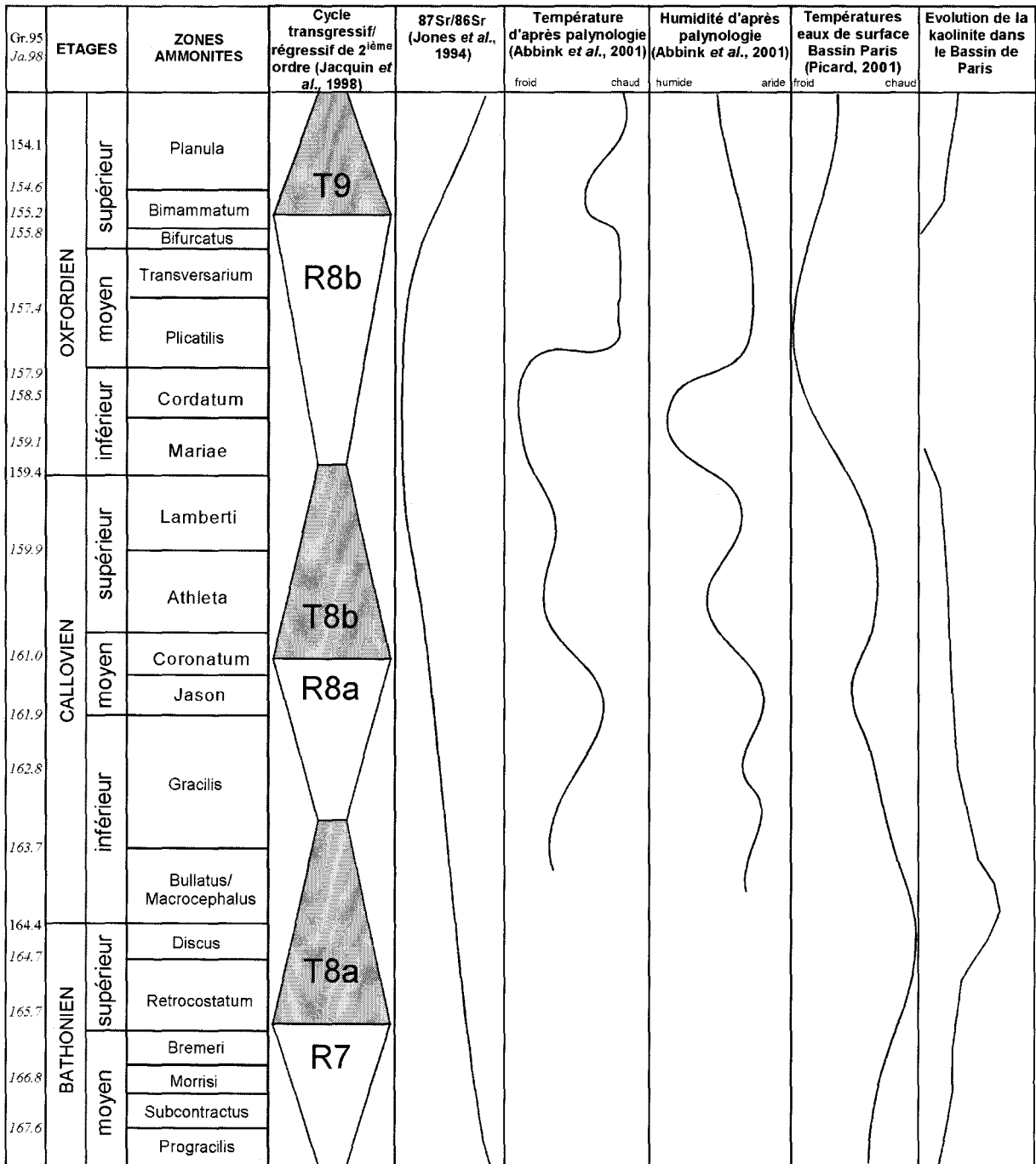


Fig. 5.2 – Evolution moyenne de la kaolinite dans le Bassin de Paris - comparaison avec des données de la littérature.

- La chute de température identifiée du Callovien supérieur à l'Oxfordien inférieur pourrait participer à la chute de kaolinite enregistrée à la fois sur la plate-forme ardennaise, à l'Est du Bassin de Paris et sur la bordure cévenole. Ce changement climatique n'aurait toutefois pas de répercussion sur l'ensemble des secteurs étudiés et ne serait pas à mettre en relation avec l'arrivée massive de smectites qui s'explique par des modifications paléogéographiques.

- Le réchauffement climatique et surtout la période d'aridité marquée à l'Oxfordien moyen permettrait un arrêt momentané de la formation de sols riches en kaolinite au profit des smectites. Ce serait d'un point de vue des argiles, l'influence climatique la plus marquée et la plus étendue spatialement pendant l'intervalle Callovien-Oxfordien. Ce climat aride et chaud permet la réinstallation des coraux sur l'ensemble du bassin.

- La fin de l'Oxfordien moyen et l'Oxfordien supérieur pourraient être marqués par un climat moins aride mais toujours chaud, favorable à nouveau à la formation de kaolinite et à l'augmentation des flux terrigènes.

1.2 - Le rôle joué par la paléogéographie et la tectonique au Callovien-Oxfordien

En dehors du climat qui peut jouer un rôle prépondérant sur la nature et la distribution des particules détritiques, plusieurs facteurs complémentaires interfèrent sur la sédimentation terrigène. Il s'agit principalement des grandes crises tectoniques associées à l'évolution géodynamique des bassins, des variations des sources terrigènes, des variations du niveau marin et de la migration des plates-formes carbonatées. Cette partie permettra de synthétiser les données et de discuter plus généralement de l'enregistrement du message terrigène au Callovien-Oxfordien dans l'évolution paléogéographique et géodynamique de la marge ouest-téthysienne.

1.2.1 – Rôle joué par les plates-formes carbonatées au Jurassique moyen/supérieur

Les plates-formes carbonatées sont particulièrement développées au Bathonien dans le Bassin de Paris. Au cours de cet épisode, les apports terrigènes sont limités alors que la kaolinite est la phase minérale dominante des cortèges argileux sur la majeure partie du Bassin de Paris témoignant d'une érosion modérée (minimum de minéraux primaires : illite et chlorite) sur les bordures et d'un climat humide et probablement chaud, favorisant la production carbonatée. La présence de plates-formes carbonatées en bordure du bassin subalpin va amplifier le processus de sédimentation différentielle des minéraux argileux en piégeant les particules les plus grossières dans les environnements peu profonds. La kaolinite est par conséquent peu présente dans les sédiments des Terres Noires du bassin subalpin (cortèges dominés par l'illite et des interstratifiés I/S), soumis à une forte subsidence et fonctionnant probablement comme un vaste réceptacle.

L'ennioisement généralisé des plates-formes carbonatées intervient dès le sommet du Callovien inférieur et persiste jusqu'à l'Oxfordien inférieur. Cet événement majeur à l'échelle du domaine téthysien et des régions péri-téthysiennes (Brochwicz-Lewinski *et al.*, 1984 ; Norris & Hallam, 1995), traduit un ralentissement (Callovien inférieur) puis un arrêt (Callovien moyen) de la production carbonatée en relation avec des modifications globales océanographiques et atmosphériques qui se manifesteraient par plusieurs facteurs concomitants: un épisode majeur d'augmentation du niveau marin (Hallam, 2001), une augmentation de la pression partielle de CO₂ (Dromart *et al.*, 1996), une diminution de l'insolation (Collin, 2000) et peut-être un phénomène d'eutrophisation (Weissert & Mohr, 1996 ; Bartoloni *et al.*, 1999). Cet ennoisement des environnements carbonatés peu profonds est diachrone à l'échelle du Bassin de Paris, intervenant à la base du Callovien moyen (zone à Jason) à l'Est du bassin de Paris (forages ANDRA), au sommet de la zone à *Macrocephalus* (Callovien inférieur) sur la plate-forme ardennaise et au passage Bathonien-Callovien sur la bordure armoricaine (Riout *et al.*, 1991). De même sur la plate-forme bourguignonne cet ennoisement, marqué par les niveaux condensés à oolithes ferrugineuses, se fait par à-coups (Collin, 2000) témoignant d'une diminution progressive du fonctionnement de l'usine à carbonates. Cet épisode se marque par une augmentation dans les secteurs les plus subsidés de sédiments terrigènes silteux et argileux (Est du Bassin de Paris, Ardennes, Boulonnais, Normandie) et une augmentation des minéraux argileux primaires par rapport à la kaolinite à l'Est du Bassin de Paris ou une augmentation des smectites sur la plate-forme ardennaise reflétant une augmentation des flux terrigènes et de l'érosion continentale.

1.2.2 – Les crises tectoniques enregistrées

Les instabilités tectoniques conduisent à des périodes d'accélération de l'érosion. Ce contrôle tectonique engendre habituellement une sédimentation terrigène plus grossière accompagnée par une fraction argileuse dominée par des minéraux primaires (illite et chlorite) ou de la kaolinite en fonction de l'évolution des bassins

versants. Les crises épirogéniques régionales entraînent des variations de la sédimentation terrigène limitées dans l'espace et diachrones à l'échelle d'un bassin.

À l'échelle du bassin anglo-parisien ou du bassin subalpin, aucune augmentation brusque des minéraux argileux primaires (illite, chlorite) ne permet de mettre en évidence des phases majeures d'instabilités tectoniques au cours de l'épisode Callovien moyen/Oxfordien inférieur. Les arguments sédimentologiques (faciès, granulométrie) ne témoignent pas non plus d'activités tectoniques importantes. La bordure est-armoricaine, connaît en revanche au passage Oxfordien inférieur/moyen une crise épirogénique qui se marque par des décharges détritiques de pellets ferrugineux et sables quartzeux (Dugué, 1989, 1991 ; Rioult *et al.*, 1991). Cet épisode va favoriser sur cette bordure une réorganisation paléogéographique et courantologique responsable de l'arrivée des smectites dès l'Oxfordien moyen. Les mêmes instabilités tectoniques sont reconnues dans les bassins anglais à la même époque (Chowdhury, 1982, Dugué, 1989, Hesselbo, 2000). Cependant elles ne se traduisent pas par une augmentation des minéraux primaires dans les cortèges argileux, ce qui indique que les terres émergées proches (Massif Armoricaire, Massif Londres-Brabant) devaient probablement se caractériser par des reliefs modérés soumis depuis un certain temps à une pénéplation.

L'Oxfordien moyen du Nord et de l'Est du Bassin de Paris enregistre quelques fluctuations dans les rapports d'illite et de smectites (fig. 2.14 et 2.25) qui pourraient éventuellement être rattachées à des périodes d'érosion plus intense, témoignant d'instabilités tectoniques sur les marges. Une activité tectonique probablement rattachée à l'évolution géodynamique de l'Atlantique Nord semble en effet généralisée à l'Oxfordien moyen et supérieur dans différents secteurs des bassins ouest-européen : en Normandie (Dugué, 1991), à l'échelle du bassin de Paris (Loup & Wildi, 1994), en Angleterre (Chowdhury, 1982 ; Dugué, 1989 ; de Wet, 1998 ; Hesselbo, 2000), en Suisse et en Espagne (Pittet & Strasser, 1998 ; Allenbach, 2001). Cependant les variations du niveau marin (cycle de troisième ordre) pourraient suffire à générer de telles variations dans les cortèges argileux.

Cependant d'une manière générale, les cortèges argileux des bassins sédimentaires français enregistrent peu, au Callovien-Oxfordien, les instabilités tectoniques à l'inverse du domaine atlantique central où les variations minéralogiques sont plus marquées (Chamley *et al.*, 1983 ; Chamley, 1989). Ceci pourrait résulter de la physiographie des terres émergées des bassins intracratoniques ouest-européens sans doute soumis à une pénéplation plus importante que les marges du jeune domaine atlantique. L'absence de variations des cortèges argileux dans le bassin subalpin pourtant soumis à une tectonique synsédimentaire active en relation à la fois avec le rifting téthysien et probablement atlantique (de Graciansky *et al.*, 1999) témoigne du relatif éloignement des terres émergées qui conduit à une homogénéisation du signal terrigène, auquel s'ajoute une influence diagénétique plus marquée.

1.2.3 – Variations eustatiques et changements dans les sources d'apport terrigène

Les périodes régressives vont favoriser l'érosion des bordures et une réorganisation des bassins versants. Comme dans le cas d'instabilités tectoniques, elles vont être responsables d'une accélération de l'érosion, favorable à l'érosion des paléosols ou du socle en cas de décapage complet. Les transgressions vont au contraire favoriser les connexions entre bassins permettant une redistribution des courants océaniques, facilitant la migration des faunes et le transport de la sédimentation terrigène fine.

Le principal événement tiré de l'analyse de la fraction terrigène du Bassin de Paris met en évidence une modification majeure de la fraction argileuse (apparition de smectites) pour les secteurs les plus subsidés du bassin à deux périodes de temps : au Callovien inférieur (base de la zone à Calloviense) sur la plate-forme ardennaise et à l'Oxfordien inférieur pour l'Est du bassin de Paris. Ce changement minéralogique est enregistré un peu plus tardivement dans les bassins anglais et sur les bordures des massifs Armoricaire et Londres-Brabant (limite Oxfordien inférieur/moyen à Oxfordien moyen) en faveur d'une crise tectonique permettant l'effondrement de ces bordures. Cet événement n'est en revanche pas enregistré sur les domaines peu subsidés comme la plate-forme bourguignonne. Dans le Jura, un changement du même ordre apparaît au cours de l'Oxfordien moyen (zone à Transversarium), mais n'est pas nécessairement relié aux mêmes causes. Dans le bassin subalpin, seule la bordure ardéchoise l'enregistre dès le Callovien supérieur. Enfin dans le domaine océanique de l'Atlantique Central, l'étude des fractions terrigènes montrent la même rupture minéralogique au cours de l'Oxfordien (Chamley *et al.*, 1983). Ce changement minéralogique majeur n'est donc pas isolé au seul Bassin de Paris et témoigne d'une profonde modification des sources terrigènes.

Ces arrivées de smectites sont par ailleurs en étroite relation avec les pics transgressifs de deuxième ordre (Callovien inférieur, zone à Koenigi et Oxfordien basal, zone à Scarburgense, fig. 5.2) exprimés pour les bassins ouest-européen (Jacquin *et al.*, 1998 ; de Graciansky *et al.*, 1999).

Au Jurassique et à cette échelle spatiale, existe une étonnante correspondance et corrélations des cycles transgressifs/régressifs de deuxième ordre, alors que l'influence d'un contrôle tectonique régional reste peu prononcée (Jacquin *et al.*, 1998). L'épisode transgressif majeur du Callovien et l'importante transgression et

condensation au passage Callovien/Oxfordien présentent une répartition extrêmement étendue puisqu'elle concerne à la fois les bassins ouest-européen, l'Himalaya, l'Argentine, le Groenland ou la partie occidentale de Sibérie (Gygi, 1986 ; Surlyk, 1991 ; Norris & Hallam, 1995 ; Zakharov *et al.*, 1998 ; Hallam, 2001). Ce synchronisme et cette extension sont les témoins d'un contrôle global eustatique.

Une origine glacio-eustatique de ces variations semblent à proscrire étant donné le faible volume de glaces polaires envisagé à cette époque (Price, 1999 ; Hallam, 2001). En revanche ces cycles pourraient être rattachés aux phases d'expansion océanique, probablement dès le Bajocien, du jeune domaine atlantique central en voie d'ouverture (Norris & Hallam, 1995 ; Hesselbo, 2000 ; Hallam, 2001). Les plus vieux sédiments recouvrant le substratum basaltique ont été datés du Callovien moyen par des nannofossiles, au niveau du leg DSDP 76 (Ogg *et al.*, 1983 ; Sheridan, 1983). La première croûte formée, anté-callovienne, pourrait être d'âge toarcién (Hallam, 2001).

Les périodes de transgressions du Callovien inférieur et de la fin Callovien supérieur/début Oxfordien inférieur seraient les conséquences d'accélération de l'expansion et de création de plancher océanique dans l'Océan atlantique central. Parallèlement, à la même époque (Callovien terminal à Oxfordien) se forme la première croûte océanique dans l'océan Téthys-Ligure (Boillot *et al.*, 1984) qui a pu jouer un rôle sur les variations du niveau marin. Corbin *et al.* (2000) mettent en évidence une relation nette entre les cycles de deuxième ordre et les variations de la teneur en Mn. Les pics de Mn enregistrés au Callovien supérieur et à l'Oxfordien moyen/supérieur pourraient refléter une activité importante des dorsales durant ces périodes. Ces augmentations de l'activité des dorsales à la fois dans l'océan atlantique central et l'océan Téthys-Ligure au passage Jurassique moyen/supérieur sont conformes avec le minimum du rapport isotopique $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ enregistré à cette époque (Jones *et al.*, 1994 ; fig. 5.2).

Ces transgressions de deuxième ordre ont vraisemblablement favorisé des connexions importantes entre les différents bassins du domaine ouest-européen, qui se marquent par ailleurs par des migrations majeures des faunes d'ammonites au Callovien (Kosmoceratidae et Cardioceratidae, Cariou *et al.*, 1985 ; Marchand & Thierry 1997). La transgression majeure du Callovien inférieur est également accompagnée par l'initiation d'une tectonique d'extension majeure en Mer du Nord (Hesselbo, 2000). Une connexion entre les secteurs occidentaux adjacents du bassin de Paris (Approches Occidentales de la Manche et rift Arctique-Atlantique Nord) par l'intermédiaire du sillon marneux péri-armoricain (Dugué, 1991 ; Pellenard *et al.*, 1999) semble relativement claire. Cette connexion serait possible dès l'Oxfordien inférieur. Dans le même esprit, une connexion entre des bassins septentrionaux et le bassin de Paris pourrait être envisagée dès le Callovien inférieur, à moins que les smectites enregistrées sur cette bordure ne proviennent directement de l'altération de paléosols des terres émergées proches. Dans le même temps, le recul des lignes de rivage des terres exondées lors de ces phases transgressives va réduire le processus d'érosion et de transport des particules terrigènes (diminution du flux terrigène) et favoriser le transport de smectites, plus fines, dans les aires les plus distales.

Un autre exemple de connexion à l'échelle des bassins français se marque par l'arrivée des smectites sur la bordure ardéchoise qui pourraient être canalisées par l'intermédiaire du sillon « Seine-Loire ». En revanche, les connexions ne semblent pas suffisantes pour alimenter l'ensemble du bassin du Sud-Est où peu de variations des cortèges argileux sont enregistrées.

Bien que le caractère allochtone de la majeure partie des smectites dans le bassin de Paris (au moins pour l'Oxfordien) soit clairement identifié, l'origine et le type de formation des smectites dans les bassins ouest-européens restent encore discutables. Le domaine atlantique central constitue une zone réceptacle au Jurassique moyen et supérieur. Or celui-ci enregistre à l'Oxfordien des cortèges dominés par des smectites lors de phases de calme relatif tectonique succédant à des cortèges à illite et chlorite dominants (Chamley *et al.*, 1980 ; Chamley *et al.*, 1983). Ces smectites sont probablement issues des sols provenant des marges d'Afrique de l'Ouest et d'Amérique du Nord en bordure du nouvel océan, créant ainsi un stock important capable d'être transporté. Par ailleurs, plus proches des bassins analysés, les marges laurentienne-Groenland, fennoscandienne, les massifs irlandais et ibérique et le plateau des Hébrides devaient également former des sols mal drainés favorables à la formation de smectites qui ont pu ainsi alimenter les bassins adjacents. Des smectites d'origine volcanique ou hydrothermale ont également pu être formées au cours de ces périodes de rifting et d'expansion des fonds océaniques, mais leur identification et quantification par rapport aux smectites pédogénétiques paraît difficile. En dehors de l'activité des dorsales océaniques, des appareils volcaniques du domaine nord atlantique, peut être non détectés à l'heure actuelle et enfouis à l'image des centres volcaniques alcalins de Mer du Nord (province d'Egersund, des Forties, de Puffin, de Zuidwal, Ritchie & Smith, 1993 ; Hesselbo, 2000), ont pu participer à la formation de smectites par altération de matériel sous-marin ou aérien. Par ailleurs, des smectites issues de l'altération de sédiments riches en smectites liés à des phases de volcanisme antérieures ont pu jouer un rôle. Les dépôts du Bathonien (Fuller's earth, Jeans *et al.*, 1977, 2000) issus du volcanisme alcalin, actif lors des phases d'uplift et localisé à la triple jonction du système de rifting de Mer du Nord (Ritchie & Smith, 1993 ; Hesselbo, 2000) seraient une source envisageable.

Les arrivées de smectites à l'Oxfordien et peut être au Callovien seraient donc directement imputables aux modifications paléogéographiques et courantologiques induites par les phases majeures de transgression du Jurassique moyen/supérieur et en relation étroite avec l'évolution géodynamique des trois domaines océaniques (Téthys-Ligure, Atlantique Centrale et Nord, Mer du Nord) bordant le Bassin de Paris. Par ailleurs, volcanisme et climat ont également vraisemblablement joué un rôle sur la formation de ces smectites au cours de l'épisode du Callovien-Oxfordien.

Quant au bassin subalpin, la sédimentation terrigène monotone (bien qu'une homogénéisation par la diagenèse puisse altérer partiellement le signal) traduit des échanges limités avec les bassins septentrionaux. Ce bassin fortement subsident a sans doute fonctionné comme un bassin réceptacle accueillant une sédimentation détritique constante et plus lointaine (Massif Bohémien, sources orientales). Seule la phase régressive de deuxième ordre de l'Oxfordien moyen se marque par une variation significative de la fraction terrigène.

Ce bassin est néanmoins particulièrement sensible à l'évolution géodynamique de l'océan Téthys-Ligure (peut-être couplé à l'évolution géodynamique du domaine atlantique), comme le confirme l'activité tectonique synsédimentaire importante, les variations du taux de subsidence enregistrés au Callovien et à l'Oxfordien moyen ou les effets indirects de l'hydrothermalisme (minéralisations). La formation de croûte océanique dès le Callovien dans l'océan téthysien a par ailleurs vraisemblablement influencé chimiquement le bassin subalpin (précipitation de sidérite dans les bancs calcaires ? signal géochimique des plates-formes en bordure ; Corbin *et al.*, 2000) à la suite des échanges de masses d'eaux possibles entre les deux domaines.

2 - Influence du volcanisme à l'Oxfordien : implications stratigraphiques et géodynamiques

2.1 - Intérêts stratigraphiques des niveaux de bentonites : corrélation intra et interbassins

Deux des intérêts majeurs d'identification de bentonites dans les séries sédimentaires résident 1) dans la possibilité d'établir des lignes-temps (événement instantané) sur de grandes distances à l'échelle d'un ou plusieurs bassins et 2) dans la possibilité de datations isotopiques. Ces deux aspects seront discutés pour les bentonites oxfordiennes.

2.1.1 - Corrélation des bentonites du bassin de Paris

Les bentonites du Bassin de Paris sont identifiées dans les forages HTM 102, EST 103, EST 104 et à l'affleurement sur la coupe de St Blin. Concernant les forages, la corrélation entre la bentonite est certaine, le niveau étant retrouvé exactement à la position attendue d'après les corrélations diagraphiques et le positionnement vis à vis de la lithologie. La signature minéralogique et géochimique de ce niveau est identique.

Concernant la corrélation entre la bentonite des forages et celle identifiée à St Blin (SB16), il paraît plus délicat d'établir une corrélation avec certitude étant donné la position biostratigraphique respective des niveaux et l'absence de repères diagraphiques. En ce qui concerne les forages, le niveau appartiendrait à la zone à Plicatilis de l'Oxfordien moyen, 13 m au dessus de la limite Cordatum/Plicatilis (fig. 4.15). En revanche, à St Blin, l'abondance des faunes d'ammonites permet un très bon calage. Sur cette coupe, la bentonite est comprise dans un intervalle de 2,50 m daté à la base de la zone à Cordatum et au sommet de la zone à Plicatilis.

Une différence importante (au moins 10 m) semble donc séparer les bentonites des forages et celle de la coupe de St Blin. Cependant, compte tenu, des informations biochronologiques peu précises pour la partie haute des sondages, il paraît difficile de se baser avec certitude sur la position de la limite Cordatum/Plicatilis en forages qui pourrait être placée plus haut dans la série.

Les données minéralogiques entre les deux bentonites sont très proches, même si les microfaciès montrent une contamination moins marquée pour la bentonite de St Blin. Les épaisseurs des deux horizons sont voisines et oscillent entre 10 et 15 cm. Toutes deux présentent une base nette et un sommet qui passe progressivement aux argiles détritiques sus-jacentes. Dans les deux cas un banc carbonaté à silicifications les surmontent.

La signature géochimique des bentonites est un bon moyen de tester les corrélations, puisqu'elle reflète la composition originelle des cendres volcaniques et la chimie du magma à un instant donné. Ce paramètre est largement utilisé pour distinguer et corréler des niveaux de bentonites de différentes coupes, régions ou continents (Huff, 1983 ; Cullen-Lollis & Huff, 1986 ; Kolata *et al.*, 1987 ; Huff & Kolata, 1990). Les bentonites de St Blin et des forages, montrent une signature géochimique similaire (figs 4.36 ; 4.37 ; 4.38 ; 5.3).

Concernant les majeurs, seul un appauvrissement en Na₂O est constaté pour la bentonite de St Blin, qui pourrait être lié à un lessivage récent de l'affleurement. Les éléments traces et terres rares montrent quelques différences avec globalement un enrichissement un peu plus important pour la bentonite de St Blin, concernant la

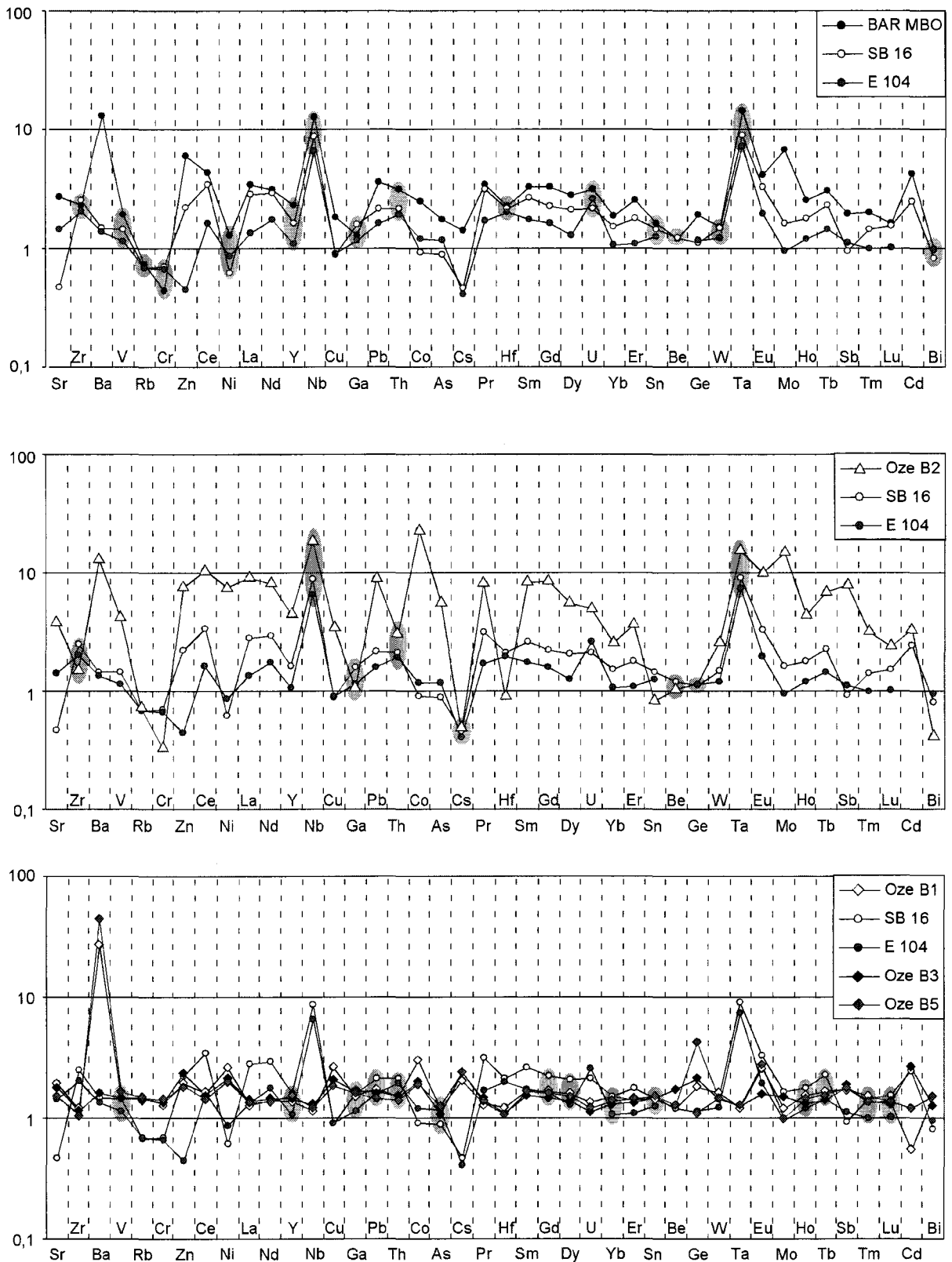


Fig. 5.3 – Comparaison de la signature géochimique de bentonites du Bassin de Paris et du bassin subalpin dans le but d'établir des corrélations entre niveaux (BAR MBO: bentonite MBO de Barsac, SB 16: bentonite de St Blin, E 104: bentonite du forage EST 104 ANDRA; valeurs normées par rapport aux marnes oxfordiennes).

plupart des éléments marquant des anomalies positives, caractéristiques des bentonites. Ceci confirme la contamination moins importante de ce niveau. De plus, quelques variations un peu plus marquées en Sr, Ni, Ce, La, Pr, Gd, Nd, Sm, Zn, Eu, Dy, Er et Ba, apparaissent pour la bentonite de St Blin (figs 4.37 ; 4.38 ; 5.3). Il s'agit principalement d'éléments mobiles, et terres rares notamment légères, les plus sujets à des pertes ou apports au cours des différents stades de la diagenèse.

Compte tenu des indices biostratigraphiques, observations macroscopiques, minéralogiques et géochimiques, et du fait qu'un seul niveau ait été reconnu en forages et à l'affleurement, il semble très probable que le niveau de St Blin et celui des forages ANDRA correspondent au même événement volcanique.

Afin de confirmer cette éventualité, un traitement statistique sur les données géochimiques (cf. § 2.1.3.2) a été effectuées avec l'aide de W.D. Huff (Université de Cincinnati) sur la base des travaux menés sur les K-bentonites ordoviciennes (Huff, 1983 ; Cullen-Lollis & Huff, 1986; Kolata *et al.*, 1987 ; Huff & Kolata, 1990).

L'absence de préservation de la bentonite sur MSE 101, 15 km au Nord, paraît étonnante. Les forages sont fortement incomplets à la suite des nombreuses investigations menées dans les différents champs d'études qui intéressent l'ANDRA. Il est envisageable que le tronçon de carotte contenant celle-ci ait fait l'objet de prélèvements et d'analyses antérieurs. Cependant les corrélations diagraphiques et lithologiques (notamment la présence du banc calcaire épais partiellement silicifié à bioclastes de lamellibranches et entroques) suggèrent que la zone d'occurrence de la bentonite est comprise entre 509,78 et 510,91 m, zone où les carottes sont actuellement disponibles.

Manifestement le niveau n'a pas été préservé sur MSE101. Dans ce cas, une absence de préservation du dépôt pourrait traduire une remobilisation des particules volcaniques par des agents hydrodynamiques au cours de la sédimentation.

Les dépôts de cendres forment généralement des horizons continus de grande extension. Cependant ils viennent fréquemment remplir les paléocreux si la topographie l'impose et sont sujets à une remobilisation partielle ou totale à la suite de leurs dépôts par des agents hydrodynamiques tels que des courants liés à des tempêtes ou de turbidité (Fisher & Schmincke, 1984 ; Von Rad & Thurow, 1991). D'après les corrélations diagraphiques entre forages, l'épaisseur de MSE 101 est réduite entre les limites Cordatum/Plicatilis et Plicatilis/Transversarium (16 m contre 21,8 m pour HTM102 et 19,5 m pour EST103/104), contrairement aux dépôts sous-jacents plus épais. De même les faciès sont plus carbonatés sur ce forage pour la zone à Plicatilis (ANDRA, 1998, planche 5.4.03). De telles observations dans le secteur du forage MSE101 pourraient suggérer un haut fond topographique, moins protégé, ou l'action des courants de fond permettait une redistribution des particules fines dans des zones plus profondes ou plus protégées.

La recherche d'un ou plusieurs niveaux de bentonite au voisinage des zones Cordatum/Plicatilis ou au sein de la zone à Plicatilis s'est révélée infructueuse sur les coupes étudiées en Ardennes et en Normandie. Deux hypothèses sont envisageables:

- Les cendres ne se sont jamais déposées sur ces aires géographiques, suggérant une localisation des sources au Sud ou à l'Est (cf. § 2.3)
- Les conditions paléoenvironnementales ou les faibles taux de sédimentation n'ont pas permis la préservation des dépôts.

2.1.2 - Corrélation des bentonites du bassin subalpin

Dans le Bassin Subalpin, cinq bentonites distinctes sont identifiées, incluant un épais niveau (MBO) d'épaisseur variable (2 à 15 cm) corrélé sur plus de 10 coupes couvrant une superficie d'environ 2000 km² (fig. 4.19). Cet horizon est daté de la zone à Plicatilis, sous-zone à Vertébrale avec précision sur plusieurs coupes (Oze, Savournon, Montréal-les-sources). Sur la coupe d'Oze, la mieux contrainte biostratigraphiquement, MBO se positionne 34 m au dessus de la limite Cordatum/Plicatilis. L'aspect de cette bentonite, son âge et sa position dans la succession lithologique rend la corrélation aisée sur l'ensemble des coupes du bassin.

La corrélation des fins niveaux de bentonites b1, b2, b3 et b5 est plus délicate, mais a pu être réalisée au moins sur deux coupes distantes de 40 km (Oze et Montréal-les-Sources) en s'aidant des repères biostratigraphiques et surtout lithologiques disponibles.

Les signatures géochimiques pour le niveau MBO échantillonné sur différents sections sont relativement proches (cf § 6.5.4). Les variations mineures géochimiques résultent vraisemblablement du lessivage induits à la base de l'horizon ou des circulations de fluides propres au bassin. Les fines bentonites présentent une forte

contamination par les sédiments encaissants et traduisent une altération du signal géochimique par des fluides allochtones, rendant difficile les corrélations à partir de l'unique signature chimique des niveaux.

2.1.3 - Corrélations interbassins

2.1.3.1 - Critères biostratigraphiques et géochimiques

Une tentative de corrélation est testée entre les bentonites du Bassin de Paris et celles du Bassin du Sud-Est, connaissant les propriétés d'extension importante des bentonites (Huff *et al.*, 1992 ; Kolata *et al.*, 1996). Alors qu'un seul niveau est a priori enregistré pour le bassin de Paris au Callovo-Oxfordien, cinq niveaux sont identifiés dans les Terres Noires du Bassin Subalpin. L'occurrence de l'ensemble de ces bentonites s'effectue au cours des zones à Cordatum et Plicatilis.

La minéralogie des argiles des bentonites ne constitue pas un bon critère de corrélation, les bassins de sédimentation ayant des caractéristiques paléoenvironnementales et de diagenèse différentes (chapitre 4). Les grains d'origine pyroclastique sont trop peu nombreux et pas suffisamment caractéristiques de chacune des bentonites pour permettre une bonne différenciation. Seules des analyses chimiques par microsonde sur grains séparés (apatite, biotite...), non effectuées au cours de cette étude, permettraient de fournir des indications suffisamment précises sur le magma originel et d'envisager une distinction des différents niveaux, comme cela a pu être appliqué pour des K-bentonites ordoviciennes et siluriennes (Samson *et al.*, 1988, 1989, 1995 ; Haynes *et al.*, 1995 ; Batchelor & Jeppsson, 1999, 2000 ; Min *et al.*, 2001).

Afin de tester une possible corrélation entre bentonites des deux bassins, une comparaison de profils géochimiques est réalisée sur l'ensemble des éléments traces et terres rares (fig. 5.3). Les profils géochimiques des bentonites millimétriques Oze b1, b3 et b5 étant très proches, celles-ci ont été regroupées sur un même profil. Les profils des bentonites du Bassin de Paris et celui du niveau MBO présentent une même allure (similarité des anomalies) et des concentrations très proches d'éléments marqueurs du volcanisme et peu mobiles tel que Zr, V, Rb, Cr, Y, Nb, Th, Hf, U et Ta. Les fins niveaux b1, b3 et b5 montrent également des caractéristiques communes avec les bentonites du bassin de Paris mais d'une part présentent un profil plus plat (contamination avec l'encaissant) et surtout présentent des concentrations plus variables pour les éléments cités précédemment. Le niveau Oze b2 est relativement différent aussi bien dans l'allure du profil qu'au niveau des concentrations, particulièrement fortes pour cet horizon (fig. 5.3).

Les informations biostratigraphiques disponibles, relativement fiables pour les coupes du Bassin Subalpin et la coupe de St Blin incitent par ailleurs à éliminer les bentonites Oze b1 et Oze b5, respectivement trop jeune et trop vieux (sous-zone à Cordatum pour Oze b1 et sous-zone à Antecedens pour Oze b5) pour une corrélation avec la bentonite de St Blin. Oze b2, b3 et MBO pourraient en revanche constituer de potentiels équivalents de la bentonite du bassin de Paris.

Compte tenu du fait que MBO 1) présente le profil géochimique le plus ressemblant, 2) que cette bentonite soit corrélable sur l'ensemble du bassin subalpin montrant sa grande capacité d'extension, 3) que son épaisseur indique un événement volcanique de grande ampleur comme la bentonite du bassin de Paris, il est envisagé de corréler ce niveau avec celui identifié dans les forages ANDRA et à St Blin.

2.1.3.2 - Principe du traitement statistique sur la géochimie des bentonites

Une méthode statistique multivariante ou analyse de fonction discriminante a été menée sur 26 variables géochimiques (éléments traces et terres rares) sur quatre groupes (bentonites) que l'on considère distincts au départ. Les groupes retenus sont 1) les échantillons de la bentonite des forages ANDRA HTM102, EST103 et EST104, 2) la bentonite de la coupe de St Blin, 3) Les différents échantillons de la bentonite MBO, 4) les bentonites millimétriques regroupées ici.

Le principe de la méthode est de chercher à distinguer les différentes bentonites entre elles par l'empreinte géochimique que celles-ci ont conservées (Huff 1983 ; Cullen-Lollis & Huff, 1986; Kolata *et al.*, 1987; Huff & Kolata, 1990). L'hypothèse de départ consiste à considérer que la concentration des différents éléments discriminants (éléments choisis pour leur caractère peu mobile face à l'altération) reflètent la composition du matériel volcanique à l'origine et que la concentration de ces éléments est suffisamment différente et propre à chaque événement pour différencier plusieurs niveaux. Cette condition a pu être vérifiée sur des téphras non altérés du Cénozoïque (Borchardt *et al.*, 1971 ; Randle *et al.*, 1971 ; Westgate *et al.*, 1977). La deuxième hypothèse est de considérer que les concentrations d'éléments immobiles ont été peu affectés par l'altération et l'argillisation des cinérites en bentonites ou que l'altération se soit manifestée de manière constante entre les

niveaux. La troisième hypothèse nécessite que le comportement chimique moyen des produits volcaniques originaux relâchés ne varient pas de façon aléatoire au cours du transport dans l'atmosphère (différentiation éolienne).

La méthode statistique telle qu'elle a été appliquée par W.D. Huff se base sur la procédure décrite dans Klecka (1981). Le principe mathématique est de combiner les différentes variables discriminantes de sorte que les groupes définis soit forcés à être statistiquement le plus distinct possible. 31 échantillons ont été utilisés pour ce traitement statistique. Le détail de la méthode repris dans Pellenard *et al.*, (2002, *soumis*), est fourni en annexe.

2.1.3.3 - Résultats de l'analyse multivariante discriminante

La figure 5.4 montre la carte de répartition des échantillons vis à vis des fonctions canoniques retenues. Ces deux fonctions permettent en effet de bien discriminer les différentes bentonites, compte tenu de la bonne cohérence qui apparaît dans la répartition des différents échantillons d'un même niveau (bon regroupement). Les éléments les plus discriminants utilisés dans ce traitement statistique sont par ordre décroissant Cr, Ge, Hf et Lu. La position du numéro correspondant aux différents groupes correspond à la position du centroïde pour chaque bentonite.

Il ressort de cette étude statistique une parfaite corrélation entre les bentonites échantillonnées dans les forages et celle de la coupe de St Blin, confirmant la similitude des résultats minéralogiques et géochimiques des différents niveaux. Il faut par conséquent envisager que la bentonite SB16 (St Blin) et la bentonite HTM (forages), résulte de la même explosion volcanique. Un seul événement volcanique a donc été enregistré pour le bassin de Paris dans la série argileuse oxfordienne.

La corrélation de ces deux niveaux isochrones implique de repositionner la limite Cordatum/Plicatilis pour les forages ANDRA EST 103/104 et HTM102. Compte tenu de l'incertitude de 2,50 m dans l'attribution stratigraphique de la bentonite SB16, la limite Cordatum/Plicatilis pourrait être placée entre 354 m et 349 m au niveau du forage HTM 102 au lieu de 364,50.

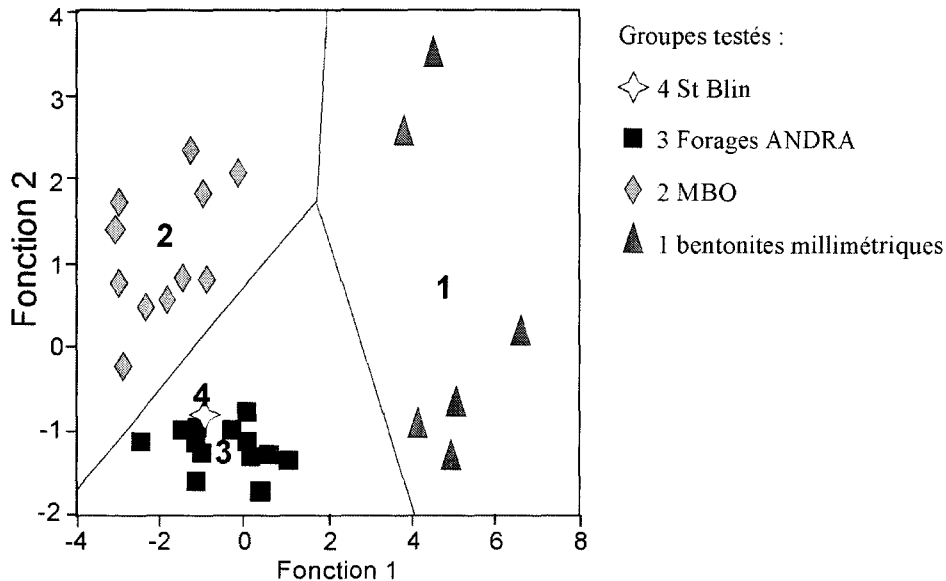


Fig. 5.4 – Analyse statistique discriminante sur la géochimie - Carte de répartition d'échantillons de bentonite en quatre groupes (quatre niveaux) par rapport à deux fonctions discriminantes basées sur 26 variables géochimiques (éléments traces immobiles): un rapprochement des points traduit un comportement géochimique proche.

En ce qui concerne la corrélation des bentonites du bassin subalpin et celle du Bassin de Paris, l'analyse multivariante discriminante incite à considérer les différents niveaux comme résultant d'événement distincts. Les

bentonites millimétriques semblent présenter une vaste répartition. En réalité il est possible de faire un regroupement puisque les trois échantillons en bas du graphique correspondent au même niveau b3 et les deux échantillons du haut à la bentonite b2, ce qui confirme la validité de l'analyse géochimique discriminante. Celles-ci sont dans tout les cas relativement éloignées des échantillons de bentonites du bassin de Paris. Les échantillons de MBO sont quant à eux plus proches de ceux des forages et St Blin. Toutefois le regroupement des échantillons de MBO sur la carte de répartition du traitement statistique suggère un événement distinct, malgré la forte ressemblance du signal géochimique brut et les caractéristiques d'épaisseur de MBO, SB 16 et HTM.

Cependant, il est vraisemblable que les conditions de diagenèse, de lessivage et de circulations de fluides propre au bassin subalpin puissent jouer un rôle sur la géochimie et empêcher l'utilisation de ce type d'analyse statistiques à des fins de corrélations. Ceci pourrait également expliquer la vaste répartition des échantillons MBO dans le diagramme en comparaison du bon regroupement de HTM. Une corrélation entre la bentonite MBO et la bentonite des forages reste donc parfaitement envisageable.

L'analyse statistique multivariante géochimique n'apporte pas de réponse définitive dans notre cas de figure. Seule l'analyse sur la géochimie de phase séparée (cristaux d'apatite) pourrait sans doute apporter une réponse plus claire.

Si l'on considère que la corrélation entre les niveaux MBO et HTM est correcte, un niveau de corrélation de très haute résolution serait disponible entre les deux bassins sur une distance de plus de 450 km, ce qui n'a jamais été établis jusqu'à présent. La datation radiométrique d'un tel repère constituerait un point de calibrage particulièrement important pour l'Oxfordien.

2.1.4 - Essai de datation isotopique par U/Pb sur zircons

Les datations sur zircons par méthode U/Pb sont fréquemment utilisées pour fournir des âges isotopiques à partir de niveaux de bentonites ou tonsteins étant donné la précision atteinte par cette technique (Samsom *et al.*, 1989 ; Tucker *et al.*, 1990, 1995, 1998 ; Baadsgaard *et al.*, 1993 ; Mundil *et al.*, 1996 ; Lyons *et al.*, 1997 ; Palfy *et al.*, 1997, 2000).

Une tentative de datations isotopiques a été menée sur les bentonites oxfordiennes. Compte tenu de la présence systématique de grains de zircons d'origine volcanique dans les bentonites, différents essais de récupération de ces cristaux dans différentes fractions ont été réalisés suivant le protocole usuel d'analyse des phases minérales denses (protocole conforme à celui établi au laboratoire de minéralogie d'Amsterdam). En raison des faibles quantités de matériel récupéré après séparation par densimétrie et de la finesse des cristaux, l'utilisation d'un séparateur magnétique Frantz s'est révélé fortuite. Le dernier stade consiste à isoler les grains sous loupe binoculaire, en prenant en compte leur caractère automorphe. En raison de la densité des minéraux sulfatés (grains de célestine et barytine), la récupération de zircons dans les bentonites du bassin subalpin s'est révélée particulièrement délicate (contamination par la minéralisation sous-jacente). Les investigations ont plus particulièrement portées sur la bentonite SB16 de la coupe de St Blin, dont la faible altération avec les sédiments encaissants, les quantités importantes de matériel disponibles et la précision biostratigraphique se prêtaient bien à une telle recherche. Malgré les quantités de matériel utilisées (1 kg), peu de cristaux de zircon ont pu être récoltés. Tous présentent une taille variant de 30 à 125 μm , ce qui reste très petit par rapport aux zircons utilisés à des fins de datations (taille généralement supérieure à 100-125 μm). Une population d'une trentaine de cristaux (2 μg) a été analysé au laboratoire de géochimie « Magmas et Volcans » de Clermont-Ferrand (J.L Paquette). Le résultat obtenu, analytiquement correct, fourni un âge apparent de 1,3 Ga, indiquant une forte contribution de zircons détritiques dans la population. Ce résultat n'est pas étonnant compte tenu de la petite taille des grains et de l'extrême difficulté de s'assurer de l'origine primaire des cristaux.

Il semble donc pour l'instant peu probable de fournir des datations isotopiques en utilisant cette technique. Il serait à l'avenir envisageable de tester une datation par analyse ponctuelle sur monocristal mais de nouveau la taille des zircons des bentonites oxfordiennes apparaît comme un facteur limitant. Si l'on veut à l'avenir obtenir des datations isotopiques par cette technique, il semble nécessaire d'utiliser un matériel volcanique plus proche des sources, matériel qui à ce jour n'est pas identifié dans d'autre bassins. L'utilisation des méthodes K-Ar, $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ sur sanidine et biotite et Rb/Sr également utilisées pour dater des niveaux de bentonites (Baadsgaard *et al.*, 1993 ; Obradovich, 1993 ; Min *et al.*, 2001) seraient sans doute à court terme l'unique solution de datation absolues des bentonites oxfordiennes des bassins de Paris et du Sud-Est.

2.2 - Nature du volcanisme originel - Implications géodynamiques

La deuxième application géologique des bentonites consiste à renseigner sur la nature de volcanisme à l'origine des dépôts, à localiser les sources dans le contexte paléogéographique de l'époque et à discuter des implications géodynamiques. Une telle démarche est envisageable d'après l'étude de la répartition des dépôts et de la caractérisation fine de la minéralogie et de la géochimie primaire des dépôts.

2.2.1- Diagrammes tectonomagmatiques - implications sur le magmatisme originel

Les éléments chimiques les plus immobiles au cours de l'altération tels que Ti, Zr, Y ou Nb sont généralement utilisés pour distinguer la composition originelle des cendres volcaniques et le type de magma correspondant, partant du principe que l'altération au cours de la dévitrification et de la diagenèse a joué un rôle mineur ou qu'elle s'est effectuée de façon constante sur la perte de ces éléments. Un certain nombre de diagrammes basés sur les éléments immobiles sont classiquement reportés dans l'étude des bentonites (Huff 1983 ; Morton & Knox, 1990 ; Merriman & Roberts, 1990 ; Roberts & Merriman, 1990 ; Huff *et al.*, 1992 ; Huff *et al.*, 1993 ; Clayton *et al.*, 1996 ; Kolata *et al.*, 1996 ; Laviano & Mongelli, 1996 ; Christidis *et al.*, 1997 ; Christidis 1998 ; Batchelor & Jeppsson, 1999 ; Berry, 1999 ; Spears *et al.*, 1999 ; Wray 1999 ; Jeans *et al.*, 2000 ; Yalçın & Gümüşer, 2000). Il est toutefois nécessaire de rester prudent sur l'utilisation excessive de tels diagrammes et il paraît important de tester plusieurs diagrammes utilisant des éléments distincts pour s'assurer d'une bonne cohérence des résultats.

Les diagrammes discriminants de Winchester & Floyd (1977), qui utilisent les rapports Zr/TiO₂, pour l'indice d'alcalinité et Nb/Y ou Ga pour l'indice de différenciation magmatique sont classiquement utilisés pour les bentonites (Merriman & Roberts, 1990 ; Huff *et al.*, 1993 ; Berry, 1999 ; Spears *et al.*, 1999 ; Yalçın & Gümüşer, 2000). Ce type de diagramme permet de caractériser les produits de différenciation de séries alcalines, calco-alcalines, de produits différenciés ou basiques.

Les bentonites oxfordiennes chevauchent trois domaines correspondant à des magmas andésitiques, trachyandésitiques, et basanitiques-néphélinitiques pour le diagramme Zr/TiO₂ vs Nb/Y (fig.5.5). Un premier groupe de bentonites correspondant aux bentonites millimétriques b1, b3, b5 du bassin subalpin se trouve à la limite entre les trachyandésites et les andésites, alors qu'un deuxième ensemble constitué par les bentonites du bassin de Paris et de la bentonite MBO, couvrent les champs des trachyandésites et des basanites-néphélinites. Ces regroupements confirment les corrélations proposées entre MBO et les bentonites des forages et de St Blin. La bentonite Oze b2 du bassin subalpin se situe au centre du champ des basanites-néphélinites, à la frontière avec les basaltes alcalins et présente un caractère plus basique pour le magma originel.

Toutefois, Clayton *et al.* (1996) ou Spears *et al.* (1999) ont montré que l'utilisation de ce type de diagramme seul pouvait être discutable, surtout si les échantillons se plaçaient à proximité d'une limite entre deux champs magmatiques. Ceci est particulièrement vrai quand les concentrations dans les éléments utilisés sont faibles. En effet Zr, TiO₂, Nb et Y sont fortement dépendants de la proportion de minéraux lourds (zircon, monazite, rutile, anatase...). Or ceux-ci peuvent être concentrés de manière préférentielle dans les bentonites (fractionnement éolien ou au cours de la retombée dans la colonne d'eau). Par ailleurs, une contamination forte par des minéraux détritiques dans les bentonites peut compromettre l'utilisation de tels diagrammes. Les observations pétrographiques et minéralogiques ont révélé que les bentonites millimétriques du bassin subalpin étaient largement mélangées avec les marnes encaissantes. Il est donc nécessaire de rester prudent sur leur interprétation en terme de signature magmatique originelle. En revanche les bentonites du bassin de Paris et particulièrement la bentonite de St Blin, sont moins contaminée et n'ont pas subi de diagenèse importante.

Par ailleurs, une comparaison faite entre des échantillons de roche totale et des échantillons décarbonatés pour l'échantillon HTM 102 351,41 ou pour l'échantillon Oze b2 montre qu'il est préférable d'utiliser les analyses de roche totale pour l'utilisation de tels diagrammes (meilleur regroupement des échantillons pour un même niveau). Ceci est lié au fait qu'une partie des carbonates a pu concentrer les éléments analysés au cours de la transformation des verres et minéraux pyroclastiques en argiles. Effectivement une influence notable sur le rapport Nb/Y peut être mis en évidence par ce processus de décarbonatation.

L'utilisation du diagramme Zr/TiO₂ vs Ga a également été testé. Celui-ci montre des répartitions différentes (fig. 5.5). Ce type de diagramme a été effectué pour une valeur brute de Ga et des valeurs normées à 15% d'Al₂O₃ selon les recommandations de Spears *et al.* (1999). Dans les deux cas, les bentonites oxfordiennes et notamment MBO et les bentonites du Bassin de Paris se placent dans des champs en contradiction avec le diagramme précédent. Compte tenu que le premier diagramme utilise des rapports d'éléments de même degrés de mobilité et que les bentonites ont subies une altération importante (dévitrification complète) il semble préférable d'utiliser ce dernier. Considérant que les bentonites du bassin de Paris ont été moins largement affectées par les

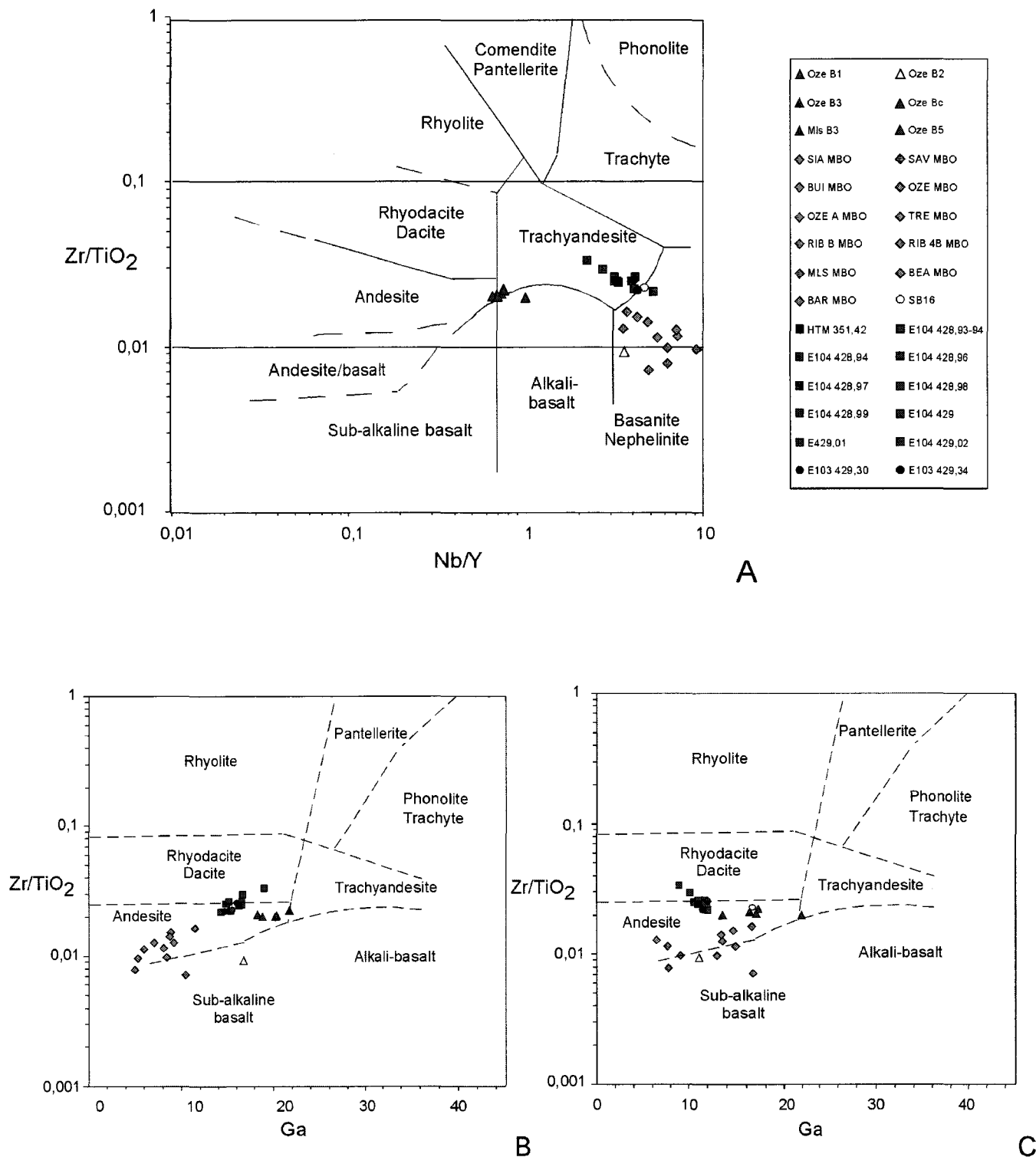


Fig. 5.5 – Positionnement des bentonites sur les diagrammes de discrimination magmatique de Winchester & Floyd (1977). B: normalisation des valeurs à 15% Al₂O₃, C: valeurs brutes.

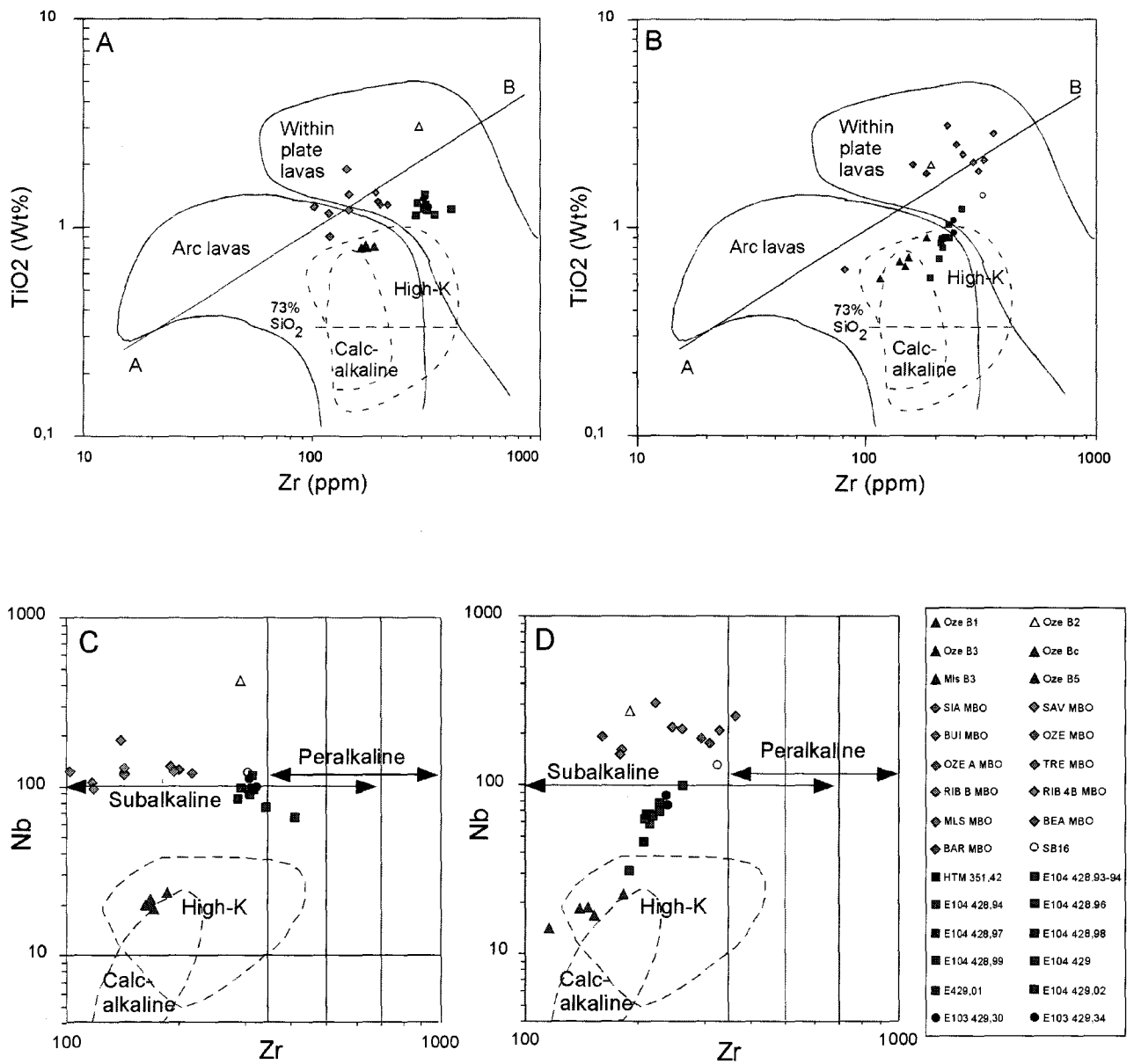


Fig. 5.6 – Positionnement des bentonites sur les diagrammes volcanotectoniques de Leat (1986). A et C: normalisation des valeurs à 15% Al₂O₃, B et D: valeurs brutes.

processus de diagenèse et de circulations de fluides, une composition de type trachyandésitique est proposée pour les bentonites pluricentimétriques. L'utilisation d'autres diagrammes s'avèrent indispensable pour étayer ces hypothèses.

Les diagrammes de Leat *et al.* (1986) basé sur les teneurs de TiO₂ vs Zr et Nb vs Zr sont utilisés afin de fournir des indications sur les affinités volcaniques et les champs volcanotectoniques. L'utilisation de concentrations d'éléments plutôt que de rapports rend les interprétations plus délicates nécessitant une confrontation de plusieurs diagrammes du même type pour valider les conclusions. Sur la base des travaux de Spears *et al.* (1999), une normalisation par rapport à l'aluminium semble nécessaire. Les bentonites oxfordiennes présentent des valeurs d'Al₂O₃ variant entre 10 et 30%. La forte concentration de cet élément, traduit un enrichissement important des éléments immobiles par rapport aux éléments mobiles. La concentration d'Al₂O₃

dans les cendres volcaniques est variable et dépend des affinités magmatiques. Cependant, une moyenne calculée autour de 15% d'Al₂O₃ est donnée par Fisher & Schmincke (1984), pour des dépôts de cendres volcaniques représentatifs (n=21). Aussi en accord avec Spears *et al.* (1999), une normalisation à 15% d'Al₂O₃ sur les échantillons de bentonites est réalisée au préalable dans le but de réduire l'influence d'un enrichissement excessif en éléments immobiles qui fausserait les interprétations. La figure 5.6 regroupe les diagrammes basés sur les concentrations brutes et les concentrations normalisées. L'utilisation de valeurs normalisées à 15% d'Al₂O₃ rend compte d'un meilleur regroupement des bentonites correspondant au même niveau et sera donc retenu.

Ce diagramme indique que les bentonites oxfordiennes du Bassin de Paris et le niveau MBO sont caractéristiques d'un volcanisme intraplaque alcalin et issues de produits pyroclastiques différenciés (la ligne A-B sépare les produits basiques, au-dessus, des produits intermédiaires à acides, en dessous ; en deçà de la ligne correspondant à 73% de SiO₂ se trouvent les produits les plus différenciés et acides, de nature rhyolitique). Seule la bentonite Oze b2 semble dériver de produits plus basique (basaltes) alors que les bentonites millimétriques se placent dans un champ qui caractérise les roches calco-alcalines et un type orogénique (subduction, collision, avant arc...). Ce diagramme est en accord avec les informations tirées du diagramme Zr/TiO₂ vs Nb/Y de Winchester & Floyd (1977) : nature plus basique de oze b2, nature trachyandésitique de MBO, SB16 et HTM compatible avec des séries alcalines de domaines intraplaques, nature andésitique des niveaux b1, b3 et b5 cohérent avec un domaine orogénique et une série calco-alcaline. Ces différentes relations sont confortées par le diagramme de Leat *et al.*, (1986) complémentaire utilisant Nb en fonction de Zr (fig. 5.6).

D'autres éléments immobiles tels que Tb, Th, Ta, Yb, Y, Rb, sont classiquement utilisés pour la construction de diagrammes discriminants des différents champs tectonomagmatiques (Wood, 1980 ; Pearce *et al.*, 1984 ; Cabanis & Thiéblemont, 1988). Les rapports Ta/Tb et Th/Tb constituent d'excellents indicateurs des degrés d'alcalinité, comme Nb/Y, tandis que le rapport Th/Ta renseigne sur le contexte géodynamique, permettant de séparer les roches volcaniques de type orogénique (séries tholéïtique ou calco-alcaline) pour des valeurs Th/Ta > 3,5, des roches des domaines intraplaques (séries tholéïtique, transitionnelle, alcaline) pour des valeurs Th/Ta < 1,75.

Les bentonites oxfordiennes sont positionnées sur le diagramme ternaire Tb x 3 - Ta x 2 - Th, proposé par Cabanis & Thiéblemont (1988) et le diagramme ternaire Th-Hf/3-Ta de Wood (1980). Celles-ci sont clairement regroupées en deux nuages de points (fig. 5.7). Les bentonites du Bassin de Paris et le niveau MBO, chevauchent la limite des séries alcalines de domaines intraplaque ou de rifting (continental ou océanique) et de séries volcaniques intracontinentales post-orogéniques. Les bentonites b1, b3, b5 appartiennent à un domaine calco-alcalin caractéristique de marge active. Ces résultats sont en accord avec les diagrammes de Leat *et al.* (1986). D'autres diagrammes ont été testés, notamment ceux de Pearce *et al.* (1984) utilisés habituellement pour discriminer des roches plutoniques différenciées (fig. 5.7). Ceux-ci sont basés en fonction de Ta vs Yb et Rb vs (Y+Nb). Bien que ces diagrammes soient plutôt utilisables pour des roches acides, ils montrent pour les bentonites oxfordiennes, les mêmes caractéristiques concernant les affinités volcaniques et les champs géodynamiques que les diagrammes utilisés précédemment.

Les diagrammes élargis (spidergrammes) de Pearce, normalisés au MORB, permettent de comparer des profils géochimiques de produits volcaniques différents. Ces profils sont construits en fonction de la mobilité et du caractère incompatible des éléments traces et terres rares (de Sr à Cr). L'utilisation des éléments LILE tels que Sr, K, Rb, Ba ne sont pas utilisables pour les bentonites compte tenu de leur grande mobilité au cours de l'altération. Par comparaison avec les différents profils géochimiques de laves d'origine variées (fig. 5.8), les bentonites oxfordiennes du bassin subalpin (MBO, b2) et du Bassin de Paris (SB16, HTM), montrent des caractéristiques communes avec les laves alcalines de domaine intraplaque. La très forte concentration de Ta et Nb est un caractère bien marqué des magmas dérivant de séries alcalines, couplée à une légère anomalie positive en Sm et Y. La concentration en Cr est faible pour les basaltes alcalins et décroît d'autant plus que le magma est différencié. La concentration de Cr de ces bentonites est particulièrement faible et les fortes concentrations de Th, Ta, Nb et Ce, par rapport au basalte alcalin intraplaque s'accordent bien avec la nature différenciée mise en évidence par les diagrammes précédents. Les profils des bentonites oxfordiennes sont donc cohérents avec une nature originelle des cendres de type trachyandésitique ayant pu dériver à partir de basaltes alcalins d'une série intraplaque. Un volcanisme dérivant de série orogénique de type subduction ou collision, ou dérivant de tholéïtes continentales semble peu envisageable et devrait être marqué par des anomalies négatives notables en Ta et Nb comme cela semble être le cas pour les bentonites millimétriques b1, b3 et b5 (Pearce, 1982 ; Dupuy & Dostal, 1984 ; Cabanis & Thiéblemont, 1988).

2.2.2 - Comportement des terres rares (REE)

La signature géochimique des terres rares peut également refléter la composition originelle du magma. Cependant, pour les bentonites, quatre types de processus peuvent affecter ce signal (Wray, 1995 ; Clayton *et al.*,

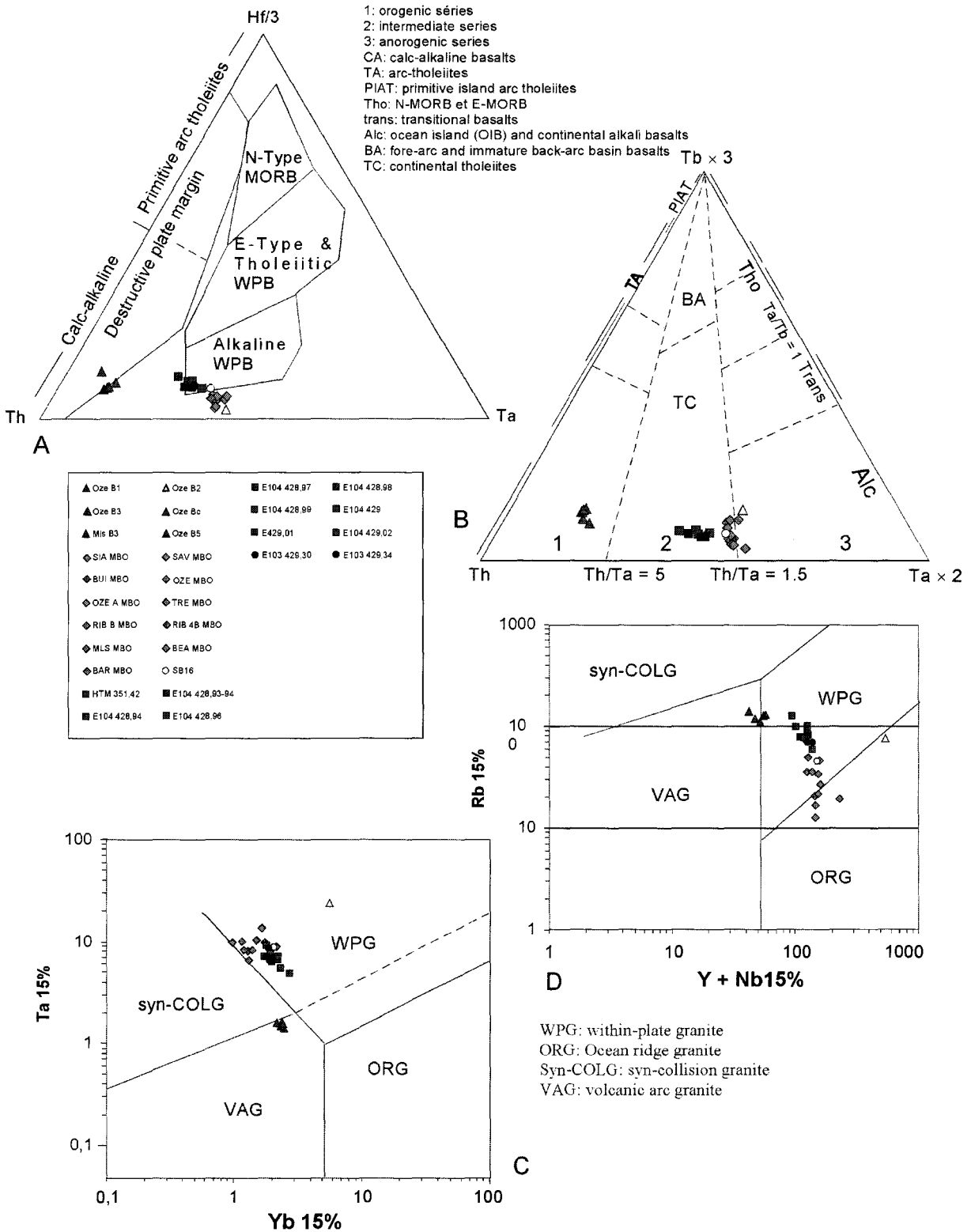


Fig. 5.7 – Positionnement des bentonites sur les diagrammes volcanotectoniques de Wood *et al.*, (1980): A; de Cabanis & Thiéblemont (1988): B; et de Pearce *et al.*, (1984): C et D. Les valeurs sont normées à 15% Al₂O₃.

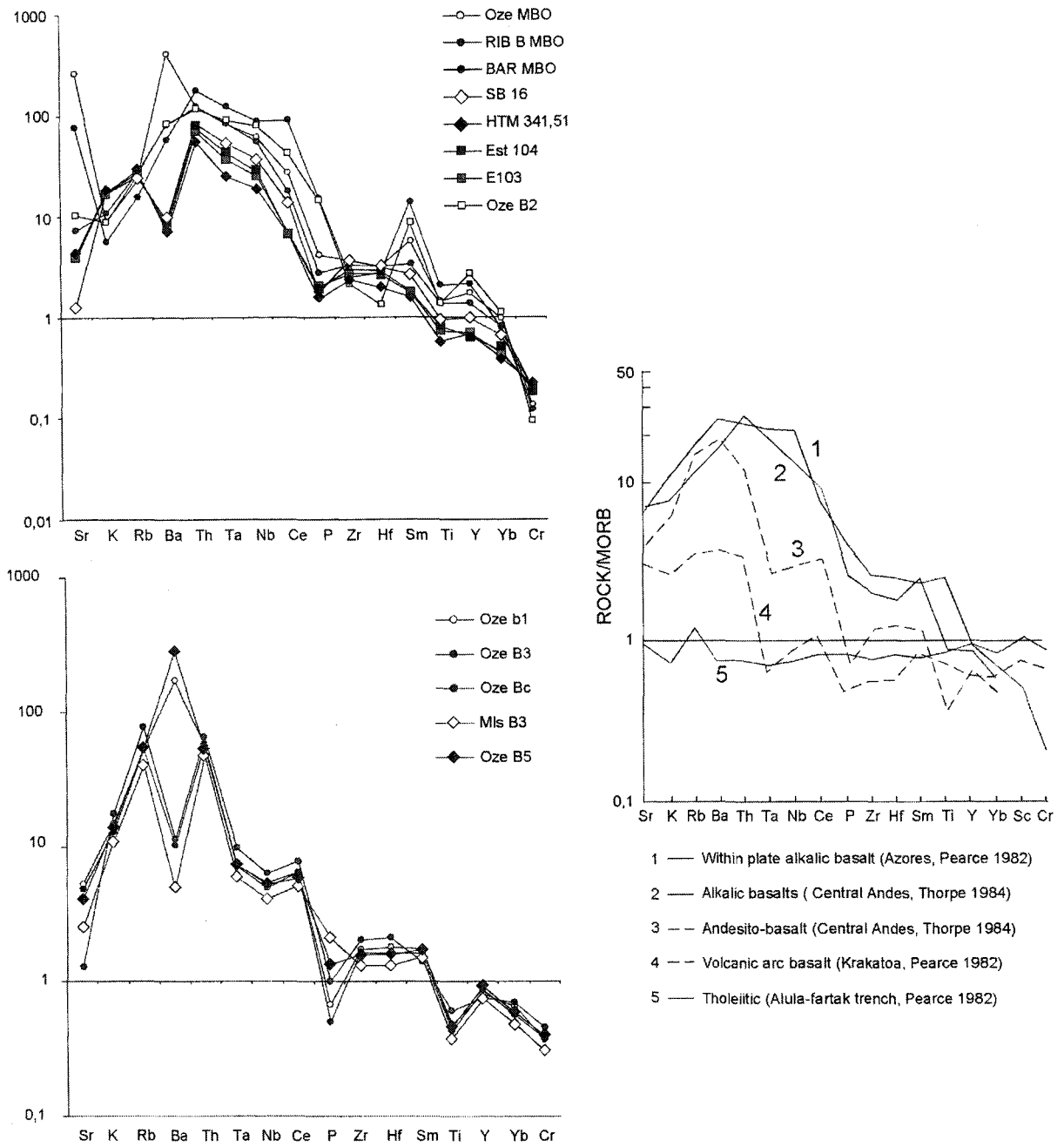


Fig. 5.8 – Diagrammes élargis de type Pearce normalisés aux MORB, appliqués aux bentonites oxfordiennes - comparaison avec différents diagrammes de champs volcanotectoniques variés.

1996): 1) la différenciation éolienne responsable de la concentration de minéraux lourds, qui sont les principales sources de REE, 2) le mélange avec des sédiments détritiques, 3) les réactions de dissolution/précipitation au cours de la dévitrification des verres/néof ormation des argiles, responsable du départ ou de l'incorporation de REE depuis l'eau de mer (spécialement pour les REE légères), 4) les processus diagénétiques plus tardifs, avec notamment les réactions d'oxydo-réduction. Les profils de terres rares des bentonites oxfordiennes normalisés au Cody-shale se marquent par de légères anomalies négatives en Sm et Gd, contrastant avec les argilites encaissantes qui possèdent des anomalies en Eu et Ce. Ces dernières anomalies sont classiques pour des marnes et argilites de milieux marins. L'anomalie en Ce reflète la précipitation de phases minérales en équilibre avec l'eau de mer (carbonates, phosphates), alors que l'anomalie en Eu est fonction des conditions de réduction du bassin (MacRae *et al.*, 1992 ; Wray, 1995). L'absence de cette anomalie dans les bentonites (sauf pour Oze b5) suggère que l'argillisation des verres volcaniques s'est effectuée dans un système partiellement clos.

Toutes les bentonites montrent une forte concentration de terres rares avec un enrichissement en terres rares légères, qui rend compte de la forte proportion d'argiles et de minéraux lourds. Des enrichissements trop importants en REE peuvent cependant correspondre à une contamination ou à une remobilisation des bentonites (Clayton *et al.*, 1996). C'est probablement le cas pour la bentonite Oze b2 qui possède des concentrations particulièrement élevées.

L'enrichissement en terres rares légères de Sm à La, confirmé par les fortes valeurs du rapport LaN/YbN (entre 10 et 40) et les faibles valeurs du rapport LaN/SmN (entre 3,5 et 10) pourrait traduire un faible taux de fusion partielle du magma qui s'accorde bien avec un volcanisme de type intraplaque avancé pour les bentonites oxfordiennes exceptés les niveaux b1, b3 et b5.

Les bentonites de composition rhyolitique ou dacitique sont systématiquement marquées par une forte anomalie négative en Eu (Merriman & Roberts, 1990 ; Wray, 1995, 1999 ; Kolata *et al.*, 1996). L'anomalie en Eu des bentonites est contrôlée à l'origine par l'incorporation dans les plagioclases au cours de la cristallisation fractionnée dans la chambre magmatique. Une anomalie importante marque une forte différenciation magmatique. L'absence où la très légère anomalie négative en Eu des bentonites oxfordiennes semble indiquer un magma peu différencié, ce qui reste en accord avec les diagrammes et profils d'éléments traces immobiles vus précédemment. Un gain d'Eu³⁺ peut cependant exister en conditions oxydantes du bassin (MacRae *et al.*, 1992). Mais compte tenu de la présence importante de pyrite des sédiments callovo-oxfordiens et de l'anomalie négative en Eu mesurée dans les encaissants de la bentonite, l'environnement de dépôt des argiles du Bassin de Paris ou du Bassin Subalpin reflète plutôt des conditions réductrices qu'oxydantes. Dans ce cas la faible anomalie en Eu des bentonites serait bien le témoin de produits originels volcaniques peu évolués à intermédiaires, cohérents avec les séries trachyandésitiques proposées à partir du diagramme de Winchester & Floyd (1977).

En résumé le comportement géochimique des bentonites oxfordiennes permet d'envisager une séparation en trois groupes :

- les bentonites épaisses des deux bassins (MBO, SB16 et HTM) seraient issues de produits moyennement différenciés (champ des trachyandésites) de lignée alcaline, à rattacher à un volcanisme explosif aérien intraplaque (océanique ou continental).

- les bentonites millimétriques du bassin subalpin sont plus fortement contaminées, il est nécessaire de rester prudent vis à vis des résultats basés sur la géochimie. Toutefois, le niveau b2 serait lié à un volcanisme moins différencié toujours de type alcalin propre à un contexte géodynamique intraplaque ; les niveaux b1, b3 et b5 pourraient être issues de produits différenciés (andésites) lié à un volcanisme calco-alcalin typique d'un contexte géodynamique orogénique de subduction ou de collision.

La minéralogie des phases primaires analysées dans les différents niveaux restent cohérent avec une nature modérément différenciée des produits volcaniques originaux (présence de biotite, amphibole, zircons, très faible proportion de quartz). L'analyse chimique de verres préservés permettrait d'appuyer ces arguments.

2.3 - Localisation des centres volcaniques actifs

Ayant discuté du type de volcanisme propre aux dépôts des bentonites oxfordiennes, une recherche des principaux centres volcaniques actifs connus au Jurassique doit être menée afin d'envisager les possibles sources à l'origine des dépôts pyroclastiques enregistrés.

2.3.1 - Les sources envisageables

La question des sources volcaniques au Jurassique moyen/supérieur est problématique car peu de centres volcaniques actifs ont été identifiés pour cette période en Europe de l'Ouest. Par ailleurs, peu de dépôts pyroclastiques résultant de retombées directes de cendres volcaniques (tufs, cinérites, bentonites) sont enregistrés au cours de cette période dans les séries sédimentaires (Jeans *et al.*, 2000). Il est par conséquent nécessaire de

localiser et de discuter des différents centres volcaniques actifs et dépôts pyroclastiques reconnus sur l'ensemble des marges téthysienne au Jurassique. Les principales manifestations volcaniques citées dans la discussion qui suit sont reportées sur la carte paléogéographique de la figure 5.9 .

Dans le domaine des Causses au Sud du Massif Central, une coulée de lave de 50 km² intercalée dans des formations carbonatées du Dogger a été décrite (Baubron *et al.*, 1978 ; Roux & Senaud, 1981). L'événement volcanique s'est produit au cours du Bathonien supérieur et a été daté à 155±6 Ma par méthode K/Ar. Cette coulée sous-marine est le seul vestige d'une activité volcanique jurassique du Massif Central dont peu d'indices ont été préservés et pourrait traduire l'existence d'un centre aérien ou subaérien très proche. Celui-ci pourrait constituer une source potentielle pour les bentonites, considérant la nature alcaline de ce volcanisme et la possibilité de différenciation de ce volcan au cours du temps. Cependant, il semble pour le moins étonnant qu'aucun appareil volcanique et dépôts pyroclastiques associés (tufs, cinérites), suggérant un volcanisme explosif aérien, n'ait été identifié dans les sédiments encaissants de cette région. Par ailleurs, compte tenu de la taille très fine des particules pyroclastiques des bentonites oxfordiennes, il est probable que le volcanisme correspondant soit localisé à des distances plus importantes.

Dans le domaine Est-téthysien, quelques marqueurs volcaniques sont enregistrés du Jurassique moyen au Jurassique supérieur, en relation avec le rifting de l'océan Téthys-Ligure. Ils correspondent aux séries ophiolitiques datées de 140 à 165 Ma (Bébién & Gagny, 1980). Cependant, ce volcanisme sous-marin, qui marque l'initiation de l'expansion océanique téthysienne semble difficilement corrélable avec le comportement minéralogique et géochimique des bentonites oxfordiennes.

Dans le domaine alpin, plusieurs indices de dépôts volcaniques différenciée sont toutefois enregistrés. Dans l'Oxfordien des Alpes du Nord (Sud de l'Allemagne, région de Berchtesgaden), Diersche (1980), indique des dépôts de tufs plus ou moins acides (composition proches des dacites ou des rhyolites). Dans les Alpes liguriennes (séries d'Arnasco-Castelbianco), Cortesogno *et al.* (1981), ont décrit une coulée de lave sous-marine associée à des dépôts pyroclastiques de composition rhyodacitique datés du Jurassique moyen, tandis que dans le domaine des Alpes du Sud (région Nord-Ouest de Trento, Lessini), Bars (1965) et Sturiani (1969) ont identifié des tuffites, datées du Jurassique moyen à supérieur. Dans la même région, (Altipiano di Asiago, Alpes vénitienne), Bernoulli & Peters (1970, 1974) ont décrit de fines intercalations de bentonites dans l'Ammonitico Rosso supérieur de composition probable trachytique à rhyolitique. Ces bentonites sont datés de l'Oxfordien moyen (zone à Transversarium) d'après Martire (1989) et Baumgartner *et al.*, (1995).

Ce matériel volcanique calco-alcalin des Alpes du Nord et du Sud, est corrélable jusqu'en Hongrie (Bernoulli, comm. pers.) et pourrait être lié à l'activité magmatique de la zone de subduction du Vardar dans les Hellenides (Lemoine, 1978 ; Celet *et al.*, 1980). Un tel volcanisme orogénique semble largement incompatible avec les bentonites des Bassins de Paris et Subalpin, en considérant la signature géochimique de celles-ci, tout du moins pour les bentonites du Bassin de Paris et la bentonite MBO, qui indiquent clairement une origine non-orogénique, alcaline et intraplaque. En ce qui concerne les fines bentonites du Bassin Subalpin, les sources lointaines du Vardar pourraient être envisagées, mais la contamination géochimique importante de ces dernières ne permet pas de tirer de conclusions définitives.

D'autres activités volcaniques eurent lieu durant la période du Jurassique moyen à supérieur dans des domaines plus éloignés. Plusieurs centres sont identifiés dans la région du Levant avec des basaltes et produits plus différenciés de séries subalcalines à alcalines (Segev, 2000). Ces derniers sont systématiquement enrichis en éléments incompatibles et REE légères et sont à relier à un contexte de rifting ou de points chauds (Wilson & Guiraud, 1998 ; Segev, 2000). Le volcanisme décrit au Levant (205-161 Ma) appartient à la large province Ouest téthysienne au Nord du Gondwana. Il est étroitement associé à l'ouverture de la néotéthys, aujourd'hui subductée. Dans ce contexte géodynamique, des enregistrements d'activité volcanique aérienne et sous-marine sont connus dans plusieurs secteurs. A l'Ouest de la Sicile, Jenkins (1970), décrit un volcanisme alcalin du Toarcien au Bajocien, associé à des phases tectoniques distensives propre au rifting téthysien, engendrant basaltes et tufs plus ou moins différenciés (sanidine-trachyte, hornblende-trachyte, laves basaltiques). Dans le Haut et Moyen Atlas, des extrusions alcalines ont été répertoriées au Jurassique moyen tandis que des tuffites sont décrites au Nord de la Tunisie à l'Oxfordien - Kimméridgien inférieur (Ziegler, 1988 ; Wilson & Guiraud, 1998). Une activité volcanique est également associée aux importantes déformations liées au décrochement senestre de la faille de Gibraltar au niveau de la Cordillère Bétique externe (Ziegler, 1988).

Au cours de la même période, les domaines intraplaques du Gondwana, sont marqués par d'importantes phases volcaniques alcalines anorogéniques comme les complexes alcalins du Soudan (région Nord du Korfodan et désert de Bayuda dont les datations indiquent respectivement 163 et 159 Ma). Un magmatisme tholeïtique et alcalin accompagne également les différents stades d'ouverture de l'Atlantique Central et équatorial (Manspeizer, 1988 ; Wilson & Guiraud, 1998).

Cependant, les reconstitutions paléogéographiques indiquent pour ces aires une distance supérieure à 2000 km par rapport aux bassins français étudiés. Une origine volcanique depuis ces zones semble peu probable étant donné l'épaisseur importante des bentonites oxfordiennes. En effet, mêmes les plus grosses éruptions anciennes ou historiques de type ultrapliniennes connues, ne permettent pas d'enregistrer des dépôts de cendres de 10-15 cm sur des distances de plus de 2000-3000 km (Walker, 1980 ; Rose & Chesner, 1990 ; Huff *et al.*, 1996). Sur la fig. 5.9, les différents centres et activités volcaniques au Jurassique ont été replacés ainsi qu'un rayon de 2000 km permettant de limiter la localisation des appareils volcaniques actifs envisageables pour les dépôts pyroclastiques oxfordiens.

Dans le domaine Nord Atlantique, la phase de rifting la plus intense se produit au cours de la fin du Jurassique moyen, jusqu'à la fin du Jurassique terminal, générant plusieurs bassins d'extension : le rift Est du Groenland, le Viking Graben, le bassin du domaine Féroé-Shetland, la Mer Celtique, le bassin de Porcupine, le bassin de Jeanne d'Arc, le bassin de Lusitanie et probablement le sillon de Rockall (Ziegler, 1988 ; Cole & Peachey, 1999 ; Doré *et al.*, 1999 ; Roberts *et al.*, 1999). Dans ce contexte géodynamique synrift, l'activité volcanique devait être intense et marquée par un magmatisme alcalin incluant des laves sous-saturées (basanite-néphéline) et des produits différenciés (trachyte, phonolite, rhyolite). Cependant, peu de dépôts sont décrits comme vestiges de l'activité volcanique pour cette période de rifting, à l'exception de la Mer du Nord, caractérisée par un complexe volcanique important à la triple jonction entre le Viking Central et les rifts du Moray Firth Basin, au Jurassique moyen (Ziegler, 1988). Dans l'extension sud de la Mer Celtique, des sills sont décrits au cours du Bathonien, tandis que du Jurassique supérieur au Crétacé inférieur, une activité volcanique alcaline mineure est enregistrée dans les domaines peu profonds du bassin Lusitanien et au niveau d'appareils volcaniques en chaîne de la partie centrale sud du sillon de Porcupine (Ziegler, 1988). Dans le bassin des îles Féroé-Shetland, Knox (1977), décrit trois niveaux gris pâles à smectites pures interprétés comme des bentonites de composition intermédiaire à basique (andésitique à trachytique). Celles-ci sont datées du Callovien supérieur/Oxfordien inférieur (zones à Athleta, base de Cordatum et sommet de Cordatum) et suggèrent une activité volcanique à proximité de cette zone. Il est important de noter que ces dépôts sont biostratigraphiquement et géochimiquement très proches des bentonites oxfordiennes étudiées, permettant d'envisager une source commune. Dans le même secteur au niveau du bassin des Hébrides, Norris & Hallam (1995) décrivent un tuf intercalé dans les argiles calloviennes (zone à athleta) de la formation de Staffin Shale.

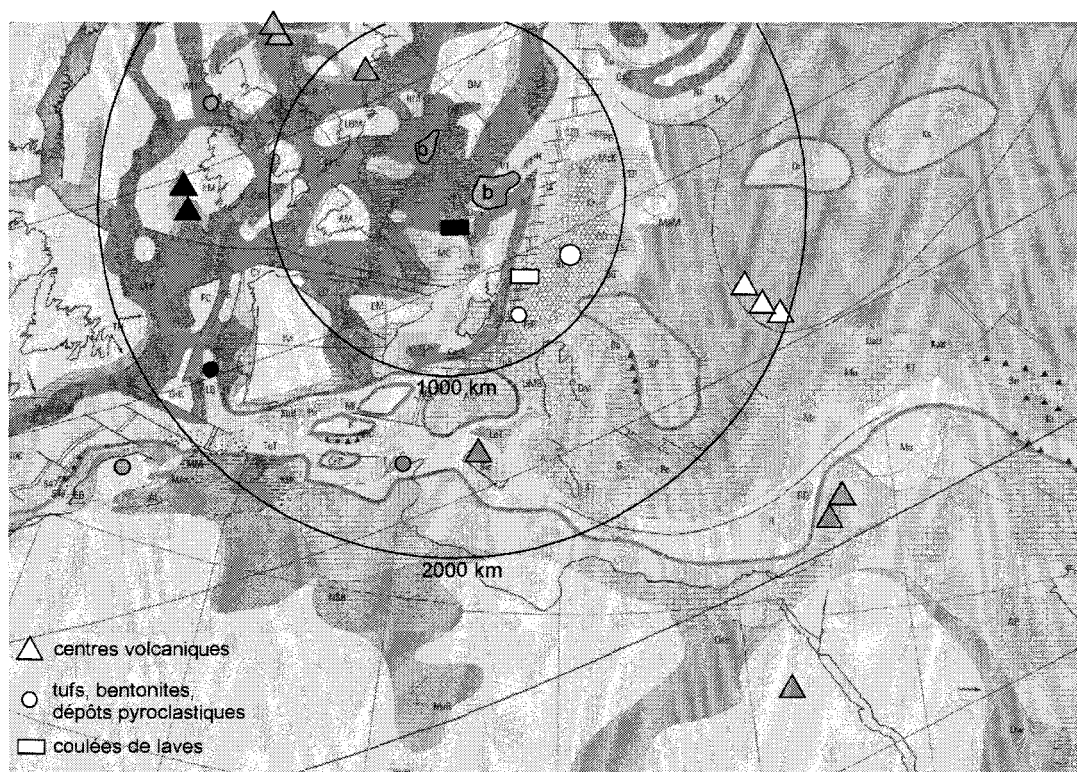


Fig. 5.9 – Paléogéographie au Callovien (carte périclythys, Dercourt *et al.*, 1993) et positionnement des principaux centres volcaniques actifs et manifestations volcaniques reconnus (gris: volcanisme alcalin plus ou moins différencié, blanc: volcanisme calco-alcalin, noir: volcanisme basique et ultrabasique, b: dépôts de bentonites étudiés dans cette étude).

En Mer du Nord, des horizons riches en smectites décrits et interprétés comme des bentonites primaires, seraient intimement liés à un volcanisme actif. Dans les faciès bathoniens de lagons et d'environnements marins de la formation de Cloughton à l'Est de l'Angleterre, Bradshaw (1975) met en évidence des niveaux de bentonites et Malm *et al.* (1979), ont décrit un fin lit de tuf intercalé dans la série du Jurassique moyen d'un champ pétrolier du Statfjord. Par ailleurs des dépôts de bentonites secondaires sont enregistrés au Bathonien et correspondent aux Fuller's Earth (Jeans *et al.*, 1977, 2000 ; Penn *et al.*, 1978). D'autres tufs sont décrits dans le Brent de la Mer du Nord et datés du Kimméridgien (Howitt *et al.*, 1975). Récemment, Jeans *et al.* (2000), ont interprété des assemblages argileux riches en smectites avec un enrichissement notable en REE légères comme des bentonites, dans les formations purbeckiennes dans le Dorset (Durlston Bay). Ces auteurs suggèrent que les sources volcaniques de la plupart du matériel volcanique pour l'Europe de l'Ouest, au cours du Jurassique proviennent de l'Est de l'Angleterre ou de bassins adjacents. Dans la Mer du Nord centrale, les appareils volcaniques (province des Forties, de Puffin et d'Egersund) ont été largement documentés depuis les investigations pétrolières qui concernaient le bassin (Woodhall & Knox, 1979 ; Furnes *et al.*, 1982 ; Latin *et al.*, 1990 ; Smith & Ritchie, 1993). Ceux-ci connaissent une activité majeure au cours du Jurassique moyen et seraient responsables pour une part non négligeable de la distribution d'argiles d'origine volcanogéniques dans les bassins de mer du Nord. Les laves du sous-bassin d'Egersund datées du Jurassique moyen, se marquent par un profil géochimique caractéristique de basaltes fortement alcalins formés par un faible degré de fusion partielle (Furnes *et al.*, 1982), ce qui paraît compatible avec les bentonites étudiées. Cependant les âges isotopiques et les données biostratigraphiques indiquent que ces centres sont enfouis à l'Oxfordien par des sédiments paraliques et marins en liaison avec les périodes transgressives majeures (Smith & Ritchie, 1993). C'est la raison pour laquelle Knox (1977) suggère que les sources des bentonites calloviennes et oxfordiennes de l'île de Skye (NW de l'Ecosse, bassin des Féroé-Shetland) pourraient correspondre à une zone de rifting potentiel à l'Ouest et au Nord de l'Angleterre plutôt qu'en Mer du Nord. Enfin, dans le bassin de Zuidwall (NW des Pays-Bas) un volcan recouvert par des grès du Crétacé inférieur a été découvert à la suite d'exploitations pétrolières et semble avoir connu une activité explosive intense au Jurassique (Cottençon *et al.*, 1975 ; Hesselbo, 2000). C'est le centre volcanique actif connu, le plus proche de la zone d'étude. Celui-ci s'inscrit dans la logique de rifting de la Mer du Nord (contexte géodynamique intraplaque et caractère alcalin de début de rifting) et constitue très certainement le meilleur candidat pour les bentonites oxfordiennes des bassins de Paris et Subalpin.

2.3.2 - Le volcanisme de Zuidwall

L'édifice volcanique de Zuidwal, vraisemblablement aérien, repose sur un substratum permo-triasique et présente une couverture à faciès wealdien. Des tufs intercalés dans le Purbeckien mis en évidence par forages peuvent résulter aussi bien d'expulsions directes que de formations volcano-sédimentaires resédimentées (Cottençon *et al.*, 1975 ; Lacharpagne, 1986). Des mesures isotopiques (Menendez-Esquevin, 1971 & Walgenwitz-Chennaux, 1985 *in* Lacharpagne, 1986) ont fournis un âge de 152 ± 3 Ma pour ce volcanisme.

L'analyse pétrographique des formations volcaniques révèle un matériel de type bréchique à éléments grossiers anguleux, comblé par une fraction sableuse, des cendres volcaniques et un mélange avec du matériel sédimentaire. Un large éventail de structures volcaniques y est représenté (roche de semi-profondeur, masse vitreuse, structures microlithique ; Lacharpagne, 1986). Les minéraux sont caractéristiques de roches sous-saturées en silice, les minéraux ferro-magnésiens étant principalement des biotites accompagnées par quelques amphiboles, olivine et pyroxènes et les feldspaths du type sanidine, micropertithe, albite et oligoclases. Les assemblages minéralogiques sont caractéristiques de roches variées (trachyte, phonolite, leucitites), toutes appartenant à la série magmatique alcaline (Tchimichkian *in* Lacharpagne, 1986).

L'analyse géochimique de ce volcanisme (éléments traces immobiles et terres rares) confirme un caractère alcalin intraplaque (Lacharpagne, 1986). Ces caractéristiques sont relativement proches du comportement géochimique des bentonites oxfordiennes (fig. 5.10). Les variations de teneur en terres rares lourdes pourraient être liées à une solubilisation plus importantes de ces éléments au cours de la diagenèse dans les dépôts à plus forte porosité de Zuidwal. Il est possible de remarquer qu'aucune anomalie marquée en Eu n'est enregistrée, ce qui est également le cas pour les bentonites oxfordiennes.

Le volcanisme de Zuidwal correspondrait à la deuxième phase de volcanisme exprimée dans les provinces alcalines (associées à une tectonique d'extension), à savoir aux stades initiaux de fracturation et d'effondrement du rifting. Il serait rattaché à un mode explosif particulièrement violent, succédant à un stade effusif de pré-rifting (bombement thermique). La grande variété des roches extrudées et le caractère explosif marqué rendent compte d'un strato-volcan avec effondrement de caldeira associé à tous les phénomènes accompagnateurs classiques (accumulation de pyroclastites, coulée de boue, nappes de ponces uniformes couvrant de larges surface ; Lacharpagne, 1986). D'après le même auteur, ce complexe volcanique a pu générer des volumes considérables de matériel.

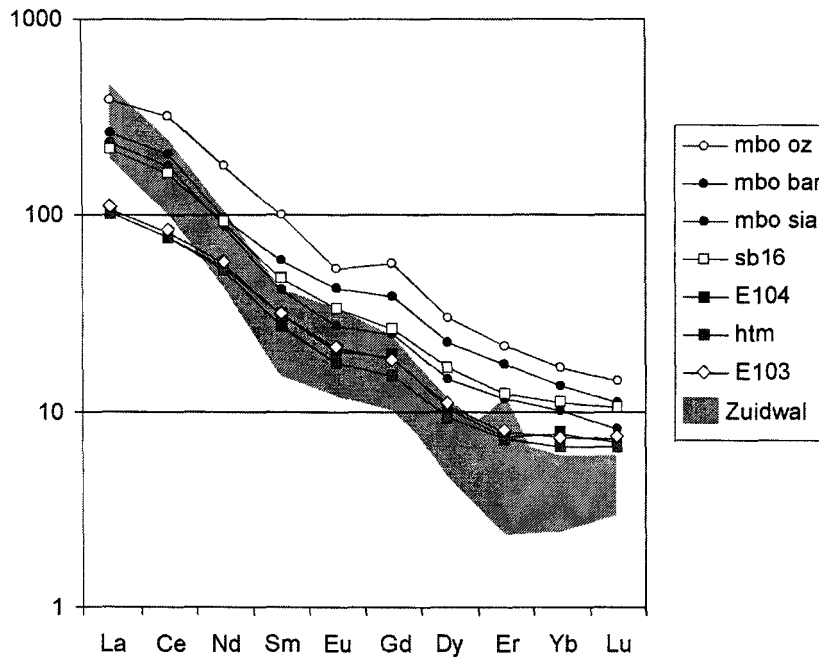
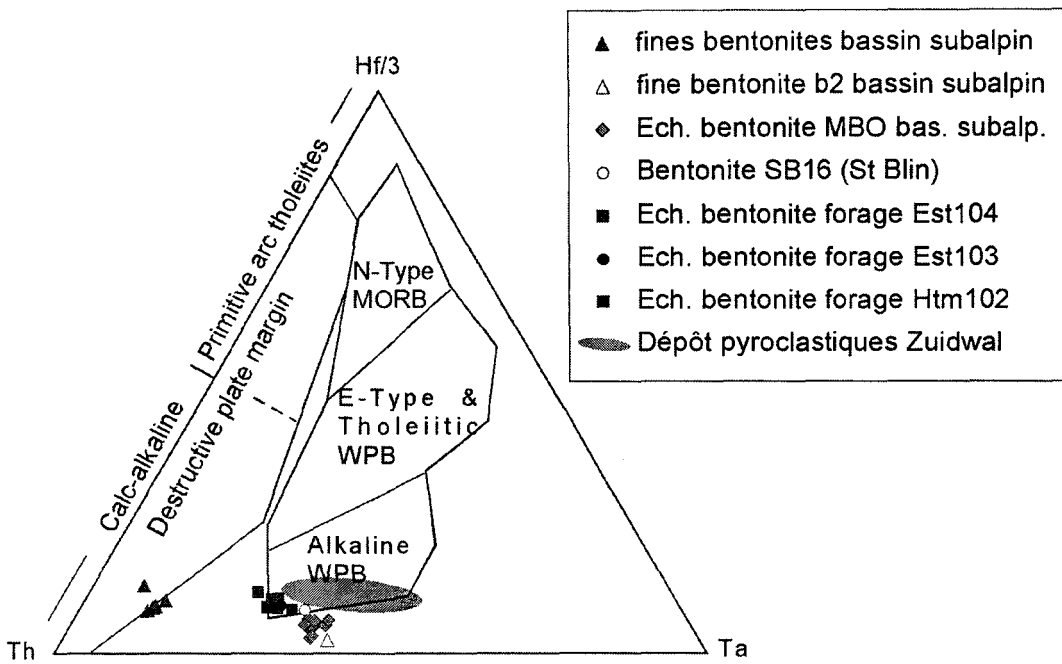


Fig. 5.10 – Comparaison du comportement géochimique des bentonites des bassins de Paris et du Sud-Est avec les dépôts pyroclastiques du volcanisme de Zuidwal. A: diagramme de Wood *et al.*, (1980); B: profil de Terres Rares.

2.3.3 – Conclusions

La localisation d'appareils volcaniques et de manifestations volcaniques au cours du Jurassique moyen/supérieur ainsi que le comportement géochimique des bentonites oxfordiennes permet d'éliminer un certain nombre d'hypothèses.

Les fines bentonites du bassin subalpin pourraient compte tenu de leurs signatures géochimiques provenir de sources distinctes des bentonites pluricentimétriques ou du niveau b2 (sous réserve de leur forte contamination). Leur caractère calco-alkalin (confirmé par différents diagrammes), leur finesse, leur absence dans le Bassin de Paris pourraient suggérer une origine depuis le Vardar, région soumise à une tectonique de subduction et responsable de plusieurs dépôts pyroclastiques dans le domaine alpin. Cette possibilité encore peu argumentée pourrait être vérifiée par l'identification de dépôts du même âge dans des secteurs plus orientaux que le bassin subalpin. De même, il sera capital de rechercher les possibles équivalents de bentonites de la zone à Transversarium enregistrés sur le plateau de Trento (Bernoulli & Peters, 1970, 1974 ; Martire, 1989 ; Baumgartner *et al.*, 1995) dans les alternances de faisceaux carbonatés et de marnes de l'Oxfordien moyen du bassin du Sud-Est.

Quant aux épaisses bentonites du Bassin de Paris et du bassin subalpin, une origine depuis la Mer du Nord reste l'hypothèse la plus plausible. Les renseignements sur la minéralogie, la géochimie et la géométrie du complexe volcanique aérien du bassin de Zuidwal ainsi que la faible distance (< 1000 km par rapport au bassin subalpin et voisine de 500 km pour le Bassin de Paris) suggère fortement que cet édifice puisse être à l'origine des niveaux de cendres volcaniques oxfordiens. Si tel est le cas, les cendres n'ont pas été préservées dans les secteurs les plus septentrionaux du Bassin de Paris et notamment sur la plate-forme des Ardennes. Une redistribution des cendres par des agents hydrodynamiques est fortement suspecte et serait au même titre que le forage MSE 101 responsable de l'absence du dépôt. Quant à la bordure armoricaine, sa position géographique n'implique pas nécessairement le passage du nuage de cendres à cet endroit. Le volcan de Zuidwal a également pu générer les dépôts de tufs enregistrés en Ecosse décrits par Knox (1977) et Norris & Hallam (1995) compte tenu de leur minéralogie. Il serait toutefois particulièrement utile d'avoir accès à la géochimie de ces niveaux pour établir une comparaison. Si le volcanisme de Zuidwal est bien responsable des différents dépôts pyroclastiques du Callovien-Oxfordien, des directions de transport troposphérique variables ont permis des enregistrements dans plusieurs bassins, suggérant une possible variation ou des modifications dans la direction des vents dominants.

Il serait par la suite nécessaire de rechercher de nouveaux indices en direction de la Mer du Nord afin de confirmer la source de Zuidwal, ce qui permettrait dans le même temps d'augmenter les chances de réaliser des datations sur des zircons de plus grosse taille en se rapprochant de la source.

Les bentonites relativement épaisses enregistrées au Callovien-Oxfordien seraient donc les témoins d'un volcanisme aérien explosif particulièrement violent (événements paroxysmaux envisagés) en relation étroite avec l'évolution géodynamique de rifting de la Mer du Nord, qu'il faut rattacher au processus d'ouverture de l'Atlantique nord. Bien qu'habituellement considéré comme une période peu influencée par le volcanisme, le Callovien-Oxfordien enregistre en réalité des événements volcaniques importants démontrant que cette période est géodynamiquement active. Cette activité s'inscrit parfaitement dans les évolutions géodynamiques, d'extension de l'océan téthys-ligure et de début d'extension du domaine atlantique, propres à l'histoire géologique de la marge nord-ouest-téthysienne.

3 - Conclusions sur les implications paléogéographiques, géodynamiques et stratigraphiques à l'échelle Ouest Européenne

- L'analyse de la répartition spatiale et temporelle, à l'échelle du bassin anglo-parisien, du Jura et du domaine subalpin, de la kaolinite et de la smectite, permet de tester si des variations climatiques importantes ont été enregistrées du Bathonien à l'Oxfordien. L'absence généralisée de kaolinite au cours de l'Oxfordien moyen pourrait traduire une période d'aridité plus marquée alors que le climat au passage Jurassique moyen/supérieur était globalement chaud et humide. La diminution et l'absence de kaolinite dès l'Oxfordien inférieur dans certains secteurs pourrait suggérer qu'une perturbation climatique est effective dès cette époque. En revanche le passage Bathonien/Callovien correspondrait à la phase la plus humide de la période analysée. La comparaison avec d'autres marqueurs climatiques (palynologie, isotopes de l'oxygène) sont cohérents à la fois avec un

Callovien inférieur chaud et humide, un Oxfordien inférieur plus froid et un Oxfordien moyen plus aride, ce qui pouvait gêner la formation de la kaolinite dans les sols au profit de smectites. Toutefois les relations complexes dans les phases d'apparition/disparition de la kaolinite à l'échelle des secteurs étudiés impliquent que d'autres facteurs interfèrent sur le message climatique : il s'agirait principalement de l'érosion ou de la non érosion de sédiments anciens riches en kaolinite probablement stockés sur les reliefs émergés entourant les bassins.

- L'extension des plates-formes carbonatées au Bathonien amplifie le phénomène de sédimentation différentielle des argiles. Leur réduction au cours du Callovien favorise une redistribution de ces minéraux au moins sur certains secteurs.

- La sédimentation terrigène semble relativement peu marquée par des influences d'ordre tectoniques. Toutefois des instabilités tectoniques enregistrées à l'Oxfordien moyen sur plusieurs bordures du Bassin de Paris et dans des bassins adjacents pourraient être à l'origine, en partie, de la variabilité des cortèges argileux (variations des proportions d'illite et de smectite) dans certaines portions du Bassin de Paris (forages ANDRA). Elles permettent par ailleurs l'envahissement des smectites sur les bordures armoricaine, du Sud-Dorset et du Boulonnais (Dugué, 1991).

- L'événement majeur qui caractérise l'évolution de la fraction terrigène fine dans le bassin de Paris au Callovien-Oxfordien est l'arrivée de smectites au Callovien inférieur sur la plate-forme ardennaise et à l'Oxfordien inférieur à l'Est du bassin de Paris et dans le Berry. Ces arrivées seraient liées à des modifications paléogéographiques importantes en relation avec des transgressions majeures de deuxième ordre reconnues à l'échelle des bassins ouest-européens (Jacquin *et al.*, 1998).

- Le bassin subalpin *s.s* est peu marqué par des modifications importantes de la fraction fine terrigène contrairement à ses bordures (Ardèche, Jura). Ceci résulte vraisemblablement d'une homogénéisation liée à l'éloignement des sources, aux connexions limitées entre ce bassin et les bassins septentrionaux et à l'individualisation du bassin dans un contexte de subsidence thermique et d'affaissement des marges téthysiennes. La diagenèse d'enfouissement thermique propre au bassin a cependant pu amplifier ce phénomène d'homogénéisation.

- Parallèlement à ces évolutions géodynamiques et paléogéographiques influençant et contrôlant la distribution de la sédimentation terrigène, une activité volcanique explosive aérienne est enregistrée au passage Oxfordien inférieur/moyen dans les bassins de Paris et du Sud-Est par l'identification de 7 niveaux de cendres volcaniques. La précision biostratigraphique atteinte pour les deux bassins, les analyses géochimiques et l'utilisation d'un traitement statistique discriminant sur la géochimie permet de proposer des corrélations intrabassins et interbassins. Les corrélations interbassins sont particulièrement délicates à établir compte tenu des conditions variables de diagenèse et de circulations de fluides, altérant le signal géochimique originel des bentonites. Néanmoins le niveau pluricentimétrique du bassin subalpin semble corréléable avec la bentonite pluricentimétrique du Bassin de Paris. Cinq événements distincts, vestiges d'une activité volcanique explosive aérienne, seraient par conséquent intercalés dans la série argileuse du Callovien-Oxfordien. La bentonite pluricentimétrique constituerait une ligne isochrone de grande valeur stratigraphique entre les deux bassins, puisque aucun autre marqueur ne permet d'établir à cette résolution temporelle et spatiale des corrélations interbassins.

- Malgré la forte altération des niveaux, un essai de caractérisation géochimique se basant sur les éléments les plus immobiles est tenté afin d'accéder à la nature originelle du magma et au type de volcanisme associé. Les fines bentonites du bassin subalpin sont fortement contaminées en raison de leur faible épaisseur incitant à rester prudent sur l'interprétation de la nature du volcanisme originel. Une première source (épaisses bentonites) correspondrait à un volcanisme intraplaque alcalin (continental ou océanique) moyennement différencié de chimie proche des trachyandésites. Une deuxième source pourrait éventuellement être envisagée compte tenu de la chimie des fines bentonites, impliquant un volcanisme orogénique (subduction, arc insulaire ?) mais la forte contamination des fins niveaux ne permet pas d'affirmer cette hypothèse.

- Une revue des différents centres volcaniques probablement actifs et des dépôts pyroclastiques identifiés au cours du Jurassique moyen et supérieur permet de discuter des sources volcaniques envisageables compte tenu de l'éloignement et du contexte géodynamique. Le volcanisme le plus probable pour les épaisses bentonites reconnues dans le Bassin de Paris et le bassin du Sud-Est correspond au volcanisme alcalin intraplaque situé en Mer du Nord, qui a pu fonctionner dès le Bajocien en étroite relation avec le bombement lithosphérique et les stades initiaux de rifting de ce secteur. L'appareil volcanique de Zuidwal (Pays-Bas) est connu pour avoir été actif au cours du Jurassique supérieur et aurait pu être fonctionnel à l'Oxfordien. Ses caractéristiques

pétrologiques, géochimiques et sa localisation en font un candidat fortement envisageable. La crise tectonique reconnue à l'Oxfordien moyen dans plusieurs bassins du secteur nord-ouest européen pourrait être mise en parallèle de cette activité volcanique. Pour les fines bentonites, la province du Vardar associée à cette époque à un volcanisme de subduction pourrait constituer une deuxième source potentielle. Cette zone semble par ailleurs être responsable de plusieurs niveaux de cendres enregistrés dans les Alpes italiennes ou dans des secteurs plus orientaux.

- Les niveaux identifiés présentent un intérêt stratigraphique majeur. En plus des corrélations réalisables à l'échelle d'un bassin ou de plusieurs bassins et des renseignements fournis sur le paléovolcanisme, les bentonites fournissent la possibilité de mesurer des âges isotopiques bien calés dans la zonation biostratigraphique. De telles opportunités demeurent rares dans les archives sédimentaires et sont particulièrement appréciables lors de la constructions des échelles de temps. Une tentative de datation sur les bentonites oxfordiennes n'a pu aboutir pour l'instant compte tenu de la taille très petite des cristaux de zircons analysés.

CONCLUSIONS GENERALES

CONCLUSIONS GENERALES

Ce travail comportait deux principaux objectifs : le premier consistait à reconstituer dans l'espace et dans le temps les modalités des apports terrigènes des bassins de Paris et du Sud-Est de la France au Callovien-Oxfordien ; le second consistait à identifier et caractériser les influences volcaniques dans la sédimentation, sachant qu'au moins un événement était enregistré dans le forage HTM 102 de l'ANDRA situé à l'Est du Bassin de Paris. Ces deux aspects replacés dans l'évolution géodynamique des bassins sédimentaires étudiés, situés sur la marge nord-ouest téthysienne, ont permis de tester successivement le rôle de la paléogéographie, des variations du niveau marin, des paléoclimats, de l'activité tectonique et du paléovolcanisme. Conjointement, l'analyse sédimentaire (reconnaissance d'unités sédimentaires et de niveaux repères) couplée au repérage biostratigraphique (détermination des faunes d'ammonites) a permis d'améliorer la résolution temporelle.

Etude sédimentologique :

Dans l'Est du Bassin de Paris, l'analyse sédimentologique, minéralogique et les données géochimiques complémentaires des dépôts de la base du Callovien moyen à l'Oxfordien moyen (zone à *Transversarium*), ont permis d'établir un découpage en 4 cycles complets transgressifs/régressifs de troisième ordre. Ceux-ci s'agencent au sein d'un grand cycle transgressif/régressif dont le maximum d'inondation est situé à la base de l'Oxfordien inférieur (sous-zone à *Scarburgense*, horizon à *Woodhamense*). Dans le bassin subalpin, un découpage aussi précis n'est pas applicable par la seule utilisation des faciès et microfaciès, en raison de la grande homogénéité des dépôts. Seule une comparaison avec les plates-formes et bordures adjacentes et la corrélation par des faunes d'ammonites permettent d'établir un modèle séquentiel. En revanche, l'analyse détaillée des faciès a permis d'identifier des tempestites distales suggérant que les paléoprofondeurs de dépôt des Terres Noires pourraient avoir été surestimées dans ce bassin. Les tempestites ne s'expriment pas de manière homogène sur l'ensemble du bassin, indiquant une grande variabilité spatiale de la tranche d'eau qui s'accorde bien avec une morphologie en bloc basculés.

Suite à la recherche de niveaux de cendres volcaniques, l'analyse détaillée des coupes, dans un cadre biostratigraphique aussi précis que possible, a permis d'établir des corrélations intrabassins relativement fines sur la base de repères lithologiques : bancs carbonatés, niveaux à nodules, ensembles sédimentaires marqués par un faciès particulier, bentonites. Ces corrélations permettent de mesurer des variations des taux de sédimentation et de montrer qu'une tectonique d'extension synsédimentaire couplée à des manifestations halocinétiques est encore active à l'Oxfordien inférieur et à l'Oxfordien moyen. Cette tectonique est à mettre en relation avec la différenciation de la marge téthysienne dès le Jurassique moyen. L'analyse détaillée des faciès du bassin subalpin permet par ailleurs de montrer que des manifestations liées à des circulations de fluides allochtones (hydrothermalisme, remontées de fluides minéralisateurs plus ou moins chauds) se sont produites localement : accidents carbonatés minéralisés, horizons gypseux enrichis en métaux et As. De même, des variations dans la chimie de l'eau de mer, probablement liées à la formation de croûte océanique de l'Océan Téthys-Ligure, ont pu favoriser des précipitations de carbonates de fer (sidérite) à certaines périodes.

L'étude de différents marqueurs sédimentologiques et minéralogiques (teneur en carbonate, granulométrie, matière organique, susceptibilité magnétique, assemblages argileux) a été appliquée sur les coupes des Terres Noires dans le but de préciser la variabilité et les cyclicités sédimentaires enregistrées. Elle a permis entre autre d'observer l'influence du rubanement clair/sombre, d'origine climatique, exprimé dans les marnes, sur ces paramètres et de tester si de tels marqueurs permettaient d'établir des corrélations intrabassins. Plusieurs paramètres semblent varier parallèlement au rubanement (matière organique, susceptibilité magnétique, minéraux argileux), mais seule la susceptibilité magnétique montre clairement un signal corréléable entre des coupes éloignées. La possibilité de réaliser des corrélations à haute résolution par l'intermédiaire de cet outils, à l'échelle du bassin, semble particulièrement prometteuse, à l'image des études de susceptibilité magnétique réalisées dans les sédiments quaternaires. Il serait nécessaire à l'avenir de réaliser des mesures de susceptibilité magnétique sur l'ensemble de la série. L'origine de la cyclicité mise en évidence par les paramètres magnétiques des marnes de l'Oxfordien reste encore discutable, mais la précipitation de sulfures et de carbonates ferromagnésiens pourrait largement influencer le signal, traduisant alors des variations dans les conditions d'oxydo-réduction du bassin.

Etude des cortèges argileux :

La caractérisation minéralogique des sédiments du Callovien-Oxfordien permet de discuter des influences détritiques et diagénétiques dans les différents secteurs. Les bordures du Bassin de Paris (plate-forme bourguignonne, partie orientale, plate-forme ardennaise, Boulonnais, bordure armoricaine) ne sont pas affectées par une diagenèse d'enfouissement thermique. La répartition des assemblages argileux est principalement contrôlée par la localisation des sources et par la morphologie du bassin. En revanche, les dépôts des Terres Noires du bassin subalpin, soumis à une subsidence plus active, générant des taux de recouvrement supérieur, présentent des caractéristiques minéralogiques traduisant l'empreinte d'une diagenèse d'enfouissement : disparition des smectites, contrôle des transformations minéralogiques par la lithologie, néoformation de quartz et d'albite. Ces arguments sont cohérents avec les indices paléothermométriques calculés à partir d'inclusions fluides ou de la réflectance de la vitrinite. Toutefois cette diagenèse ne masque pas totalement le signal sédimentaire originel.

L'étude des fractions terrigènes fines à l'échelle des deux bassins et du domaine jurassien, a permis de discuter des sources pourvoyeuses d'argiles et de s'interroger sur les processus à l'origine des changements minéralogiques observés spatialement et temporellement. Plusieurs facteurs contrôlent la répartition des minéraux argileux dans les bassins de Paris et du Sud-Est au Callovien-Oxfordien : le développement des plates-formes carbonatées, les variations du niveau marin, les instabilités d'origine tectonique, les modifications paléogéographiques, les variations climatiques et l'activité volcanique.

Deux événements majeurs intervenant au Callovien inférieur et à l'Oxfordien inférieur auraient permis une redistribution de la sédimentation terrigène à l'échelle des bassins. Le premier correspond à l'enneigement généralisé des plates-formes carbonatées dès le Callovien inférieur. Il marque une crise importante dans la productivité carbonatée associée à une transgression majeure reconnue à l'échelle des bassins ouest-européens. Celle-ci permet l'apport de smectites dans le Bassin de Paris depuis la bordure ardennaise pouvant traduire une connexion avec les bassins septentrionaux. Cet envahissement serait limité dans un premier temps au niveau de la plate-forme ardennaise qui constituait sans doute une zone en dépression, plus subsidente à morphologie en blocs basculés. Le second événement à l'Oxfordien inférieur est favorisé par une transgression majeure de deuxième ordre permettant cette fois une connexion avec les secteurs occidentaux par l'intermédiaire du sillon marneux périarmoricain responsable de l'envahissement des smectites dans le bassin. Ces périodes transgressives ont également pu engendrer des connexions entre le Bassin de Paris et le bassin subalpin par l'intermédiaire du sillon de Seine-Loire, dès le Callovien supérieur.

Les sources envisagées responsables de la sédimentation des particules terrigènes fines dans les bassins seraient multiples : 1) en provenance des terres émergées proches comme les massifs Armoricaire, Londres-Brabant, Rhénan, Bohémien et plus occasionnellement depuis le Massif Central localement émergé et 2) de sources externes, depuis le domaine atlantique nord en voie d'ouverture et depuis des secteurs septentrionaux (smectites) et vraisemblablement depuis des masses continentales orientales, susceptibles d'alimenter le bassin subalpin en illite, interstratifiés et chlorite.

L'influence de la tectonique sur la distribution de la sédimentation terrigène est surtout effective à l'Oxfordien moyen où elle permet l'envahissement des smectites sur les bordures armoricaines et du Sud-Dorset et pourrait être en partie responsable des fluctuations du rapport illite/smectite enregistrées dans la partie orientale du Bassin de Paris. Cette phase tectonique est reconnue dans plusieurs bassins et bordures de l'Europe de l'Ouest et semble liée à une phase d'extension en Mer du Nord.

L'absence généralisée de la kaolinite suggère qu'une période d'aridité plus marquée caractérisait l'Oxfordien moyen. La comparaison avec les données paléoclimatiques (isotopes de l'oxygène et palynologie) semble conforter cette idée et pourrait suggérer par ailleurs qu'une chute des températures (refroidissement) soit suffisante pour affecter les stocks de kaolinite à l'Oxfordien inférieur.

Les données d'argiles restent toutefois encore insuffisantes dans les bassins de Paris, Subalpin et le Jura pour pouvoir appréhender pleinement tous les mécanismes intervenant sur la sédimentation argileuse et comprendre dans le détail les modalités de remplissage des bassins. De nouvelles données (forages ou affleurements) permettraient sans doute de compléter l'image partielle de la répartition des minéraux argileux au Callovien-Oxfordien et de valider les hypothèses avancées.

L'influence du volcanisme dans la sédimentation des dépôts du Callovien-Oxfordien :

Une contribution volcanique pourrait s'exprimer de deux manières dans la sédimentation argileuse des dépôts du Callovien-Oxfordien : indirectement par érosion et transport d'argiles (principalement des smectites) et minéraux volcanogènes issus de l'altération de produits volcaniques de domaines adjacents aux bassins de Paris et subalpin et directement par retombées aériennes de cendres volcaniques. Le premier cas de figure est probable compte tenu de l'activité volcanique exprimée en Mer du Nord au Jurassique moyen et supérieur mais

non démontré dans le cadre de cette étude. Si de telles phases minérales existent, elles sont vraisemblablement diluées dans la sédimentation terrigène issue de l'érosion de sols et de roches non volcaniques. Le deuxième cas est clairement démontré dans ce travail sur la base d'une caractérisation fine minéralogique et géochimique.

Au total cinq bentonites millimétriques à pluricentimétriques, correspondant à l'argillisation de niveaux de cendres volcaniques ont pu être identifiées dans les bassins de Paris et du Sud-Est de la France. Ces événements sont datés de la fin de l'Oxfordien inférieur et du début de l'Oxfordien moyen et reflètent une activité volcanique explosive importante, encore peu mentionnée dans la littérature à cette époque.

L'analyse détaillée de chaque niveau permet de s'assurer du caractère primaire des dépôts (retombée directe des cendres après transport aérien) reflétant des événements instantanés à l'échelle géologique, préservés dans la série du Callovien-Oxfordien. L'étude comparative des différents niveaux permet de mettre en évidence des variations dans l'altération du matériel volcanique entre le Bassin de Paris et le bassin subalpin. Ces différences concernent principalement la nature minéralogique des argiles néoformées lors des processus de dévitrification des verres volcaniques. Les bentonites du Bassin de Paris sont dominées par des smectites dioctahédriques alors que les bentonites du bassin subalpin présentent une composition variable à kaolinite et interstratifiés illite/smectite R1 ou R0. Ces variations seraient essentiellement liées aux conditions de diagenèse et de circulations de fluides propres au bassin subalpin. En revanche, la composition géochimique est proche et se manifeste par des enrichissements notables en éléments marqueurs du volcanisme (Hf, U, Y, Nb, Ta, Zr, Ti ...) et des anomalies négatives en Cr, Rb, Bi.

L'extension des niveaux est particulièrement importante. Le niveau pluricentimétrique du bassin subalpin (MBO) recouvre au minimum 2000 km² et constitue une ligne isochrone permettant de réaliser des corrélations très précises à l'échelle du bassin. La position des différents horizons dans le découpage biostratigraphique établi et l'utilisation d'éléments géochimiques discriminants (analyse statistique multivariante) permet de proposer des corrélations entre les bentonites des bassins de Paris et du Sud-Est. Le niveau MBO est probablement l'équivalent de la bentonite pluricentimétrique du Bassin de Paris qui est enregistrée à la fois en forage et à l'affleurement. Si cette corrélation se révèle exacte, un événement volcanique particulièrement violent a dû générer un tel dépôt, pluricentimétrique et étendu sur plus de 450 km. Cet événement constituerait alors une ligne-temps de grande valeur stratigraphique au sein des deux bassins sédimentaires.

L'utilisation de diagrammes tectonomagmatiques, basés sur des éléments peu mobiles face à l'altération permet d'accéder à la nature du magma et au contexte géodynamique du volcanisme et permet de discuter des sources volcaniques actives susceptibles de générer de tels dépôts pyroclastiques. La forte altération du matériel nécessite de rester prudent sur les interprétations tirées, mais la cohérence entre les différents diagrammes utilisés semble indiquer une première source caractéristique d'un volcanisme alcalin intraplaque qui serait à l'origine des épais dépôts des deux bassins. Un volcanisme calco-alcalin orogénique semble cohérent avec la chimie des fins niveaux de bentonite enregistrés dans le bassin subalpin et pourrait constituer une deuxième source, mais étant donné la forte contamination par l'encastement, il convient de rester prudent sur cette origine. Compte tenu des activités et centres volcaniques connus à cette époque et des distances raisonnables permettant le transport et le dépôt pluricentimétrique de cendres, les sources envisagées pourraient correspondre d'une part au stratovolcan de Zuidwal (Pays-Bas) ou à un volcanisme proche lié au rifting de la Mer du Nord et peut être au complexe volcanique du Vardar soumis à un régime de subduction. Les bentonites oxfordiennes permettent donc de mettre en évidence un volcanisme aérien explosif sous-estimé pour cette période de temps qu'il faudrait en partie rattacher à l'ouverture de l'Atlantique nord et éventuellement à l'évolution géodynamique de l'océan téthysien.

Le travail sur les bentonites du Jurassique moyen et supérieur ne constitue qu'une première étape. Il sera à l'avenir particulièrement intéressant de « pister » les niveaux reconnus, à l'échelle des bassins ouest-européens afin de valider les hypothèses émises sur la localisation des centres volcaniques en établissant des cartes d'isopaques. L'utilisation de l'empreinte géochimique des bentonites couplée à une analyse géochimique statistique et l'analyse géochimique de cristaux isolés (apatite, biotite) devraient permettre de valider les corrélations à l'image des travaux réalisés sur les K-bentonites ordoviciennes.

Par ailleurs, l'enregistrement de bentonites dans l'Oxfordien moyen de régions orientales (plateau de Trento, Italie) laisse prévoir que d'autres niveaux sont potentiellement présents dans les alternances de marnes et calcaires de l'Oxfordien moyen. La reconnaissance de tels niveaux permettrait d'établir des points de corrélation particulièrement utiles dans la comparaison d'environnements variés du Jurassique dans le bassin subalpin, le Jura et le Bassin de Paris en complément des travaux initiés par le Groupe Français d'Etude du Jurassique sur la caractérisation des paléoenvironnements jurassiques.

La deuxième perspective envisagée concerne les datations radiométriques. Une datation U/Pb sur zircons s'est révélée négative en raison de la taille très petite des cristaux, des quantités réduites de matériel analysé et de la contamination des niveaux. Des essais sur d'autres phases minérales (feldspaths, micas) devront être envisagés. Par ailleurs la découverte de bentonites en direction des sources augmenterait les chances

d'analyser des cristaux de plus grande taille. De telles datations permettraient de fournir des points d'ancrage radiochronologiques encore rares au Jurassique et pourraient être particulièrement utiles aux améliorations des échelles de temps pour le Jurassique, échelles qui présentent à l'heure actuelle une forte variabilité selon les auteurs.

REFERENCES BIBLIOGRAPHIQUES

A

- Accarie, H., Renard, M., Deconinck, J.F., Beaudoin, B. & Fleury, J. J. (1989)** : Géochimie des carbonates (Mn, Sr) et minéralogie des argiles des calcaires pélagiques sénoniens. Relations avec les variations eustatiques (massif de la Maiella, Abruzzes, Italie). *C.R. Acad. Sci., Paris*, II, 309, 1679-1685
- Abbink, O., Targarona, J., Brinhhuis, H. & Visscher, H. (2001)** : Late Jurassic to earliest Cretaceous palaeoclimatic evolution of the southern North Sea. *Global and Planetary Change*, 30, 231-256
- Adate, T. & Rumley, G. (1984)** : Microfaciès, minéralogie, stratigraphie et évolution des milieux de dépôts de la plate-forme berriasio-valanginienne des régions de Ste-Croix (VD) Cressier et du Landeron. *Bull. Soc. Neuch. Sc. Nat.*, 107, 221-239
- Aigner, T. (1985)** : Storm depositional system. *Lecture Notes in Earth Sciences*. Springer-Verlag, Berlin 3, 174
- Albani, A. E., Vachard, D., Kuhnt, W. & Chellai, H. (1999)** : Signature of hydrodynamic activity caused by rapid sea level changes in pelagic organic-rich sediments, Tarfaya basin (southern Morocco). *C.R. Acad. Sci., Paris*, 329, 397-404
- Allenbach, R. P. (2001)** : The ups and downs of "Tectonic Quiescence" - recognizing differential subsidence in the epicontinental sea of the Oxfordian in the Swiss Jura Mountains. *Sedimentary Geology*, (sous-presse)
- ANDRA (1996)** : Renseignements d'ordre géologique et géophysique disponibles quant au caractère favorable des formations à étudier. Chapitre II, DIR/96/1138
- ANDRA (1998)** : Site de l'Est. Synthèse des connaissances géologiques. 152 p.
- ANDRA (1999)** : Etude de l'Est du Bassin Parisien. EDP Sciences, 134 p.
- ANDRA (2001)** : Référentiel géologique du site de Meuse/Haute-Marne. A RP ADS 99-005
- ANTEA (1995)** : Forage HTM 102. Etude pétrosédimentaire, granulométrique et stratigraphique des échantillons de carottes. Rapport interne ANDRA B RP 0 ANT 95 018/A
- ARMINES (2001)** : rapport interne ANDRA D RP 0ARM 01-004/1
- ARMINES (2001)** : rapport interne ANDRA D RP0ARM01-005/1
- Artru, P. (1965)** : Sur la présence de dolomite dans les "Terres Noires" de l'anticlinorium de Laragne (Hautes Alpes). Interprétation paléo-océanographique. *Bull. Soc. géol. Fr.*, 7, VII, 769-772
- Artru, P. (1966)** : Sur une accumulation de débris végétaux dans les Terres Noires de l'écaille de Barcillonette (Hautes-Alpes). *C. R. Acad. Sci., Paris*, 262, 2696-2698
- Artru, P. (1967)** : Le contrôle structural de la sédimentation argileuse dans les Terres Noires jurassiques d'Embrun à la vallée du Rhône (France). *Bull. Serv. Carte géol. Als. Lorr.*, 20, 4, 211-222
- Artru, P. (1968)** : Répartition du bore et de quelques éléments-traces dans des bassins semi-euxiniques du miogéosynclinal alpin (Terres Noires jurassiques, France Sud-Est). *Bull. Centre Rech. Pau - SNPA*, 2, 1, 83-100
- Artru, P. (1972)** : Les Terres Noires du Bassin Rhodanien (Bajocien supérieur à Oxfordien moyen) - Stratigraphie, Sédimentologie, Géochimie. Thèse Univ. Claude Bernard Lyon, 173 p.
- Artru, P. & Gauthier, J. (1968)** : Evolution géochimique et diagénétique d'une série miogéosynclinale (Lias inférieur à Berriasien) d'après l'étude du sondage de Valvignères (France Sud-Est). *Bull. Centre Rech. Pau - SNPA*, 2, 1, 101-116
- Astin, T.R. (1986)** : Septarian crack formation in carbonate concretions from shales and mudstones. *Clays and Clay minerals*, 21, 617-631
- Atri, A., Pierre, F.D., Lanza, R. & Ruffini, R. (1999)** : Distinguishing primary and resedimented vitric volcanoclastic layers in the Burdigalian carbonate shelf deposits in Monferrato (NW Italy). *Sedimentary Geology*, 129, 143-163
- Ayt Ougoudal, M. (1986)** : paléothermicité des calcaires de l'Est de la France (Cirfontaines-en-Ornois) - rapport ANDRA B RP 0CRE 96-005
- Autran, A., Castaing, C., Debeglia, N., Guillien, A. & Weber, C. (1986)** : Nouvelles contraintes géophysiques et géodynamiques pour l'interprétation de l'anomalie magnétique du Bassin de Paris: hypothèse d'un rift paléozoïque refermé au Carbonifère. *Bull. Soc. géol. Fr.*, 8, 2 (1), 125-141
- Awongo, M. L. (1984)** : Stratigraphie, sédimentologie et géochimie des Terres Noires du Jurassique moyen et supérieur de la Provence (Sud-Est de la France). Thèse Univ. Aix-Marseille, 179 p.

B

- Baadsgaard, H., Lerbekmo, J. F., Wijbrans, J. R., Swisher C. C. & Fanning, M. (1993)** : Multimethod radiometric age for a bentonite near the top of the *basculites - reesidei* zone of southwestern Saskatchewan. *Can. Journ. of Earth Sciences* 30, 769-775
- Bardindzeff, J.M. (1991)** : Volcanologie, Masson, 235 p.

- Barlier, J. (1974)** : Recherches paléothermométriques dans le domaine des Terres Noires subalpines méridionales. Thèse Univ. Paris-Orsay, 99 p.
- Barlier, J., Ragot, J. P. & Touray, J. C. (1974)** : L'évolution des Terres Noires subalpines méridionales d'après l'analyse minéralogique des argiles et la réflectométrie des particules carbonées. *Bull. du B.R.G.M.*, II, 6, 533-548
- Bars, H. (1965)** : Geologie des südlichen Nonsberges und der angrenzenden Gebiete. *Veröff. Mus. Ferdinandeum*, 45, 5-60
- Bartoloni, A., Baumgartner, P.O. & Guex, J. (1999)** : Middle and Late Jurassic radiolarian paleoecology versus carbon-isotope stratigraphy. *Palaeogeogr., Palaeoclimat., Palaeoecol.*, 145, 43-60
- Batchelor, R.A., & Jeppson, L. (1999)** : Wenlock metabentonites from Gotland, Sweden: geochemistry, sources and potential chemostratigraphic markers. *Geol. Mag.*, 136, (6), 661-669
- Batchelor, R.A., & Evans, J. (2000)** : Use of strontium isotope ratios and rare earth elements in apatite microphenocrysts for characterization and correlation of Silurian metabentonite: a Scandinavian case study. *Norsk Geol. Tidsskrift*, 80, 3-8
- Baubron, J. C., Defaut, B., Demange, J. & Maury, R. C. (1978)** : Une coulée sous-marine d'âge jurassique moyen dans les Causses: le basalte alcalin des Vignes (Massif Central français). *C.R. Acad. Sci., Paris*, 287, D, 225-227
- Baudrimont, A., F., & Dubois, P. (1977)** : Un bassin mésogéen du domaine péri-alpin: le Sud-Est de la France. *Bull. Centre Rech. Explor., Prod. Elf-Aquitaine*, 1, 1, 261-308
- Baumgartner, P. O., O'Dogherty, L., Gorican, S., Urquhart, E., Pillecuit, A. & De Wever, P. (1995)** : Middle Jurassic to Lower Cretaceous radiolaria of Tethys: Occurrences, Systematics, Biochronology. *Mémoire Géologie (Lausanne)*, 23 p.
- Beaudoin B. (1977)** : Contribution à l'application des méthodes de l'analyse sédimentaire à la reconstitution du bassin de sédimentation. Exemple du Jurassique terminal - Berriasien des chaînes subalpines méridionales. Thèse Univ. Caen, 144 p.
- Beaudoin, B., Dauphin, L. & Friès, G. (1997)** : Aptian bentonite key beds (volcanic ashes) in the Subalpine basin (SE France). *18th IAS Reg. Eur. Meet. Sedimentology*, 68-69
- Beaudoin, B., Friès, G., Dauphin, L. & Mostefai, S. (1997)** : Le niveau Cézanne, bentonite corrélée dans l'Aptien supérieur du SE de la France. *6^{ième} Congrès Français de Sédimentologie, Montpellier, Publ. ASF Paris*, 27, 19-20
- Beaudoin, B., Dauphin, L. & Friès, G. (1999)** : Niveaux de cendres volcaniques altérées (bentonites) dans les marnes bleues apto-albiennes du SE de la France: caractérisation, corrélations, extension et rôle dans la mise en place du sédiment. *7^{ième} congrès de sédimentologie, Nancy, Publ. ASF Paris*, 33, 23-24
- Bébian, J. & Gagny, C. (1980)** : Volcanites du Précambrien au Crétacé et leur signification géostructurale - In : A. Autran, J. Dercourt, Evolutions géologiques de la France. *Mém. B.R.G.M.*, 107, 100-135
- Bergerat, F. & Martin, P. (1994)** : Analyse des failles du forage Balazuc-1 (programme GPF) et reconstitution des paléo-états de contrainte sur la bordure vivaro-cévénole du bassin du Sud-Est de la France. Relations avec la marge européenne de la Téthys Ligure. *Bull. Soc. géol. Fr.*, 165, 307-315
- Bergström, S. M., Huff, W. D., Kolata, D. R. & Bauert, H. (1995)** : Nomenclature, stratigraphy, chemical fingerprinting, and areal distribution of some Middle Ordovician K-bentonites in Baltoscandia. *Geol. For. i Stock. Forhandlingar*, 117, 1-13
- Bernoulli, D. & Peters, T. (1970)** : Traces of Rhyolitic-Trachytic Volcanism in the Upper Jurassic of the Southern Alps. *Eclogae geol. Helv.*, 63, 2, 609-621
- Bernoulli, D. & Peters, T. (1974)** : Traces of Rhyolitic-Trachytic Volcanism in the Upper Jurassic of the Southern Alps: Reply. *Eclogae geol. Helv.*, 67, 1, 209-213
- Berry, R. W. (1999)** : Eocene and Oligocene Otay-type waxy bentonites of San Diego county and Baja California: chemistry, mineralogy, petrology and plate tectonic implications. *Clays and Clay Minerals*, 47, 1, 70-83
- Bertling, M. & Insalaco, E. (1998)** : Late Jurassic coral/microbial reefs from the northern Paris Basin - faciès, palaeoecology and palaeobiogeography. *Palaeogeogr., Palaeoclimat., Palaeoecol.*, 139, 139-175
- Bodeur, Y., Dardeau, G., Fauconnier, D., Gardin, S., Strat, P. L., Marchand, D. & Thierry, J. (1993)** : Essai de corrélation zonale entre ammonites subméditerranéennes et nannofossiles calcaires et siliceux: l'exemple du Bathonien supérieur - Callovien inférieur de Quissac (Bordure cévenole, Bassin du Sud-Est de la France). *1^{ère} Réunion du PICG 343*, Bucarest, Roumanie, 5-8
- Boillot, G., Montadert, L., Lemoine, M. & Bijou-Duval, B. (1984)** : Les marges continentales actuelles et fossiles autour de la France. Masson, Paris, 208 p.
- Boles, J. R. & Franks, S. G. (1979)** : Clay diagenesis in the Wilcox sandstones of southwest Texas - implication of smectite diagenesis on sandstone cementation. *Journ. Sediment. Petrol.*, 6, 55-70
- Bolle, M. P., Adatte, T., Mangold, C. & Remane, J. (1996)** : Microfaciès, minéralogie, stratigraphie du Dogger de la région du Furcil (NE). *Bull. Soc. Neuch. Sc. Nat*, 119, 123-144

- Bonte, A. (1979)** : Le Jurassique de la bordure septentrionale du Bassin de Paris d'après les sondages. *Ann. Soc. Géol. Nord*, XCVIII, 279-286
- Borchardt, G.A., Harward, M.E., & Schmitt, R.A., (1971)** : Correlation of volcanic ash deposits by activation analysis of glass separate. *Quaternary Research*, 1, 247-260
- Bougault, H. (1980)** : Contribution des éléments de transition à la compréhension de la genèse des basaltes océaniques. Analyse des éléments traces dans les roches par spectrométrie de fluorescence X. Thèse Univ. Paris VII, 221 p.
- Bouhamdi, A., (2000)** : Composition, distribution et évolution des peuplements de foraminifères benthiques de la plate-forme au bassin. Oxfordien moyen du Sud-Est de la France. *Doc. Lab. Géol. Lyon*, 151, 212 p.
- Bouhamdi, A., Gaillard, C., Ruget, C. & Bonnet, L. (2000)** : Foraminifères benthiques de l'Oxfordien moyen de la plate-forme au bassin dans le Sud-Est de la France. Répartition et contrôle environnemental. *Eclogae geol. Helv.*, 93, 315-330
- Bourdier, J.L., (1994)** : Le volcanisme. Eds. B.R.G.M., 113-154
- Bouroz, A., Spears, D. A. & Arbey, F. (1983)** : Essai de synthèse des données acquises sur la genèse et l'évolution des marqueurs pétrographiques dans les bassins houillers. *Mém. Soc. géol. du Nord*, 16, 74 p.
- Bouroz, A. & Spears, D. A. (1985)** : Influence of water depth on the alteration processes of cinerites in the sedimentary basin-importance of pedogenesis. *Congrès international de stratigraphie et de géologie du carbonifère*, Madrid, Espagne, 185-187
- Bourseau, J. P. (1977)** : L'Oxfordien moyen à nodules des Terres Noires de Beauvoisin (Drôme), ammonitina de la zone à Plicatilis, paléontologie et biostratigraphie, milieu de sédimentation et genèse des nodules carbonatés. *Nouv. Arch. Mus. Hist. Nat. Lyon, Fasc.* 15, 116
- Boutier, R., Drouin, D. & Voisin, L. (1997)** : Oxfordien moyen de Villers-le-Tourneur. *Bull. Soc. Hist. Nat. Ard.*, 87, 68
- Bradshaw, M. J. (1975)** : Origin of montmorillonite bands in the Middle Jurassic of Eastern England. *Earth and Plan. Sci. Letters*, 26, 245-252
- Bréhéret, J. G. & Delamette, M. (1989)** : Les nodules barytiques d'âge Crétacé moyen dans le domaine vocontien (SE France), marqueurs de discontinuités sédimentaires en série marneuse de bassin. *C. R. Acad. Sci., Paris*, 308, II, 1369-1374
- Bréhéret, J. G. & Brumsack, H. J. (2000)** : Barite concretions as evidence of pauses in sedimentation in the Marnes Bleues Formation of the Vocontian Basin (SE France). *Sedim. Geol.*, 130, 205-228
- BRGM (1991)** : Argiles de l'aisne forages A901 - Décembre 1989 - Log géologique et stratigraphique. Rapport ANDRA 621RPBRG91-003 planche1
- Briggs, D. E. G. & Crowther, P. R. (1990)** : Palaeobiology : a synthesis. 583 p.
- Brindley, G. W. (1980)** : Quantitative X-ray mineral analysis of clay - In : G.W. Brindley & G. Brown, Crystal structures of clay minerals and their X-ray identification. *Miner. Soc. London*, 411-438
- Brochwic-Lewinski, W., Gasiewicz, A., Suffczynski, S., Szatkowski, K. & Zbik, M. (1984)** : Géodynamique - Lacunes et condensations à la limite Jurassique moyen-supérieur dans le sud de la Pologne: manifestation d'un phénomène mondial? *C.R. Acad. Sci., Paris*, 299, II, 19, 1359-1362
- Brown, G. & Brindley, G. W. (1980)** : X-ray procedures for clay mineral identification - In : G.W. Brindley & G. Brown, Crystal structures of clay minerals and their X-ray identification. *Miner. Soc. London*, 305-360
- Burger, K. (1983)** : Die kohlenonsteine Im Niederrheinisch-Westfälischen Steinkohlenrevier, Erkenntnisstand. Congrès international de stratigraphie et de géologie du Carbonifère, Madrid, Espagne, 211-234
- Burger, K. (1983)** : Kohlenonsteine in Kohlenrevieren der erde Erkenntnisstand. *Congrès international de stratigraphie et de géologie du Carbonifère*, Madrid, Espagne, 155-174

C

- Cabanis, B. & Thiéblemont, D. (1988)** : La discrimination des tholéiites continentales et des basaltes arrière-arc. Proposition d'un nouveau diagramme, le triangle Th-3 × Tb-2 × Ta. *Bull. Soc. géol. Fr.*, 8, IV,6, 927-935
- Caillère, S., Hénin, S. & Rautureau, M. (1982)** : Minéralogie des argiles. Structures et propriétés physico-chimiques, 2. Classification et nomenclature. Masson, Paris, 189
- Carey, S., & Sigurdson, H., (1984)** : The intensity of plinian eruptions. *Bull. Volcanol.*, 51, 28-40
- Cariou, E. (1980)** : L'étage Callovien dans le Centre-Ouest de la France, tome I, stratigraphie et paléogéographie. Thèse Univ. Poitiers
- Cariou, E. (1984)** : Les Reineckeidae (Ammonitina, Callovien) de la Téthys Occidentale. Dimorphisme et évolution. Etude à partir des gisements du Centre-Ouest de la France. *Doc. Lab. géol. Lyon*, H.S 8, 1, 460 p.

- Cariou, E., Elmi, S., Mangold, C., Thierry, D. & Tintant, H. (1971) : Zones de l'étage Callovien en France (province subméditerranéenne). *Bull. Soc. géol. Fr.*, 7, XIII, n° 1-2, 38-45
- Cariou, E., Contini, D., Dommergues, J. L., Enay, R., Geysant, D., Mangold, C. & Thierry, D. (1985) : Biogéographie des ammonites et évolution structurale de la Téthys au cours du Jurassique. *Bull. Soc. géol. Fr.*, 8, 1, n° 1-2, 679-697
- Cariou, E., Enay, R., Bassoulet, J. P. & Colchen, M. (1994) : Biochronologie du Jurassique moyen de la Thakkhola (Népal Central) et biogéographie du domaine himalayen. *C.R. Acad. Sci., Paris*, 318, 93-99
- Cariou, E. & Hantzpergue, P. (1997) : Biostratigraphie du Jurassique Ouest-Européen et méditerranéen : zonations parallèles et distribution des invertébrés et microfossiles. *Bull. Centre Rech. Elf Explor. Prod*, 17, 440 p.
- Celet, P., Clément, B., Ferrière, J. & Thiébaud, F. (1980) : Tableau des principaux événements tectoniques, métamorphiques et magmatiques dans les Hellénides au cours du cycle alpin. *Colloque C5 Geology of the Alpine chains born of the Tethys*, 26 CGI, B.R.G.M., 115, 306-307
- Celik, M., Karakaya, N. & Temel, A. (1999) : Clay minerals in hydrothermally altered volcanic rocks, Eastern Pontides, Turkey. *Clays and Clay Minerals*, 47, 6, 708-717
- Chamley, H. (1989) : Clay sedimentology. Springer-Verlag, Berlin, 623 p.
- Chamley, H. & Bonnot-Courtois, C. (1981) : Argiles authigènes et terrigènes de l'Atlantique et du Pacifique NW (leg 11 et 58 DSDP) : apport des Terres Rares. *Oceanologica acta*, 4, 2, 229-238
- Chamley, H., Debrabant, P., Foulon, J. & Leroy, P. (1980) : Contribution de la minéralogie et de la géochimie à l'histoire des marges nord-atlantiques depuis le Jurassique supérieur (sites 105 et 367 DSDP). *Bull. Soc. géol. Fr.*, 7, 22 (7), 745-755
- Chamley, H., Debrabant, P., Candillier, A. M. & Foulon, J. (1983) : Clay mineralogical and inorganic geochemical stratigraphy of Blake Bahamas Basin since the Callovian, Site 534, Deep Sea Drilling Project , leg 76. *Init. report DSDP, LXXVI*, 437-451
- Chamley, H., Deconinck, J. F. & Millot, G. (1990) : Sur l'abondance des minéraux smectitiques dans les sédiments marins communs déposés du Jurassique supérieur au Paléocène. *C. R. Acad. Sci., Paris*, 311, II, 1529-1536
- Chan, M. A. (1992) : Oolitic ironstone of the Cretaceous Western Interior Seaway, East-Central Utah. *Journ. of Sedim. Petro*, 62, 4, 693-705
- Chantraine, J., Autran, A., Cavalier, C., *et al.*, (1996) : Carte géologique de la France, B.R.G.M.
- Chantret, F., Desprairies, A., Douillet, P., Jacob, C., Steinberg, M. & Trauth, N. (1971) : Révision critique de l'utilisation des méthodes thermiques en sédimentologie: cas des smectites (Montmorillonite). *Bull. Groupe Fr. Argiles*, XXIII, 141-172
- Chowdhury, A. N. (1982) : Smectite, zeolite, biotite and apatite in the Corallian (Oxfordian) sediments of the Baulking area in Berkshire, England. *Geol. Mag.*, 119, 5, 487-496
- Christidis, G. E. (1998) : Comparative studies of the mobility of major and trace elements during alteration of an andesite and a rhyolite to bentonite, in the Islands of Milos and Kimolos, Aegean, Greece. *Clays and Clay Minerals*, 6, 4, 379-399
- Christidis, G. E. (2001) : Formation and growth of smectites in bentonites: a case study from Kimolos island, Aegean, Greece. *Clays and Clay Minerals*, 49, 3, 204-215
- Christidis, G. E., Marcopoulos, T. & Foscolos, A. (1997) : Origin, physical and chemical properties of a bentonite deposit of Chios Island, eastern Aegean, Greece. *Conference: Clays for our future*, Ottawa, Ontario, Canada, 75-82
- Cioni, R., Marianelli, P., Santacroce, R. & Sbrana, A., (2000) : Plinian and subplinian eruption - In : H. Sigurdsson, Encyclopedia of Volcanoes, Acad. Press, 477-494
- Claret, C., Sakharov, B., Lanson, B., Meunier, A. & Griffault, L. (1999) : Détermination de la structure cristallographique des minéraux argileux par diffraction des rayons X: cas particulier du site de l'Est. *Journées scientifiques ANDRA*, Nancy
- Clauer, N. & Chaudhuri, S. (1995) : Clays in crustal environments - Isotope dating and tracing. Springer-Verlag, 359
- Clauer, N., Srodon, J., Francu, J. & Sucha, V., (1997) : K-Ar dating of illite/smectite fundamental particles in bentonites. *Clay Minerals*, 32, 181-196
- Clayton, T., Francis, J. E., Hillier, S. J., Hodson, F., Saunders, R. A. & Stone, J. (1996) : The implications of reworking on the mineralogy and chemistry of the Lower Carboniferous K-bentonites. *Clay Minerals*, 31, 377-390
- Cole, J. & Peachey, J. (1999) : Evidence for pre-Cretaceous rifting in the Rockall Trough: a quantitative analysis using plate tectonic modelling. *Petroleum geology of Northwest Europe*, Geological Society of London, 1, 359-370
- Coleman, M.L. & Raiswell, R., (1995) : Source of carbonate and origin of zonation in pyritiferous carbonate concretions: evaluation of dynamic model. *Am. Journ. Sci.*, 295, 282-308

- Collin, P. Y. (1997)** : Paléoenvironnements des séries condensées : contrôle de la répartition et de la préservation des dépôts sur la plate-forme bourguignonne au Callovo-Oxfordien. Mém. D.E.A Univ. Dijon, 44 p.
- Collin, P. Y. (2000)** : Environnements, géochimie et processus de formation de séries condensées au Callovo-Oxfordien: du Bassin de Paris à des considérations globales. Thèse Univ. Bourgogne, 288 p.
- Collin, P. Y. & Courville, P. (2000)** : Paléoenvironnements et biostratigraphie d'une série oxfordienne non condensée de référence (Saint-Blin-Sémilly, Haute-Marne, France). *Géologie de la France*, 1, 59-63
- Compton, J. S., Conrad, M. E. & Vennemann, T. W. (1999)** : Stable isotope evolution of volcanic ash layers during diagenesis of the Miocene Monterey formation, California. *Clays and Clay Minerals*, 47, 1, 84-95
- Coquinot, Y. (2000)** : Mise en évidence et caractérisation des phénomènes de dissolution et de cristallisation liés à la diagenèse dans les roches argileuses de la Meuse. Mém. D.E.A Univ. Lille, 50 p.
- Corbin, J. C. (1994)** : Evolution géochimique du Jurassique du Sud-Est de la France: influence des variations du niveau marin et de la tectonique. Thèse Univ. Paris 6, 175 p.
- Corbin, J. C., Person, A., Iatzoura, A., Ferré, B. & Renard, M. (2000)** : Manganese in Pelagic carbonates: indication of major Tectonic events during the geodynamic evolution of a passive continental margin (the Jurassic European Margin of the Tethys - Ligurian Sea). *Palaeogeogr., Palaeoclimat., Palaeoecol.*, 156, 123-138
- Cortesogno, L., Oxilia, M., Royant, G., Vanossi, M. & Vivier, G. (1981)** : Témoins d'un volcanisme rhyodacitique du Dogger dans le domaine prépiémontais des Alpes ligures. *Eclogae geol. Helv.*, 74, 3, 569-585
- Cotillon P. & Rio, M., (1984)** : Cyclicité comparée du Crétacé inférieur pélagique dans les chaînes subalpines méridionales (France, S-E), l'Atlantique Central et le Golfe du Mexique. Implication paléoclimatique et application aux corrélations stratigraphiques. *Bull. Soc. géol. Fr.*, 7, 26, 1, 47-62
- Cottençon, A., Parant, B. & Flacelière, G. (1975)** : Lower Cretaceous gas-fields in Holland. Petroleum and the continental shelf of North-West Europe, 1, Geology, Applied science publishers LTD, 403-412
- Courtillet, V. (1995)** : La vie en catastrophe. Fayard, 278 p.
- Courville, P. & Collin, P. Y. (1997)** : La série du Callovien et de l'Oxfordien de Veuxhailles (Châtillonais, Côtes-d'or): problèmes de datation, de géométrie et de paléoenvironnements dans une série condensée. *Bull. Sci., Bourgogne*, 49, 29-43
- Courville, P., Bonnot, A., Collin, P. Y., Contini, D. & Marchand, D. (1998)** : Coupures morphologiques et biochronologie chez les Kosmocerotinae de l'Est de la France (Callovien inférieur p.p. à Callovien supérieur p.p.). *C.R. Acad. Sci., Paris*, 327, 685-691
- Courville, P., Bonnot, A., Collin, P. Y., Enay, R. & Marchand, D. (2000)** : Une série oxfordienne de référence, à mi-chemin entre les régions boréales et téthysiennes (Jura Central, France). *Revue Paléobiol., Genève*, 19, 2, 381-397
- Cowie, J.W. & Bassett, M.G. (1989)** IUGS 1989 Global Stratigraphic Chart: *Episodes*, v. 12, no. 2, suppl.
- CREGU (1995)** : Caractérisation et étude du comportement thermique des roches et kérogènes du Callovo-Oxfordien - caractérisation des faciès organiques. Rapport interne ANDRA, 6B1 RP CRE 95002
- CREGU (1995)** : Forage HTM 102 - caractérisation géochimique des kérogènes callovo-oxfordiens entre 471 et 443 mètres. Rapport interne ANDRA, 6B1 RP CRE 95004
- Crick, R. E., Ellwood, B. B., A.E.Hassani & Feist, R. (2000)** : Proposed Magnetostratigraphy susceptibility magnetostratotype for the Eifelian-Givetian GSSP (Anti-Atlas, Morocco). *Episodes*, 23, 2, 93-101
- Crick, R. E., Ellwood, B. B., Hladil, J., Hassani, A. E., Hroudá, F. & Chlupac, I. (2001)** : Magnetostratigraphy susceptibility of the Pridolain-Lochkovian (Silurian-Devonian) GSSP (Klonk, Czech Republic) and a coeval sequence in Anti-Atlas Morocco. *Palaeogeogr., Palaeoclimat., Palaeoecol.*, 167, 1-2, 73-100
- Cross, T. A. (1988)** : Controls on coal distribution in transgressive-regressive cycles, Upper Cretaceous, Western Interior, USA. *SEPM Spec. Public.*, 422, 371-380
- Cuadros, J., Caballero, E., Huertas, F. J., Cisneros, C. J. D., Huertas, F. & Linares, J. (1999)** : Experimental alteration of volcanic tuff: smectite formation and effect on ¹⁸O isotope composition. *Clays and Clay Mineral*, 47, 6, 769-776
- Cullen-Lollis, J. & Huff, W. D. (1986)** : Correlation of Champlainian (Middle Ordovician) K-bentonite beds in Central Pennsylvania based on chemical fingerprinting. *Journ. of Geology*, 94, 865-874
- Curnelle, M. & Dubois, P. (1986)** : Evolution mésozoïque des grands bassins sédimentaires français : bassins de Paris, d'Aquitaine et du Sud-Est. *Bull. Soc. géol. Fr.*, 8, II,4, 529-546

D

- Daoudi, L., Deconinck, J. F., Witam, O. & Rey, J. (1995)** : Impact des variations du niveau marin sur les argiles : exemple du Crétacé inférieur du bassin d'Essaouira (Maroc). *C.R. Acad. Sci., Paris*, 320, II, 707-711
- Dardeau, G., Fortwengler, D., Graciansky, P. C. de, Jacquin, T., Marchand, D. & Martinod, J. (1990)** : Halocinèse et jeu de blocs dans les Baronnies : diapirs de Propiac, Montaulieu, Concordet (département de la Drôme, France). *Bull. Centre Rech. Explor. Prod. Elf Aquitaine*, 14, 1, 111-159
- Dardeau, G. & Graciansky, P. C. de. (1990)** : Halocinèse et rifting téthysien dans les Alpes-Maritimes (France). *Bull. Centre Rech. Explor. Prod. Elf Aquitaine*, 14, 2, 443-464
- Dardeau, G., Marchand, D. & Fortwengler, D. (1994)** : Tectonique synsédimentaire et variations du niveau marin pendant le dépôt de la formation des Terres Noires (Callovien supérieur - Oxfordien moyen ; bassin du Sud-Est, France). *C. R. Acad. Sci., Paris*, 319, 559-565
- Darsac, C. (1983)** : La plate-forme berriasio-valanginienne du Jura méridional aux massifs subalpins (Ain, Savoie). Sédimentologie, minéralogie, stratigraphie, paléogéographie, micropaléontologie. Thèse Univ. Grenoble, 319 p.
- Dauphin, L. (1997)** : Outils de corrélations dans l'Aptien du Bassin Subalpin. Mém. D.E.A, Ecole des Mines Paris, 63 p.
- Dauphin, L. (2002)** : Litho-, bio- et chronostratigraphie comparées dans le bassin vocontien à l'Aptien. Thèse Univ. Lille, 516 p.
- Dauphin, L., Beaudoin, B. & Friès, G. (1998)** : Niveaux de cendres volcaniques (bentonites) aptiens dans le Sud-Est de la France. *2^{ème} Congrès Français de Stratigraphie, Strati 2000*, Paris, 66
- Dauphin, L., Beaudoin, B., Friès, G. & Zimmerle, W. (1998)** : Corrélations de cendres volcaniques (bentonites) aptiennes, dans le Bassin du Sud-Est de la France et en Europe du Nord. *Réunion spécialisée ASF-SGF: "argiles: sédimentologie, diagenèse, environnement"*, Lille, 30, 25-26
- Dauphin, L., Beaudoin, B. & Brulhet, J. (2000)** : Utilisation d'outils stratigraphiques très haute résolution: bentonites et rubanement (Aptien du sud-est de la France). *18^{ème} Réunion des Sciences de la Terre, Paris*, 114
- Dearing, J. (1999)** : Magnetic susceptibility - In: J.Walden, F. Oldfield & J. Smith, Environmental magnetism. A practical guide. *Quaternary Research Association*, 6, 35-62
- Debrabant, P. & Chamley, H. (1982)** : Influences océaniques et continentales dans les premiers dépôts de l'Atlantique Nord. *Bull. Soc. géol. Fr.*, (7), 24, (3), 473-486
- Debrand-Passard, S., Delance, J.H., Lorenz, J. & Marchand, D. (1978)** : Le Callovien supérieur et l'Oxfordien inférieur dans les départements du Cher et de l'Allier. Précisions stratigraphiques, paléogéographiques et paléobiogéographiques. *Bull. B.R.G.M.*, (2), 1, 4, 317-331.
- Debrand-Passard, S., Enay, R., Rioult, M., Cariou, E., Marchand & D., Menot J.C. (1980)** : Jurassique supérieur - In : C. Mégnien and F. Mégnien, Synthèse géologique du Bassin de Paris, vol.II: stratigraphie et paléogéographie, *Mém. B.R.G.M.*, 101, 195-253
- Debrand-Passard, S., Courbouleix, S. & Lienhardt, M. J. (1984)** : Synthèse géologique du Sud-Est de la France. *Mém. BRGM*, 614 p.
- Debrabant, P., Chamley, H., Deconinck, J. F., Recourt, P. & Trouiller, A. (1992)** : Clay sedimentology, mineralogy and chemistry of Mesozoic sediments drilled in the Northern Paris Basin. *Scientific Drilling*, 3, 138-152
- Decommer, H. (1981)** : Etude palynoplantologique et cadre sédimentologique du Jurassique et du Crétacé du Nord de la France. Thèse Univ. Lille, 232 p.
- Decommer, H. & Chamley, H. (1981)** : Environnements mésozoïques du Nord de la France, d'après les données d'argiles et du palynoplancton. *C. R. Acad. Sci., Paris*, 293, II, 695-698
- Deconinck, J. F. (1984)** : Sédimentologie et diagenèse des minéraux argileux du Jurassique supérieur-Crétacé dans le Jura méridional et le domaine subalpin (France - Sud-Est). Comparaison avec le domaine atlantique Nord. Thèse Univ. Lille, 150 p.
- Deconinck, J. F. (1987)** : Identification de l'origine détritique ou diagénétique des assemblages argileux: le cas des alternances marno-calcaires du Crétacé inférieur subalpin. *Bull. Soc. Géol. Fr.*, 8, 3, 139-145
- Deconinck, J. F. (1992)** : Sédimentologie des argiles dans le Jurassique-Crétacé d'Europe occidentale et du Maroc. Thèse Etat, Univ. Lille, 248 p.
- Deconinck, J. F. (1993)** : Minéralogie des argiles des sédiments carbonatés profonds d'âge Thitonique-Berriasien du Bassin vocontien (SE de la France) : relation avec la stratigraphie séquentielle. *Bull. Centre Rech. Explor. Prod. Elf Aquitaine*, 17, 1, 223-234
- Deconinck, J. F. & Debrabant, P. (1985)** : Diagenèse des argiles dans le domaine subalpin: rôles respectifs de la lithologie, de l'enfouissement, et de la surcharge tectonique. *Rev. Géol. Dyn. Géogr. Phys.*, 26, 5, 321-330

- Deconinck, J. F., Strasser, A. & Debrabant, P. (1988)** : Formation of illitic minerals at surface temperatures in Purbeckian sediments (Lower Berriasian, Swiss and French Jura). *Clay minerals*, 23, 91-103
- Deconinck, J. F., Amédéo, F., Desprairies, A., Juignet P. & Robaszynski, F. (1991)** : Niveaux repères de bentonite d'origine volcanique dans les craies du Turonien du Boulonnais et de Haute-Normandie. *C.R. Acad. Sci., Paris*, 312, série II, 897-903
- Deconinck, J. F. & Chamley, H. (1995)** : Diversity of smectite origins in Late Cretaceous sediments: example of chalks from northern France. *Clay Minerals*, 30, 365-379
- Deconinck, J. F., Amédéo, F., Robaszynski, F., Pellenard, P. & Récourt, P. (2000)** : Influences détritiques et volcaniques sur la minéralogie de la fraction argileuse des formations crayeuses traversées par le forage de Poigny (projet craie 700). Résultats préliminaires. *Bull. Inf. Bass. Paris*, 37, 2, 107-111
- Deconinck, J.F., Gillot, P.Y., Steinberg, M., & Strasser, A. (2001)** : Syn-depositional, low temperature illite formation at the Jurassic-Cretaceous boundary (Purbeckian) in the Jura Mountains (Switzerland and France): K/Ar and $\delta^{18}\text{O}$ evidence. *Bull. Soc. géol. France*, 172, 3, 343-348.
- Delavenna, M. F. (1990)** : Le Jurassique du forage de Sancerre-Couy (programme Géologie profonde de la France, Cher) : minéralogie, propriétés physiques et matière organique. Thèse Univ. Paris-Sud Orsay, 195 p.
- Dercourt, J., Zonenshain, P., Ricou, L. E., Kazmin, G. V., Pichon, X. L., Knipper, A. L., Grandjacquet, C., Sborshchikov, I. M., Boulin, J., Sorokhtin, O., Geysant, J., Lepvrier, C., Biju-Duval, B., Sibuet, J. C., Savostin, L. A., Westphal, M. & Lauer, J. P. (1985)** : Présentation de 9 cartes paléogéographiques au 1/20 000 000 ème s'étendant de l'Atlantique au Pamir pour la période du Lias à l'Actuel. *Bull. Soc. géol. Fr.*, 8, I, 5, 637-652
- Desmaison, Y. (1985)** : Halocinèse d'âge jurassique dans les Baronnies. La liaison avec la genèse du bassin. Thèse Univ. Paris VI, 167 p.
- Desmaison, Y. L., Nicot, E. & Guilhaumou, N. (1988)** : Le matériel triasique inséré dans les Terres Noires: arguments pétrographiques pour une halocinèse précoce dans la région de Buis-les-Baronnies. *Bull. Soc. géol. Fr.*, 8, IV, 5, 759-770
- Diastrata (1997)** : Synthèse des études sur les terrains d'âge jurassique. Rapport interne ANDRA, D RP 0DIA 97 001
- Diersche, V. (1980)** : Die Radiolarite des Oberjura im Mittelabschnitt der Nördlichen Kalkalpen. *Geotektn Forsch*, 58, 1-217
- Diessel, C. F. K. (1985)** : Tuffs and tonsteins in the coal measures of New South Wales, Australia. *Congrès international de stratigraphie et de géologie du Carbonifère*, Madrid, Espagne, 197-210
- Dong, H., Fredrickson, J. K., Kennedy, D. W., Zachara, J., Kukkadapu, R. K. & Onstott, T. C. (2000)** : Mineral transformation associated with the microbial reduction of magnetite. *Chemical geology*, 169, 299-318
- Doré, A. G., Lundin, E. R., Jensen, L. N., Birkeland, O., Eliassen, P. E. & Fichler, C. (1999)** : Principal tectonic events in the evolution of the northwest European Atlantic margin-In: J. Fleet, S.A.R. Boldy, Petroleum geology of Northwest Europe, *Geological Society of London*, vol.I, 41-62
- Dromart, G. (1986)** : Faciès grumeleux, noduleux et cryptalgaires des marges jurassiques de la Téthys nord-occidentale et de l'Atlantique Central: genèse, paléoenvironnements et géodynamiques associées. Thèse Univ. Lyon, 162 p.
- Dromart, G. (1989)** : Deposition of Upper Jurassic fine-grained limestones in the western Subalpine Basin, France. *Palaeogeogr., Palaeoclimat., Palaeoecol.*, 69, 23-43
- Dromart, G., Allemand, P., Garcia, J. P. & Robin, C. (1996)** : Variation cyclique de la production carbonatée au Jurassique le long d'un transect Bourgogne-Ardèche, Est-France. *Bull. Soc. géol. Fr.*, 167, 3, 423-433
- Dugué, O. (1989)** : Géodynamique d'une bordure de massifs anciens - La bordure occidentale du bassin Anglo-Parisien au Callovo-Oxfordien - Pulsations épirogéniques et cycles eustatiques. Thèse Univ. Caen, 593 p.
- Dugué, O. (1990)** : Transits argileux à l'Ouest du bassin anglo-parisien, au callovo-oxfordien : discrimination des apports armoricains et externes. *C. R. Acad. Sci., Paris*, 311, II, 159-165
- Dugué, O. (1991)** : Comportement d'une bordure de massifs anciens et cortèges de minéraux argileux : l'exemple de la bordure occidentale du Bassin Anglo-Parisien au Callovo-Oxfordien. *Palaeogeog., Palaeoclimat., Palaeoecol.*, 81, 323-346
- Dugué, O. (1995)** : Séismes dans le Jurassique supérieur du Bassin anglo-Parisien (Normandie, Oxfordien supérieur, Calcaire gréseux de Hennequeville). *Sedim. Geol.*, 99, 73-93
- Dunoyer de Segonzac, G. (1969)** : Les minéraux argileux dans la diagenèse. Passage au métamorphisme. *Mém. Serv. Carte géol. Als. Lorr.*, 29, 320 p.
- Dupuy, C. & Dostal, J. (1984)** : Trace element geochemistry of some continental tholeiites. *Earth and Plan. Sci. Letters*, 67, 61-69
- Durand, J. & Guillocheau, F. (1984)** : La sédimentation de tempêtes dans le Paléozoïque ouest-armoricain. *Livret guide A.S.F.*, 86 p.

- Durand-Delga, M., Rieuf, M. & Vanossi, M. (1981)** : Considérations sur la marge continentale européenne des Alpes ligures à la Corse (Briançonnais interne et Prépiémontais). *C. R. Acad. Sci., Paris*, 292, II, 83-90
- Dymond, J., Collier, R., McManus, J., Honjo, S. & Manganini, S. (1997)** : Can the aluminium and titanium contents of ocean sediments be used to determine the paleoproductivity of the oceans? *Paleoceanography*, 12, 586-593.

E

- Elie, M., Landais, P. & Fauvel, P. J. (1999)** : Cinétique de transformation des biomarqueurs pour la détermination de la paléotempérature maximale des sédiments du Callovo-Oxfordien du site de l'Est. *Journées scientifiques ANDRA*, 1, Nancy
- Ellwood, B.B., Balsam, W., Burkart, B., Long, G.J., & Buhl, M.L., (1986)** : Anomalous magnetic properties in rocks containing the mineral siderite: palaeomagnetic implications. *Jour. Geoph. Research*, 91, 12779-12790
- Ellwood, B. B., Chrzanowski, T. H., Hrouda, F., Long, G. J. & Buhl, M. L. (1988)** : Siderite formation in anoxic deep-sea sediments: a synergetic bacterially controlled process with important implications in paleomagnetism. *Geology*, 16, 980-982
- Elmi, S. (1984)** : Bordure vivaro-cévenole du Massif Central- In : Debrand-Passart *et al.*, Synthèse géologique du Sud-Est de la France, *Mém. B.R.G.M.*, Orléans, vol. 125, 143-146
- Emmanuel, L. (1993)** : Apport de la géochimie des carbonates à la stratigraphie séquentielle. Application au Crétacé inférieur du domaine vocontien. Thèse Univ. Paris VI, 191 p.
- Enay, R. & Boullier, A. (1981)** : L'âge du complexe récifal des côtes de Meuse entre Verdun et Commercy et la stratigraphie de l'Oxfordien dans l'Est du bassin de Paris. *Geobios*, 14, 727-771
- Enay, R., Bodeur, Y., Contini, D. & Peybernes, B. (1984)** : Paléogéographie: chapitre Jurassique supérieur - In: R. Enay, S. Courbouleix & M-J Lienhardt, Synthèse géologique du Sud-Est de la France, *Mém. B.R.G.M.*, Orléans, vol.125
- Enay, R., Contini, D. & Boulier, A. M. (1988)** : Le Séquanien de Franche-Comté (Oxfordien supérieur) : datations et corrélations nouvelles, conséquences sur la paléogéographie et l'évolution du Jura et des régions voisines. *Eclogae géol. Helv.*, 81, 295-363
- Enay, R., Cariou, E., Bellion, Y., Guiraud, R., Mangold, C. & Thierry, J. (1993)** : Callovian palaeoenvironments - In : J. Dercourt, L.E Ricou, and B. Vrielynck, Atlas tethys palaeoenvironmental maps. BEICIP-FRANLAB, Rueil-Malmaison
- ENSG (1995)** : Mesure de propriétés physiques d'échantillons de Haute-Marne. Rapport interne ANDRA, BRP 0ENG 95-007, (F. Homand, F. Villieras)
- ERM (1994)** : Techniques et protocoles analytiques utilisés par la société E.R.M., Rapport interne ANDRA, 94 073 JC 283
- ERM (1995)** : Caractérisation d'échantillons d'argiles du forage HTM 102, Rapport interne ANDRA, 6BH RP ERM 95 001
- ERM (1995)** : Caractérisation d'échantillons d'argiles du forage MSE 101, Rapport interne ANDRA, 6BM RP ERM 95-004
- ERM (1995)** : Etude minéralogique approfondie d'échantillons d'argile du forage HTM 102, Rapport interne ANDRA, 6BH RP ERM 95 008
- ERM (1996)** : Caractérisation d'échantillons d'argiles du forage EST103, Rapport interne ANDRA, B RP 0ERM 96-003
- Erwin, D. H. & Vogel, T. A. (1992)** : Testing for causal relationships between large pyroclastic volcanic eruptions and mass extinctions. *Geophysical Research Letters*, 19, 893-896
- Eslinger, E., & Peaver, D., (1988)** : Clay minerals for petroleum geologists and engineers (chap. 5: shale diagenesis). *SEPM Short course 22*, Tulsa, U.S.A, 5.1-5.46
- Espitalié, J., Deroo, G. & Marquis, F. (1985)** : La pyrolyse rock-eval et ses applications. *Rev. Inst. Fr. Pétrole*, 40, 41

F

- Ferry, S. (1979)** : Alternances marno-calcaires: comparaison du contenu minéralogique et faunique des bancs et interbancs dans le Barrémien Vocontien (SE de la France). *7^{ème} Réunion Sciences Terre, Lyon, Ed. Société géol. France*, p.189

- Fierstein, J., & Nathenson, M., (1992)** : An other look at the calculation of fallout tephra volumes. *Bull. Vol.*, 54, 156-167
- Fily, G. & Rioult, M. (1980)** : Normandie et Maine, chapitre Jurassique moyen - In: J. Thierry, Synthèse géologique du Bassin de Paris, *Mém. B.R.G.M.*, Orléans, vol.101, 145-150
- Fisher, R. V. & Schmincke, H. U. (1984)** : Pyroclastic rocks. Springer-Verlag, 472 p.
- Floquet, M., Laurin, B., Laville, P., Marchand, D., Menot, J. C., Pascal, A. & Thierry, J. (1989)** : Les systèmes sédimentaires bourguignons d'âge Bathonien terminal-Callovien. *Bull. Centre Rech. Explor. Prod. Elf Aquitaine*, 13, 1, 133-165
- Formoso, M. L. L., Calarge, L. M., Garcia, A. J. V., Alves, D. B., Gomes, M. E. B. & Misusaki, A. M. (1997)** : Permian tonsteins from the Parana Basin, Rio Grande do Sul, Brazil. *Conference Clays for our future*, Ottawa, Ontario, Canada, 613-621
- FORPRO, G. (2001)** : Evaluation diagénétique des formations argileuses très imperméables de l'Est du Gard. Rapport FORPRO, 98/IV rapport 2001/04, (N. Clauer *et al.*)
- Fortwengler, D. (1989)** : Les "Terres Noires" d'âge Callovien supérieur à Oxfordien moyen des chaînes subalpines du Sud (Diois, Barronies, Dévoluy): nouvelles données biostratigraphiques. *C. R. Acad. Sci., Paris*, 308, II, 531-536
- Fortwengler, D. & Marchand, D. (1994)** : Nouvelles unités biochronologiques de la zone à Mariae (Oxfordien inférieur). *Geobios*, M.S., 17, 203-209
- Fortwengler, D., Marchand, D. & Bonnot, A. (1997)** : Les coupes de Thuoux et de Savormon (SE de la France) et la limite Callovien-Oxfordien. *Geobios*, 30, 4, 519-540
- Fourcade, S., Buschaert, S., Cathelineau, M., Aranyosy, J. F., Lavastre, V. & Javoy, M. (1999)** : Cimentation/colmatage de la porosité et des discontinuités dans les sédiments (argilites et calcaires) de la série mésozoïque (Bathonien - Kimméridgien) du site de l'Est (Haute-Marne, Meuse). *Journées scientifiques ANDRA*, Nancy, 1
- Frakes, L. A., Francis, J. E. & Syktus, J. I. (1992)** : Climate modes of the Phanerozoic. Cambridge University, 274 p.
- Friès, G. (1987)** : Dynamique du bassin subalpin méridional de l'Aptien au Cénomanién. Thèse Ecole des Mines, Paris, 370 p.
- Fritz, W. J. & Vanko, D. A. (1992)** : Geochemistry and origin of a black mudstone in a volcanoclastic environment, Ordovician Lower Rhyolitic Tuff Formation, North Wales, UK. *Sedimentology*, 39, 663-674
- Furnes, H., Elvsborg, A. & Malm, O. A. (1982)** : Lower and Middle Jurassic alkaline magmatism in the Egersund sub-basin, North Sea. *Marine Geology*, 46, 53-69

G

- Gaidon, J. L. (1988)** : Minéralisation et structuration d'une marge continentale passive : L'exemple des concrétions tubulaires du Bassin Subalpin (Callovien-Oxfordien). Thèse Univ., Lyon I, 222 p.
- Gaidon, J. L., Martin-Calle, S. & Boudeulle, M. (1988)** : Pyrite from concretion pipes in Mesozoic shales: mineralogical and chemical evidence of hydrothermal origin. *Marine Geology*, 84, 239-256
- Gaillard, C. (1983)** : Les biohermes à spongiaires et leur environnement dans l'Oxfordien du Jura méridional. *Doc. Lab. Géol. Lyon*, 90, 515 p.
- Gaillard, C., Bourseau, J. P., Boudeulle, M., Paillart, P., Rio, M. & Roux, M. (1985)** : Les pseudobiohermes de Beauvoisin (Drôme) : un site hydrothermal sur la marge téthysienne à l'Oxfordien? *Bull. Soc. géol. Fr.*, 8, 1, 66-78
- Gaillard, C. & Rolin, Y. (1988)** : Relation entre tectonique synsédimentaire et pseudobiohermes (Oxfordien de Beauvoisin-Drôme-France). Un argument supplémentaire pour interpréter les pseudobiohermes comme formés au droit des sources sous-marines. *C. R. Acad. Sci., Paris*, 307, 1265-1270
- Gaillard, C., Atrops, F., Marchand, D., Hanzo, M., Lathuilière, B., Bodeur, Y., Ruget, C., Nicollin, J. P. & Werner, W. (1996)** : Description stratigraphique préliminaire des faisceaux alternants de l'Oxfordien moyen dans le bassin dauphinois (Sud-Est de la France). *Géologie de la France*, 1, 17-24
- Gall, J. C. (1983)** : Ancient sedimentary environments and the habitats of living organisms - Introduction to palaeoecology. Springer-verlag, 219 p.
- Galloway, W. E. (1989)** : Genetic stratigraphic sequences in bassin analysis: architecture and genesis of flooding surface bounded depositional units. *Am. Assoc. Petrol. Geol. Bull.*, 73, 125-142
- Garcia, J. P. (1993)** : Les variations du niveau marin sur le Bassin de Paris au Bathonien-Callovien, impact sur les communautés benthiques et sur l'évolution des Ormithellidés (Terebratellidina). *Mém. Géol. Univ. Dijon*, 17, 307 p.

- Garcia, J. P. & Dromart, G. (1997)** : The validity of two biostratigraphic approaches in sequence stratigraphic correlations: brachiopod zones and marker-beds in the Jurassic. *Sedimentary Geology*, 114, 55-79
- Garcia, J. P., Dromart, G., Guillocheau, F., Allemand, P., Gaumet, F., Robin, C. & Sambet, G. (1996)** : Bathonian-Callovian Paris Basin-Subalpine Basin intercorrelations along an Ardennes-Ardèche cross-section. *C. R. Acad. Sci., Paris*, 323, II, 697-703
- Gaumet, F. (1997)** : Fondements géologiques pour la modélisation stratigraphique des systèmes carbonatés. Le Jurassique moyen de l'Angleterre à la Méditerranée. Thèse Univ., Lyon I, 307 p.
- Gaumet, F., Garcia, J. P., Dromart, G. & Sambet, G. (1996)** : Contrôle stratigraphique des faciès, géométries et profils de dépôt de la plate-forme carbonatée bourguignonne au Bathonien-Callovien. *Bull. Soc. géol. Fr.*, 167, 3, 409-421
- Geister, J. & Lathuilière, B. (1991)** : Jurassic Coral Reefs of the Northeastern Paris Basin (Luxembourg and Lorraine). *International Symposium on fossil cnideria including Archaeocyatha and Porifera. Excursion Guidebook*, Münster, A3, 112
- Gely, J. P., Lorenz, C. & Lorenz, J. (1996)** : Les terrains jurassiques du sondage de Couy (Cher, France). Leur analyse séquentielle détaillée à partir de la description des carottes et des courbes diagraphiques. *Rev. Inst. Fr. Pétrole*, vol. 51, n°3
- Govindaraju, K. (1994)** : Compilation of working values and sample descriptions from 383 geostandards. *Geostandards Newsletter*, 18, special Issue, 16
- Graciansky, P. C. de, Dardeau, G., Lemoine, M. & Tricart, P. (1988)** : De la distension à la compression : l'inversion structurale dans les Alpes. *Bull. Soc. géol. Fr.*, 8, IV, 5, 779-785
- Graciansky, P. C. de, Dardeau, G., Bodeur, Y., Elmi, S., Fortwengler, D., Jacquin, T., Marchand, D. & Thierry, J. (1999)** : Les Terres Noires du Sud-Est de la France (Jurassique moyen et supérieur) interprétation en termes de stratigraphie séquentielle. *Bull. Centre Rech. Explor. Prod. Elf Aquitaine*, 22, 1, 35-69
- Gradstein, F. M., Agterberg, F. P., Ogg, J. G., Hardenbol, J., Veen, P. V., Thierry, J. & Huang, Z. (1995)** : A Triassic, Jurassic and Cretaceous time scale. *SEPM Special publication*, 54, 96-125
- Gregg, J. M. & Silbey, D. F. (1984)** : Epigenetic dolomitisation and the origin of xenotopic dolomite texture. *Journ. Sediment. Petrol.*, 54, 908-931
- Grim, R. E. & Güven, N. (1978)** : Bentonites: geology, mineralogy, properties and use. Development in sedimentology. Elsevier, Amsterdam, vol 24, 256 p.
- Guilhaumou, N. & Gaulier, J. M. (1991)** : Détermination des paléotempératures dans les roches-mères du Bassin de Paris: Etude d'inclusions fluides et implications pour l'histoire thermique du bassin. *C. R. Acad. Sci., Paris*, 313, II, 773-780
- Guilhaumou, N., Touray, J. C., Perthuisot, V. & Roure, F. (1996)** : Paléocirculation in the basin of southeastern France sub-alpine range : a synthesis from fluid inclusions studies. *Marine and Petroleum Geology*, 13, 6, 695-706
- Guillocheau, F. (1991)** : Mise en évidence de grands cycles transgression-régression d'origine tectonique dans les sédiments mésozoïques du Bassin de Paris. *C. R. Acad. Sci., Paris*, 312, II, 1587-1593
- Guillocheau, F., et al., (2000)** : Meso-Cenozoic geodynamic evolution of the Paris Basin: 3D stratigraphic constraints. *Geodynamica acta*, 13, 189-246
- Güven, N. (1988)** : Smectites - In: S.W Bailey, Hydrous phyllosilicates, Reviews in Mineralogy, *Mineral. Soc. Am.*, vol 19, 497-559
- Gygi, R. A. (1981)** : Oolitic iron formations: marine or not marine? *Eclogae geol. Helv.*, 74/1, 233-254
- Gygi, R. (1986)** : Eustatic sea level changes of the Oxfordian (Late Jurassic) and their effect documented in sediments and fossil assemblages of an epicontinental sea. *Eclogae geol. Helv.*, 79, 455-491
- Gygi, R. & Persoz, F. (1986)** : Mineralostratigraphy, litho- and biostratigraphy combined in correlation of the Oxfordian (Late Jurassic) formations of the Swiss Jura range. *Eclogae geol. Helv.*, 79, 2, 385-454

H

- Habrant, N., (1998)** : Zonation biologique et morphologie des coraux de l'Oxfordien de Bonnevaux-le-Prieuré (Jura). DEA Pal. & Sed., Lyon, 44 p.
- Hallam, A. (1975)** : Jurassic environments. Cambridge university Press, 269 p.
- Hallam, A. (1984)** : Continental humid and arid zones during the Jurassic and Cretaceous. *Palaeogeogr., Palaeoclimat., Palaeoecol.*, 47, 195-223
- Hallam, A. (1998)** : The determination of Jurassic environments using palaeoecological methods. *Bull. Soc. géol. Fr.*, 169, 5, 681-687

- Hallam, A. (2001) : A review of the broad pattern of Jurassic sea-level changes and their possible causes in the light of current knowledge. *Palaeogeogr., Palaeoclimat., Palaeoecol.*, 167, 23-37
- Hallam, A. & Sellwood, B. W. (1968) : Origin of Fullers' earth in the Mesozoic of southern England. *Nature*, 220, 1193-1195
- Hallam, A., Grose, J. A. & Ruffell, A. H. (1991) : Paleoclimatic significance of changes in clay mineralogy across the Jurassic-Cretaceous boundary in England and France. *Palaeogeogr., Palaeoclimat., Palaeoecol.*, 81, 173-187
- Haq, B. U., Hardenbol, J. & Vail, R. (1987) : Chronology of fluctuating sea levels since the Triassic. *Science*, 235, 1156-1167
- Harland, W.B., Armstrong, R.L., Cox A.V., Craig, L.E., Smith, A.G., and Smith, D. G. (1990) : A geologic time scale 1989. Cambridge, Cambridge university Press, 265 p.
- Hay, R. L. & Guldman, S. G. (1987) : Diagenetic alteration of silicic ash in Searles lakes, California. *Clays and clay Minerals*, 35, 6, 449-457
- Haynes, J. T., Melson, W. G. & Kunk, M. J. (1995) : Composition of biotite phenocrysts in Ordovician tephra casts doubt on the proposed trans-Atlantic correlation of the Millbrig K-bentonite (United States) and the Kinnekulle K-bentonite (Sweden). *Geology*, 23, 9, 847-850
- Hayward, A. B. (1984) : Hemipelagic chalks in a clastic submarine fan sequence: Miocene SW Turkey-In: D.A.V Stow, D.J.W Piper, Fine-grained sediments: deep-water processes and facies, *Geological Society, Special publication*, vol 15, 453-467
- Hein, J.R., & Scholl, D.W. (1978) : Diagenesis and distribution of late Cenozoic volcanic sediment in the southern Bering Sea. *Geol. Soc. Am. Bull.*, 89, 197-210
- Hesselbo, S. P. (2000) : Late Triassic and Jurassic: disintegrating Pangea- In: N. Woodcock & R. Strachan, Geological history of Britain and Ireland, Blackwell, Oxford
- Hesselbo, S. P. & Palmer T.J, (1992) : Reworked early diagenetic concretions and the bioerosional origin of a regional discontinuity within British Jurassic marine mudstones. *Sedimentology*, 39, 1045-1065
- Hoffman, J. & Hower, J. (1979) : Clay mineral assemblages as low grade metamorphic geothermometers: application to the thrust faulted disturbed belt of Montana, USA - In : P.A Scholle & P.R Schluger, Aspects of diagenesis, *SEPM Spec. Pub.*, vol 26, 55-79
- Holtzapffel, T., (1985) : Les minéraux argileux. Préparation. Analyse diffractométrique et détermination. *Mém. Soc. géol. Nord*, 12, 136 p.
- Hounslow, M.W., (1997) : Significance of localized pore pressure to the genesis of septarian concretions. *Sedimentology*, 44, 1133-1147
- Hower, J., Eslinger, E. V., Hower, M. & Perry, E. (1976) : Mechanism of burial metamorphism of argillaceous sediments: 1. Mineralogical and chemical evidence. *Geol. Soc. Am. Bull.*, 87, 725-737
- Howitt, F., Aston, E. R. & Jacqué, M. (1975) : The occurrence of Jurassic volcanics in the North Sea. Petroleum and the continental shelf of north-west Europe, 1, Geology, Applied science publishers LTD, 1, 379-386
- Hudson, J.D., Coleman, M.L., Barreiro, B.A., & Hollingworth, T.J., (2001) : Septarian concretions from the Oxford Clay (Jurassic, England, U.K) : involvement of original marine and multiple external pore fluids. *Sedimentology*, 48, 507-531
- Huff, W.D., (1983) : Correlation of Middle Ordovician K-bentonites based on chemical fingerprinting. *Journ. of Geol.*, 91, 657-669
- Huff, W.D., & Turkmenoglu A.G., (1981) : Chemical characteristics and origin of Ordovician K-bentonites along the Cincinnati arch. *Clays and clay minerals*, 29, 113-123
- Huff, W. D. & Kolata, D. R. (1990) : Correlation of the Ordovician Deicke and Millbrig K-bentonites between the Mississippi valley and the southern Appalachians. *Am. Assoc. Petrol. Geol. Bull.*, 74, 11, 1736-1747
- Huff, W. D., Bergstrom, S. & Kolata, D. R. (1992) : Gigantic Ordovician volcanic ash fall in North America and Europe: Biological, tectonomagmatic, and event-stratigraphic significance. *Geology*, 20, 875-878
- Huff, W. D., Merriman, R. J., Morgan, D. J. & Roberts, B. (1993) : Distribution and tectonic setting of Ordovician K-bentonites in the United Kingdom. *Geol. Mag.*, 130, 1, 93-100
- Huff, W. D., Kolata, D. R., Bergström, S. M. & Zhang, Y. S. (1996) : Large-magnitude Middle Ordovician volcanic ash falls in North America and Europe: dimensions, emplacement and post-emplacement characteristics. *Journ. of Volc. and Geoth. Research*, 73, 285-301

I

- Imbert, T. & Desprairies, A. (1987) : Neof ormation of halloysite on volcanic glass in a marine environment. *Clays Minerals*, 22, 179-185

- Inoue, A., Bouchet, A., Velde, B. & Meunier, A. (1989) : Convenient technique for estimating smectite layer percentage in randomly interstratified illite/smectite minerals. *Clays and Clay Minerals*, 37, 227-234
- Insalaco, E., Hallam, A. & Rosen, B. (1997) : Oxfordian (Upper Jurassic) corals reefs in Western Europe: reef types and conceptual depositional models. *Sedimentology*, 44, 707-734

J

- Jacquin, T. & Thiry, M. (1989) : Clay distribution related to rift activity and sea level fluctuations in the Mesozoic of the Atlantic Ocean. *9th Int. Clay Conf., Strasbourg*, 188 p.
- Jacquin, T., Dardeau, G., Durlet, C., Graciansky, P. C. de & Hantzpergue, P. (1998) : The North Sea cycle: An overview of 2nd order transgressive/regressive facies cycles in Western Europe. *SEPM Special publication*, 60, 445-466
- Jan du Chêne, R., (1995) : Etude palynostratigraphique d'échantillons de carottes jurassiques des sondages HTM 102 et MSE 101. Rapport interne ANDRA, B RP OJDC 95 001
- Jean, C. V., Merriman, R. J. & Mitchell, J. G. (1977) : Origin of Middle Jurassic and Lower Cretaceous fuller's earths in England. *Clay Minerals*, 12, 11-44
- Jean, C. V., Merriman, R. J., Mitchell, J. G. & Bland, D. J. (1982) : Volcanic clays in the Cretaceous of southern England and northern Ireland. *Clay Minerals*, 17, 105-156
- Jean, C. V., Wray, D. S., Merriman, R. J. & Fisher, M. J. (2000) : Volcanogenic clays in Jurassic and Cretaceous strata of England and the North Sea Basin. *Clay Minerals*, 35, 25-55
- Jean, C.V., Mitchell, J.G., Fisher, M.J., Wray D.S & Hall, I.R., (2001) : Age, origin and climatic signal of English Mesozoic clays based on K/Ar signature. *Clays and Clay Minerals*, 36, 515-539
- Jenkyns, H. C. (1970) : Submarine volcanism and the Toarcian Iron pisolites of Western Sicily. *Eclogae Geol. Helv.*, 63, 549-572
- Jones, C. E., Jenkyns, H. C., Coe, A. L. & Hesselbo, S. P. (1994) : Strontium isotopic variations in Jurassic and Cretaceous seawater. *Geoch. and Cosmoch. Acta*, 58, 3061-3074

K

- Kennett, J. P. (1982) : Marine Geology. Prentice-Hall, Englewood Cliffs, 813 p.
- Kiipli, T., Kiipli, E., & Kallaste, T., (1997) : Metabentonite composition related to sedimentary facies in the Lower Silurian of Estonia. *Proc. Estonian Acad. Sci., geol.*, 46, 2, 93-104
- King, J. W. & Charnell, J. E. T. (1991) : Sedimentary magnetism, environmental magnetism, and magnetostratigraphy. *Reviews of geophysics supplement*, 358-370
- Klecka, W.R (1981) : Discriminant analysis - In : N.H. Nie, C.H. Hull, J.G. Jenkyns, K. Steinbrenner and D.H. Bent, Statistical package for the social science (2nd eds.), SPSS, New-York, Macgraw-hill, 434-467
- Knox, O. B. R. W. (1977) : Upper Jurassic pyroclastic rocks in Skye, West Scotland. *Nature*, Londres, 265, 323-324
- Kolata, D. R., Frost, J. K. & Huff, W. D. (1987) : Chemical correlation of K-bentonite beds in the Middle Ordovician Decorah Subgroup, Upper Mississippi Valley. *Geology*, 15, 208-211
- Kolata, D. R., Huff, W. D. & Bergström, S. M. (1996) : Ordovician K-bentonites of Eastern North America. Special paper, *Geological Society of America*, 313, 84
- Konta, J. (1986) : Textural variation and composition of bentonite derived from basaltic ash. *Clays and Clay Minerals*, 34, 3, 257-265
- Kreisa, R. D. (1981) : Storm-generated sedimentary structures in subtidal marine facies with examples from the Middle and Upper Ordovician of southwestern Virginia. *Journ. Sediment. Petrol.*, 51, 823-848
- Kübler, B. (1964) : Les argiles indicateurs du métamorphisme. *Rev. Inst. franç. Pétrole*, 19, 1093-1113
- Kuehl, S. A., Hariu, T. M., Sanford, M. W., Nittrouer, C. A. & DeMaster, D. J. (1991) : Millimeter-Scale sedimentary structure of fine-grained sediments: exemples from continental margin environments - In : R.H. Bennett, W.R. Bryant, M.H. Hulbert, Microstructures of fine-grained sediments - from mud to shale, Springer-Verlag, 35-45

L

- Lacharpagne, J.C. (1986)** : Zuidwal 1 (ZU.1) Hollande, Etude géochimique du volcanisme. Rapport interne Elf-Aquitaine, EP/S/EXP/RAG/LAB.PAU n° 86/124RP
- Lamb, H.H., (1970)** : Volcanic dust in the atmosphere with a chronology and assessment of its meteorological significance. *Phil. Trans. Roy. Soc. London* A266, 425-533
- Lanson, B. (1990)** : Mise en évidence des mécanismes de transformation des interstratifiés illite/smectite au cours de la diagenèse. Thèse Univ. Paris, 366 p.
- Lanson, B. & Champion, D. (1991)** : The I/S-to-illite reaction in the late stage diagenesis. *Am. Journ. of Sci.*, 291, 473-506
- Lanson, B. & Meunier, A. (1995)** : Transformation des interstratifiés ordonnés (R=1) Illite-Smectite en Illite dans les séries diagénétiques - état des connaissances et perspectives. *Bull. Centre Rech., Explor. Prod. Elf Aquitaine*, 1 19, 149-165
- Latin, D. M., Dixon, J. E. & Fitton, J. G. (1990)** : Rift-related magmatism in the North Sea basin- In : D.H Blundell, A.D Gibbs, Tectonic evolution of the North Sea rifts, Clarendon Press, Oxford, 101-104
- Laviano, R. & Mongelli, G. (1996)** : Geochemistry and mineralogy as indicators of parental affinity for cenozoic bentonites: a case study from S. Croce di Magliano (southern Apennines, Italy). *Clay Minerals*, 31, 391-401
- Le Pichon, X., Bergerat, F., & Roulet, M.F., (1988)** : Plate kinematics and tectonics leading to the Alpine belt formation : a new analysis. *Geol. Soc. Am. Special Paper*, 218, 111-113
- Leat, P. T., Jackson, S. E., Thorpe, R. S. & Stillman, C. J. (1986)** : Geochemistry of bimodal basalt-sub-alkaline/peralkaline provinces within the southern British Caledonides. *Journ. Geol. Soc.*, 141, 259-273
- Lefrancois, A. (1995)** : Etude de la variabilité sédimentaire dans le Callovo-Oxfordien de la bordure ardennaise du Bassin Parisien. Thèse Univ. Lille, 377 p.
- Lefrancois, A., Marchand, D., Beaudoin, B., Chamley, H. & Trouiller, A. (1996)** : Contexte géodynamique au passage Callovien-Oxfordien dans le NNE du Bassin Parisien. *C. R. Acad. Sci., Paris*, 323, II a, 229 à 235
- Lemoine, M. (1978)** : Geological atlas of Alpine Europe. Elsevier scientific publishing company, 584 p.
- Lemoine, M. (1988)** : Des nappes embryonnaires aux blocs basculés : évolution des idées et des modèles sur l'histoire mésozoïque des Alpes occidentales. *Bull. Soc. géol. Fr.*, 8, IV, 5, 787-797
- Lemoine, M., Bas, M., Arnaud-Vanneau, A., Arnaud, H., Dumont, T., Gidon, M., Graciansky, P. C. d., Rudkiewick, J. L. & Tricard, P. (1986)** : The continental margin of Mesozoic Tethys in the Western Alps. *Marine and Petroleum Geology*, 3, 178-199
- Lemoine, M. and Graciansky, P. C. de (1988)** : Marge continentale téthysienne dans les Alpes. *Bull. Soc. géol. Fr.*, 8, IV,4, 598-797
- Levert, J. & Ferry, S. (1988)** : Diagenèse argileuse complexe dans le Mésozoïque subalpin révélée par cartographie des proportions relatives d'argiles selon des niveaux isochrones. *Bull. Soc. géol. Fr.*, 4, 1029-1038
- Lipiarski, I. (1997)** : Tonsteins of the Lower Namurian and Westphalian A and B of the Lower Silesian Coal Basin (Poland). *XIII International Congress on the Carboniferous and Permian*, 257-264
- Lipiarski, I. & Muszynski, M. (1997)** : Tonsteins of the Westphalian B from the Lublin Coal Basin (Poland). *XIII International Congress on the Carboniferous and Permian*, 267-272
- Lipman, P.W., & Mullineaux, D.R. (1981)** : The 1980 eruptions of Mount St Helens. *U.S. geol. Survey Prof. Paper* 1250, 1-844
- Loup, B. & Wildi, W. (1994)** : Subsidence analysis in the Paris Basin: a key to Northwest European intracontinental basins? *Basin Research*, 6, 159-177
- Lucas, G., Cros, P. & Lang, J. (1976)** : Les roches sédimentaires - Etude microscopique des roches meubles et consolidées. Vol. 2, Doin Paris, 503 p.
- Lyons, P.C., Krogh, T.E., Kwok, Y.Y. & Zodrow, E.L., (1997)** : U-Pb age of zircon crystals from the Upper banner tonsteins (Middle Pennsylvanian), Virginia: absolute age of the Lower Pennsylvanian-Middle Pennsylvanian boundary and depositional rates for the Middle Pennsylvanian, central Appalachian basin. *XIII International Congress on the Carboniferous and Permian*, 159-166

M

- Mackenzie, R. C. (1970)** : Differential thermal analysis of clays. 1. fundamental aspects. 2. Applications. Academic Press, New York, London

- MacRae, N. D., Nesbitt, H. W. & Kronberg, B. I. (1992)** : Development of a positive Eu anomaly during diagenesis. *Earth and Plan. Sci. Letters*, 109, 585-591
- Malm, O. A., Furnes, H. & Bjørlykke, K. (1979)** : Volcanoclastics of Middle Jurassic age in the Stafford oil-field of the North Sea. *Neues Jahrb. Geol. Paläontol. Mon.*, 10, 607-618
- Mangold, C., & Rioult, M., (1997)** : Bathonien - In : E. Cariou et P. Hantzpergue, Biostratigraphie du Jurassique Ouest-Européen et méditerranéen : zonations parallèles et distribution des invertébrés et microfossiles. *Bull. Centre Rech. Elf Explor. Prod*, 17, 440
- Manspeizer, W. (1988)** : Triassic-Jurassic rifting. Continental breakup and the origin of the Atlantic ocean and passive margins. Elsevier, 998 p.
- Marchand, D., Fortwengler, D., Dardeau, G., Graciansky, P. C. de & Jacquin, T. (1990)** : Les peuplements d'ammonites du Bathonien supérieur à l'Oxfordien moyen dans les Baronnies (bassin du Sud-Est, France) : comparaisons avec la plate-forme Nord-Européenne. *Bull. Centre Rech., Explor. Prod. Elf Aquitaine*, 14, 465-479
- Marchand, D. & Thierry, J. (1997)** : Enregistrement des variations morphologiques et de la composition des peuplements d'ammonites durant le cycle régressif/transgressif de 2^{ème} ordre Bathonien inférieur-Oxfordien inférieur en Europe occidentale. *Bull. Soc. géol. Fr.*, 168, 2, 121-132
- Martire, L. (1989)** : Analisi biostratigrafica e sedimentologica del Rosso Ammonitico Veronese dell'Altopiano di Asiago (VI). Thesis Univ.Torino, 166 p.
- Masclé, G., Arnaud, H., Dardeau, G., Debelmas, J., Delpech, P. Y., P Dubois, Gidon, M., Graciansky, P. C. de, Kerckhove, C. & Lemoine, M. (1988)** : Salt tectonics, Tethyan rifting and Alpine folding in the French Alps. *Bull. Soc. géol. Fr.*, 8, IV, 5, 747-758
- Mathieu, Y. & Velde, B. (1989)** : Identification of thermal anomalies using clay mineral composition. *Clay Minerals*, 24, 591-602
- Megnien, F. (1980)** : Synthèse géologique du Bassin de Paris. Lexique des noms de formations. *Mém. B.R.G.M.*, Vol. III, 103 p.
- Merriman, R. J. & Roberts, B. (1990)** : Metabentonites in the Moffat Shale Group, Southern Uplands of Scotland: geochemical evidence of ensialic marginal basin volcanism. *Geol. Mag.*, 127, 259-271
- Meunier, A., Proust, D. & Moreau, P. (1999)** : Geological significance of two smectite-rich beds from Lower Cenomanian sediments, northern Aquitaine basin, France. *Bull. Soc. géol. Fr.*, 170, 6, 873-882
- Miller, M. C., McCave, I. N. & Komar, P. D. (1977)** : Threshold of sediment motion under unidirectional currents. *Sedimentology*, 24, 507-527
- Millot, G. (1964)** : Géologie des argiles. Altération, sédimentologie, géochimie. Masson, Paris, 499 p.
- Mills, M. J., (2000)** : Volcanic aerosol and global atmospheric effects - In : H. Sigurdsson, Encyclopedia of Volcanoes, Acad. Press, 931-943
- Min, K., Renne, P. R. & Huff, W. D. (2001)** : ⁴⁰Ar/³⁹Ar dating of Ordovician K-bentonites in Laurentia and Baltoscandia. *Earth and Plan. Sci. Letters*, 185, 121-134
- Misik, M., (1995)** : Authigenic quartz crystals in the Mesozoic and paleogene carbonate rocks of the Western Carpathians. *Geologica Carpathica*, 46, 4, 227-239
- Molenaar, N., & de Jong, A.F.M. (1987)** : Authigenic quartz and albite in Devonian limestones : origin and significance. *Sedimentology*, 34, 623-640
- Molina, J. C., Ruiz-Ortiz, P. A. & Vera, J. A. (1997)** : Calcareous tempestites in pelagic facies (Jurassic, Betic Cordilleras, southern Spain). *Sedim. Geol.*, 109, 95-109
- Montenat, C. & Patillet, J. (1968)** : Septarias à hydrocarbures dans les "Terres Noires" d'Orpierre (Hautes-Alpes). *C. R. Acad. Sci., Paris*, 266, D, 1-3
- Moore D. M & Reynolds R. C. (1989)** : X-Ray diffraction and the identification and analysis of clay minerals, Oxford University Press, 332 p.
- Morad, S., Ros, L. F. D. & Al-Aasm, I. S. (1996)** : Origin of low $\delta^{18}O$, pre-compactional ferroan carbonates in the marine Sto Formation (Middle Jurassic), offshore NW Norway. *Marine and petroleum Geology*, 13, 2, 263-276
- Morgans-Bell, H. S., Coe, A. L., Hesselbo, S. P., Jenkyns, H. C., Weedon, G. P., Marshall, J. E. A., Tyson, R. V. & Williams, C. J. (2001)** : Integrated stratigraphy of the Kimmeridge Clay formation (Upper Jurassic) based on exposures and boreholes in south Dorset, UK. *Geol. Mag.*, 138, 5, 511-539
- Morton, A. C. & Knox, R. W. O. B. (1990)** : Geochemistry of late Palaeocene and early Eocene tephra from the North Sea Basin. *Journ. Geol. Soc.*, 147, 425-437
- Mosser-Ruck, R., Cathelineau, M. & Roubéuf, V. (1999)** : Stabilité thermique des sédiments callovo-oxfordiens du Bassin de Paris : comportement des argiles. *Journées scientifiques ANDRA*, Nancy, 1
- Mundil, R., Brack, P., Meier, M., Rieber, H., & Oberli, F. (1996)** : High resolution U-Pb dating of Middle Triassic volcanoclastics : Time-Scale calibration and verification of tuning parameters for carbonate sedimentation. *Earth and Plan. Sci. Letters*, 141, 137-151

N

Norris, M. & Hallam, A. (1995) : Facies variations across the Middle-Upper Jurassic boundary in Western Europe and the relationship to sea-level changes. *Paleogeogr., Paleoclimat., Palaeoecol.*, 116, 189-245

O

Obradovich, J. D. (1993) : A Cretaceous Time Scale- In: Caldwell, W.G.E. and Kauffman, E.G., Evolution of the Western Interior Basin, Geological Association Of Canada, special paper, vol. 39, 379-396

Odin, G. S. & Matter, A. (1981) : De glauconarium origine. *Sedimentology*, 28, 5, 611-641

Odin, S. & Odin, C., (1990). Echelle numérique des temps géologiques. *Géochronique*, 35, 12-20

Ogg, J. G., Robertson, A. H. F. & Jansa, L. F. (1983) : Jurassic sedimentation history of site 534 (western north Atlantic) and of the Atlantic-Tethys seaway. *Init. Rep. Deep Sea Drill. Proj.*, 76, 829-884

Ogihara, S. (2000) : Composition of clinoptilolite formed from volcanic glass during burial diagenesis. *Clays and Clay Minerals*, 48, 1, 106-110

P

Pacey, N. R. (1984) : Bentonites in the chalk of central eastern England and their relation to the opening of northeast Atlantic. *Earth and Plan. Sci. Letters*, 67, 48-60

Palfy, J., Parrish, R. R. & Smith, P. L., (1997) : A U-Pb age from the Toarcian (Lower Jurassic) and its use for time scale calibration through error analysis of biochronologic dating. *Earth and Plan. Sci. Letters*, 146, 659-675

Palfy, J., Smith, P. L., & Mortensen, J. K., (2000) : A U-Pb and ⁴⁰Ar/³⁹Ar time scale for the Jurassic. *Can. Journ. Earth Sci.*, 37, 923-944

Paquet, H. (1970) : Evolution géochimique des minéraux argileux dans les altérations et les sols des climats méditerranéens et tropicaux à saisons contrastées. *Mém. Serv. Carte Géol. Als-Lorr.*, 30, 212 p.

Pearce, J. A. (1982) : Trace element characteristics of lavas from destructive plate boundaries - In: R.S Thorpe, Andesites. Orogenic andesites and related rocks, J. Wiley and Sons, Chichester, 525-549

Pearce, J. A., Harris, N. B. W. & Tindle, A. G. (1984) : Trace element discrimination diagrams for the tectonic interpretation of granite rocks. *Journ. of Petrology*, 25, 956-983

Peaver, D. R. (1989) : Introduction:"... but can you tell me how much is there?"- In : D.R Peavear & F.A Mumpton, C.M.S Workshop Lecture. *Quantitative mineral analysis of clays*, vol. 1, 1-2

Pellenard, P. (1998) : Biostratigraphie, sédimentologie et minéralogie à haute résolution des dépôts du Callovo-Oxfordien à l'Est du Bassin de Paris. *Mém. DEA Univ. Lille*, 52 p.

Pellenard, P., (2001) : Détection et caractérisation de niveaux riches en smectites dans le Callovo-Oxfordien. Rapport interne ANDRA SG 01-003/A, 106 p.

Pellenard, P., Deconinck, J. F., Fortwengler, D., Marchand, D. & Thierry, J. (1999) : Niveau repère minéralisé dans les Terres Noires du bassin du Sud-Est (Oxfordien inférieur et moyen): rôle des horizons de bentonite comme barrière de perméabilité. *7^{ième} Congrès de Sédimentologie, ASF*, Nancy, vol. 33, 251-252

Pellenard, P., Deconinck, J. F., Marchand, D., Thierry, J., Fortwengler, D. & Vigneron, G. (1999) : Contrôle géodynamique de la sédimentation argileuse du Callovien-Oxfordien moyen dans l'Est du Bassin de Paris: influence eustatique et volcanique. *C. R. Acad. Sci., Paris*, 328, 807-813

Pellenard, P., Deconinck, J.F., Huff, D.W., Thierry, J., Marchand, D., Fortwengler, D. & Trouiller, A., : Characterisation and correlation of Upper Jurassic (Oxfordian) bentonite deposits of the Paris basin and the South-Eastern basin of France. *Sedimentology (sous-presse)*

Penn, I. E., Merriman, R. J. & Wyatt, R. J. (1978) : A proposed type section for the Fuller's earth (Bathonian) based on the Horsecombe Vale No.15 Borehole, near Bath, with details of contiguous strata. *Rep. Inst. Geol. Sci.*, 78/22, 1

Perso, F. (1982) : Inventaire minéralogique, diagenèse des argiles et minéralostratigraphie des séries jurassiques et crétacées inférieures du plateau suisse et de la bordure Sud-Est du Jura entre les lacs d'Annecy et de Constance. *Mat. carte géol. Suisse, Nouv. Séries* 155

Petschick R., (2000) : MacDiff 4.1.2. Powder diffraction software. Disponible à l'adresse <http://www.geol.uni-erlangen.de/html/software/MacDiff.html>.

- Philippe, M., & Thévenard, F., (1996)** : distribution and palaeoecology of the Mesozoic wood genus *Xenoxylon* : Palaeoclimatological implications for the Jurassic of western Europe. *Rev. Palaeobot. Palynol.*, 91, 353-370
- Picard, S. (2001)** : Evolution des eaux ouest-téthysiennes (température, bathymétrie) au cours du Jurassique moyen à supérieur à partir des enregistrements géochimiques ($\delta^{18}\text{O}$, $\delta^{13}\text{C}$, Terres rares) de faunes marines. Thèse Univ. Lyon I
- Picard, S., Garcia, J. P., Lécuyer, C., Sheppard, S. M. F., Cappelletta, H. & Emig, C. C. (1998)** : $\delta^{18}\text{O}$ values of coexisting brachiopods and fish: temperature differences and estimates of paleo-water depths. *Geology*, 26, 11, 975-978
- Picard, S., Lécuyer, C., Sheppard, S., Garcia, J. P., Dromart, G. & Atrops, F. (2000)** : Refroidissement ($\approx 5^\circ\text{C}$) de la Téthys occidentale autour de la limite Jurassique moyen/supérieur et migrations des faunes marines. *18^{ème} Réunion des Sciences de la Terre*, p.210
- Pittet, B. (1996)** : Contrôles climatiques, eustatiques et tectoniques sur des systèmes mixtes carbonates-siliciclastiques de plate-forme : exemple de l'Oxfordien (Jura Suisse, Normandie, Espagne). Thèse Univ. Fribourg, 258 p.
- Pittet, B. & Strasser, A. (1998)** : Long-distance correlations by sequence stratigraphy and cyclostratigraphy : examples and implications (Oxfordian from the Swiss Jura, Spain and Normandy). *Geol. Rundsch.*, 86, 852-874
- Pomerol, C. (1978)** : Evolution paléogéographique et structurale du Bassin de Paris, du Précambrien à l'actuel. *Geol. en Mijnbouw*, 57, 533-543
- Ponsot-Jacquain, C. (1991)** : Argiles de l'Aisne - Interprétation séquentielle et détermination des conditions de dépôt des puits A 901 et A 801. Rapport interne ANDRA, 49 p.
- Porrenga, D. H. (1967)** : Glauconite and chamosite as depth indicators in the marine environment. *Marine Geology*, 5, 495-501
- Pratt, B.R., (2001)** : Septarian concretions : internal cracking caused by synsedimentary earthquakes. *Sedimentology*, 48, 189-213
- Price, G. D. (1999)** : The evidence and implications of polar ice during the Mesozoic. *Earth Science Review*, 48, 183-210
- Proust, J. N., Deconinck, J. F., Geysant, J. R., Herbin, J. P. & Vidier, J. P. (1995)** : Sequence analytical to the Upper Kimmeridgien - Lower Tithonien storm-dominated ramp deposits of the Boulonnais (Northern France). A landward time equivalent to offshore source rocks. *Geol. Rundsch.*, 84, 255-271,
- Pupin, J. P. (1976)** : Signification des caractères morphologiques du zircon commun des roches en pétrologie. Base de la méthode typologique. Applications. Thèse Univ. Nice, 394 p.
- Pyle, D.M., (1989)** : The thickness, volume and grainsize of tephra fall deposits. *Bull. Volc.*, 51, 1-15

R

- Rampino, M. R. & Self, S. (1993)** : Climate-volcanism feedback and the Toba eruption of $\approx 74,000$ years ago. *Quaternary Research*, 40, 269-280
- Rampino, M. R. & Self, S. (2000)** : Volcanism and biotic extinctions - In : H. Sigurdsson, Encyclopedia of Volcanoes, Acad. Press, 1083-1091
- Randle, K., Goles, G.G., & Kittleman, L.R., (1971)** : Geochemical and petrological characterization of ash samples from Cascade Range volcanoes. *Quaternary Research*, 1, 261-282
- Rat, P. (1987)** : Y avait-il un Bassin de Paris à l'ère secondaire? - In : Cavelier & Lorentz, Aspect et évolution géologique du Bassin parisien, *Bull. inf. géol. Bass. Paris*, h.s n°6, 13-18
- Reading, H. (1986)** : Sedimentary environments and facies. Blackwell, Oxford, 608 p.
- Renard, M. (1985)** : Géochimie des carbonates pélagiques: mise en évidence des fluctuations de la composition des eaux océaniques depuis 140 M.a. Essai de chimiostratigraphie. *Doc. B.R.G.M.*, vol. 85, 650 p.
- Reynolds, R. C. (1980)** : Interstratified clay minerals - In : G.W. Brindley, G. Brown, Crystal structures of clay minerals and their X-ray identification. Mineralogical Society, London, 249-303
- Reynolds, R. C. (1985)** : Description of program NEWMOD for the calculation of the one-dimensional X-ray diffraction patterns of mixed-layered clays. R.C. Reynolds eds., 8 brook road, Hanover, New Hampshire, 03755
- Reynolds, R. C. (1989)** : Principes and techniques of quantitative analysis of clay minerals by X-ray powder diffraction - In : D.R Pevear & F.A Mumpton, C.M.S Workshop Lecture. Quantitative mineral analysis of clays, vol.1, 3-36

- Riboulleau, A., Baudin, F., Daux, V., Hantzpergue, P., Renard, M. & Zakharov, V. (1998)** : Evolution de la paléotempérature des eaux de la plate-forme russe au cours du Jurassique supérieur. *C. R. Acad. Sci., Paris*, 326, 239-246
- Rioult, M. (1980)** : Maine, Perche, Normandie, Chapitre Jurassique supérieur - In : S. Debrand-Passard, R. Enay, M. Rioult, Synthèse géologique du Bassin de Paris. *Mém. B.R.G.M.*, vol. 101, 214-216
- Rioult, M., Dugué, O., Jan du Chene, R., Ponsot, C., Fily, G., Moron, J. M. & Vail, P. R. (1991)** : Outcrop sequence stratigraphy of the Anglo-Paris Basin, Middle to Upper Jurassic (Normandy, Maine, Dorset). *Bull. Centre Rech. Explor. Prod. Elf-Aquitaine*, 15, 101-194
- Roberts, B. & Merriman, R. J. (1990)** : Cambrian and Ordovician metabentonites and their relevance to the origins of associated mudrocks in the northern sector of the Lower Palaeozoic Welsh marginal basin. *Geol. Mag.*, 127, 1, 31-43
- Roberts, D. G., Thompson, M., Mitchener, B., Hossack, J., Carmichael, S. & Bjørnseth, H. M. (1999)** : Palaeozoic to Tertiary rift and basin dynamics: mid-Norway to the Bay of Biscay - a new context for hydrocarbon prospectivity in the deep water frontier - In : J. Fleet, S.A.R. Boldy, Petroleum geology of Northwest Europe. *Geological Society of London*, vol. 1, 7-40
- Robinson, S. G. (1993)** : Lithostratigraphic applications for magnetic susceptibility logging of deep-sea sediment cores: examples from ODP Leg 115-In: E.A. Hailwood, R.B. Kidd, High Resolution Stratigraphy. *Geological Society Special Publication*, vol. 70, 65-98
- Rolin, Y. (1987)** : Gisements fossilifères liés à des sources sous-marines dans le bassin des Terres Noires: Le site Oxfordien de Beauvoisin (Drôme, Chaînes subalpines méridionales). Comparaison avec les sites océaniques actuels. Thèse Univ., Lyon I, 127 p.
- Rolin, Y., Gaillard, C. & M.Roux (1990)** : Ecologie des pseudobiohermes des Terres Noires jurassiques liés à des paléo-sources sous-marines. Le site oxfordien de Beauvoisin (Drôme, Bassin du Sud-Est, France). *Palaeogeogr., Palaeoclimat., Palaeoecol.*, 80, 79-105
- Rose, W. I. & Chesner, C. A. (1990)** : Worldwide dispersal of ash and gases from earth's largest known eruption: Toba, Sumatra, 75 ka. *Palaeogeogr., Palaeoclimat., Palaeoecol.*, 89, 269-275
- Ross, C.S., & Shannen, E.V., (1926)** : The minerals of bentonite and related clays and their physical properties. *Jour. Am. Ceramic Society*, 9, 2, 77-96
- Rousset, D., Clauer, N. & Liewig, N. (2001)** : Mise en évidence d'une diagenèse argileuse discrète dans des séquences sédimentaires peu perméables. Journées des doctorants, ANDRA, Résumé des présentations, 21 juin 2001
- Roux, J. & Senaud, G. (1981)** : L'anomalie magnétique des Vignes, (Gorges du Tarn, Massif Central français). Mise en évidence de l'extension d'un épanchement volcanique jurassique. *Bull. Soc. géol. Fr.*, 7, XXIII,1, 45-50
- Roux, M., Bourseau, J. P., Bas, T., Dumont, T., Graciansky, P. C. de, Lemoine, M. & Rudkiewicz, J. L. (1988)** : Bathymetric evolution of the Tethyan margin in the western Alps (data from stalked crinoids) : a reappraisal of eustatism problems during the Jurassic. *Bull. Soc. géol. Fr.*, 8, 4,4, 633-641

S

- Samson, S. D., Kyle, P. R. & E.C Alexander, J. (1988)** : Correlation of North American Ordovician bentonites by using apatite chemistry. *Geology*, 16, 444-447
- Samson, S. D., Matthews, S., Mitchell, C. E. & Goldman, D. (1995)** : Tephrochronology of highly altered ash beds: the use of trace element and strontium isotope geochemistry of apatite phenocrysts to correlate K-bentonites. *Geoch. et Cosmoch. Acta*, 59, 12, 2527-2536
- Samson, S. D., Patchett, P. J., Roddick, J. C. & Parrish, R. R. (1989)** : Origin and tectonic setting of Ordovician bentonites in North America: Isotopic and age constraints. *Geol. Soc. Am. Bull.*, 101, 1175-1181
- Savostin, L.A., Sibuet, J.C., Zonenshain, L.P., Le Pichon, X., & Roulet, M.J., (1986)** : Kinematic evolution of the Tethys belt from the Atlantic ocean to the Pamirs since the Triassic. *Tectonophysics*, 123, 1-35
- Schieber, J. (1991)** : Sedimentary structures: textures and depositional settings of shales from the lower belt supergroup, mid-proterozoic, Montana, U.S.A. - In : R.H. Bennett, W.R. Bryant, M.H. Hulbert, Microstructures of fine-grained sediments-from mud to shale. Springer-Verlag, 101-108
- Schnyder, J., Baudin, F., Deconinck, J. F., Durllet, C., Jan du Chene, R. & Lathuilière, B. (2000)** : Stratigraphie et analyse sédimentologique du passage Oxfordien/Kimméridgien dans le Boulonnais. *Géologie de la France*, 4, 21-37
- Segev, A. (2000)** : Synchronous magmatic cycles during the fragmentation of Gondwana: radiometric ages from the Levant and other provinces. *Tectonophysics*, 325, 257-277

- Sellwood, B. W., Valdes, P. J. & Price, G. D. (2000) : Geological evaluation of multiple general circulation model simulations of Late Jurassic palaeoclimate. *Palaeogeogr., Palaeoclimat., Palaeoecol.*, 156, 147-160
- Sharpton, V. L. & Ward, P. D. (1990) : Global catastrophes in earth history. *Geol. Soc. Am., Special paper*, 247, 631 p.
- Sheridan, R. E. (1983) : Phenomena of pulsation tectonics related to the breakup of the eastern North American continental margin. *Init. Report DSDP 76*, 897-909
- Simkin, T., & Siebert, L., (2000) : Catalog of historically active volcanoes on earth - In : H. Sigurdsson, Encyclopedia of Volcanoes, Acad. Press, 1365-1383
- Singer, A. (1984) : The paleoclimatic interpretation of clay minerals in sediments. A review. *Earth Science Review*, 21, 251-293
- Slansky, M. (1980) : Géologie des phosphates sédimentaires. *Mém. B.R.G.M.* 114, 92 p.
- Smith, K. & Ritchie, D. (1993) : Jurassic volcanic centers in the Central North Sea. *Petroleum geology*, 86, 519-531
- Sonnenfeld, M. D. & Cross, T. A. (1993) : Volumetric partitioning and facies differentiation within the permian upper San Andreas formation of Last Chance Canyon, Guadalupe Mountains, New Mexico - In : R.G. Loucks, Recent advances and applications of carbonate sequence stratigraphy. *Am. Assoc. Petrol. Geol. Mem.*, 435-474
- Sparks, R.S.J. & Walker, G.P.L. (1977) : The significance of vitric-enriched air-fall ashes associated with crystals-enriched ignimbrite. *Jour. Volc. and Geoth. Research*, 2, 329-341
- Spears, D. A. & Duff, McL.D., (1983) : Kaolinite and mixed-layer illite-smectite in Lower Cretaceous bentonites from the Peace River coalfield. *Can. Journ. Earth. Sci.*, 21, 465-476
- Spears, D. A. & Kanaris-Sotiriou, R. (1979) : A geochemical and mineralogical investigation of some British and other European tonsteins. *Sedimentology*, 26, 407-425
- Spears, D. A., Kanaris-Sotirou, R., Riley, N. & Krause, P. (1999) : Namurian bentonites in the Pennine Basin, UK - origin and magmatic affinities. *Sedimentology*, 46, 2, 385-402
- Srodon, J. (1981) : X-ray identification of randomly interstratified illite-smectite in mixtures with discrete illite. *Clay Minerals*, 16, 297-304
- Stow, D. A. V., Alam, M. & Piper, D. J. W. (1984) : Sedimentology of the Halifax Formation, Nova Scotia: Lower Palaeozoic fine-grained turbidites - In : D.A.V Stow, D.J.W Piper, Fine-grained sediments: deep-water processes and facies. *Geological Society, Special publication*, vol. 15, 127-144
- Stow, D. A. V. & Piper, D. J. W. (1984) : Deep-water fine-grained sediments: facies models - In : D.A.V Stow, D.J.W Piper, Fine-grained sediments: deep-water processes and facies. *Geological Society, Special publication*, vol. 15, 611-646
- Sturiani, C. (1969) : Intercalazione di vulcaniti Medio-Giurassiche nel "Rosso Ammonitico" dei Lessini veronesi. *Bull. Soc. geol. Ital.*, 88, 589-601
- Surlyk, F. (1991) : Sequence stratigraphy of the Jurassic-lowermost Cretaceous in East England. *Bull. Am. Assoc. Petrol. Geol.*, 75, 1468-1488

T

- Taylor, K. G. & Macquaker, J. H. S. (2000) : Early diagenetic pyrite in a dominated mudstone succession : the Lower Jurassic Cleveland Ironstone formation, eastern England. *Sedimentary Geology*, 131, 77-86
- Teale, C. T. & Spears, D. A. (1986) : The mineralogy and origin of some Silurian bentonites, Welsh Borderland, U.K. *Sedimentology*, 33, 757-765
- Terrab, S., (1996) : Le Cénomaniens-Turonien d'Agadir. Stratigraphie et diagenèse (nodulisation). *E.N.S.M.P. Mém. Sci. de la Terre*, n° 27, 254 p.
- Thierry, J. (1985) : *Coniporella micromera*, algue dasycladale des calcaires calloviens d'Etrochey (Côtes d'Or) et son environnement biosédimentaire. *Bull. Mus. Hist. Nat. Paris*, 7, sect. C (2), 115-129
- Thierry, J. (coord.), Cariou, E., Dubois, P., Fily, G., Gabilly, J., Laurin, B., Le Roux, J., Lorenz, J., Rioult, M. & Yapaudjian, L. (1980) : Jurassique Moyen - In : C. Mégnien et F. Mégnien, Synthèse géologique du Bassin de Paris, vol.II: Stratigraphie et paléogéographie, *Mém. B.R.G.M.*, 101, 125-193
- Thierry, J., Cariou, E., Elmi, S., Mangold, C., Marchand, D. & Rioult, M., (1997) : Callovien - In : E. Cariou and P. Hantzpergue, Biostratigraphie du Jurassique Ouest-Européen et méditerranéen : zonations parallèles et distribution des invertébrés et microfossiles. *Bull. Centre Rech. Elf Explor. Prod.*, 17, 61-78
- Thiry, M. & Jacquin, T. (1992) : Clay mineral distribution related to rift activity, sea level changes and paleoceanography in the Cretaceous of the Atlantic ocean. *Clay Minerals*, 28, p. 61-84.

- Thorpe, R.S., Francis, P.W. & O'Callaghan, L. (1984)** : Relative roles of source composition, fractional crystallization and crustal contamination in the petrogenesis of Andean volcanic rocks. *Phil. Trans. R. Soc. London*, A 310, 675-682 pp.
- Timothy, D. A. & Calvert, S. E. (1998)** : Systematics of variations in excess Al and Al/Ti in sediments from the central equatorial Pacific. *Paleoceanography*, 13, 2, 127-130
- Touray, J. C. & Jauzein, A. (1967)** : Inclusions à méthane dans les quartz des "Terres Noires" de la Drôme. *C. R. Acad. Sci., Paris*, 264, 16, série D, 1957-1960
- Tribovillard, N. P. (1989)** : Contrôle de la sédimentation marneuse en milieu pélagique semi-anoxique. Exemples dans le Mésozoïque du Sud-Est de la France et de l'Atlantique. *Doc. Lab. Lyon*, n°109, 119 p.
- Tribovillard, N.P., Cotillon, P., Jautee, E., & Stephan, J.F., (1991)** : Les nodules carbonatés des formations riches en matière organique du Crétacé supérieur des plates-formes vénézuéliennes. *Bull. Soc. géol. France, Paris*, t. 162, n°5, pp. 859-866.
- Tribovillard, N., Averbuch, O., Bialkowski, A. & Deconinck, J. F.** : Early diagenesis of marine organic-matter early diagenesis and magnetic properties of sedimentary rocks: the role of iron limitation and organic-matter source organisms. *Bull. Soc. géol. Fr.*, 173, 4, 295-306
- Tucker, M. E. (2001)** : Sedimentary Petrology. An introduction to the origine of sedimentary rocks. Blackwell Science, Third edition, 262 p.
- Tucker, R.D., Krogh, T.E., Ross, R.J., & Williams, S.H., (1990)** : Time-scale calibration by high-precision U-Pb zircon dating of interstratified volcanics ashes in the Ordovician and Lower Silurian stratotype of Britain. *Earth and Plan. Sci. Letters*, 100, 51-58
- Tucker, R.D., & Mc Kerrow, W.S. (1995)**: Early Paleozoic chronology: a review in light of new U-Pb zircon ages from Newfoundland and Britain. *Can. Journ. Earth Sci.*, 32, 368-379
- Tucker, R.D., Bradley, D.C., Ver Straeten, C.A., Harris, A.G., Ebert, J.R., & McCutcheon, S.R. (1998)** : New U-Pb zircon ages and the duration and division of Devonian time. *Earth and Plan. Sci. Letters*, 158, 175-186

V

- Vakhrameev, V.A., (1991)** : Jurassic and Cretaceous floras and climates of the Earth. Cambridge Univ. Press, Cambridge, 318 p.
- Valdes, P. J. & Sellwood, B. W. (1992)** : A paleoclimate model for the Kimmeridgian. *Palaeogeogr., Palaeoclimat., Palaeoecol.*, 95, 47-72
- Vanderaveroet, P., Amédro, F., Colleté, C., Deconinck, J. F., Récourt, P. & Robaszynski, F. (2000)** : Caractérisation et extension de niveaux repères de bentonites dans le Turonien supérieur du Bassin de Paris (Boulonnais, Aube). *Geodiversitas*, 22, 3, 457-469
- Van Wagoner, J. C., Mitchum, R. M., Campion, K. M. & Rahmanian, V. D. (1990)** : Siliciclastic sequence stratigraphy in well logs, cores and outcrops: concepts for high resolution correlations of time and facies. *Am. Assoc. Petrol. Geol. Methods in exploration series*, 7, 55
- Van Wagoner, J. C., Posamentier, H. W., Mitchum, R. M., Vail, P. R., Sarg, J. F., Loutit, T. S. & Hardenbol, J. (1988)** : An overview of fundamentals of sequence stratigraphy and key definitions - In : C.K. Wilgus, B.S. Hasting, G.G. Kendal, H.V. Posamentier, C.A. Cross & J.C. Van Wagoner, Sea Level Changes: an integrated approach. vol.42, 39-45
- Vasseur, G., & Velde, B., (1993)** : A kinetice interpretation of the smectite-to-illite transformation - In : A.G. Dore, Basin modelling : Advansis and application. Amsterdam, The Netherlands, Elsevier, Norwegian petroleum society, spec. pub., 3, 173-184
- Velde, B. (1985)** : Clay minerals. A physico-chemical explanation of their occurrence. *Dev. sedimentology*, Elsevier, vol.40, 427
- Velde, B., & Brusewitz, A.M. (1982)** : Metasomatic and non-metasomatic low grade metamorphism of Ordovician meta-bentonite in Sweden. *Geoch. and Cosmoch. acta*, 46, 447-452
- Vidier, J. P., Marchand, D., Bonnot, A. & Fortwengler, D. (1993)** : The Callovian and Oxfordian of the Boulonnais area in the northern France : new biostratigraphic data. *Acta geologica polonica*, vol. 43, n°3-4,
- Vincent, B., (2001)** : Sédimentologie et géochimie de la diagenèse des carbonates. Application au Malm de la bordure Est du Bassin de Paris. Thèse Univ. Bourgogne 390 p.
- VonRad, U. & Thurow, J. (1991)** : Bentonitic clays as indicators of early Neocomian post-breakup volcanism off northeast Australia (ODP LEG 122). Revised version. *Proc.ODP, Sci. Results*, 122: College Station, TX (Ocean Drilling Program)
- Vortisch, W. & Butz-Braun, R. (1992)** : A Tertiary weathering profile in volcanic tuffs of the Westerwald. *N. Jb. Geol. Paläont. Mh.*, 11, 701-708

W

- Walden, J., Oldfiel, F., & Smith, J., (1999) : Environmental Magnetism: a practical guide. Technical Guide, No. 6. *Quaternary Research Association, London*, 250 pp.
- Walker, G.P.L., (1973) : Explosive volcanic eruptions. A new classification scheme. *Geol. Rundsch*, 62, 431-446
- Walker, G. P. L. (1980) : The Taupo pumice : product of the most powerful know (ultraplinian) eruption. *Journ. of Volc. and Geoth. Res.*, 8, 69-94
- Walker, G.P.L., (1981) : Plinian eruption and their products. *Bull. Volc.*, 44-2, 223-240
- Walker, G.P.L., (1981) : Generation and dispersal of fine ash and dust by volcanic eruptions. *Journ. Volc. Geoth. Research*, 11, 80-92
- Weaver, C. E. (1953) : Mineralogy and petrology of some ordovician K-bentonites and related limestones. *Geol. Soc. Am. Bull.*, 64, 921-943
- Weaver, C. E. (1963) : Interpretative value of heavy minerals from bentonites. *Journ. of Sed. Petrol.*, 33, 343-349
- Weaver, C. E. (1989) : Clays, Muds and shales. *Dev. Sedimentology*, vol.44, 819
- Weaver, C. E. & Beck, K. C. (1971) : Clay water diagenesis during burial: how mud become gneiss. *Geol. Soc. Am. Spec. Pap.*, 134, 176
- Weir, A. H., Ormerod, E. G. & Mansey, I. M. I. E. (1975) : Clay mineralogy of sediments of the western Nile Delta. *Clay Minerals*, 10, 369-386
- Weiss, Z., Baronnet, A. & Chmielova, M. (1992) : Volcanoclastic minerals of some czechoslovakian Tonsteins and their alteration. *Clay Minerals*, 27, 269-282
- Weissert, H. & Mohr, H. (1996) : Late Jurassic climate and its impact on carbon cycling. *Paleogeogr., Palaeoclimat., Palaeoecol.*, 122, 27-43
- Westgate, J.A., Christiansen, E.Q., & Boellstorff, J.D., (1977) : Wascana Creek ash (Middle Pleistocene) in southern Saskatchewan : Characterization, source, fission track age, paleomagnetism, and stratigraphic significance. *Can. Journ. Earth Sci.*, 14, 357-374
- Westphal, M. & Pfaff, H. (1986) : Paléomagnétisme et magnétisme des roches. Paris, Doin, 132 p.
- Wet, C. B. d. (1998) : Deciphering the sedimentological expression of tectonics, eustasy and climate: a basinwide study of the Corallian formation, Southern England. *Journ. of Sed. Research*, 68, 653-667
- Wilson, M., Guiraud, R., Moreau, C. & Bellion, Y. J. C. (1998) : Late Permian to Recent magmatic activity on the African-Arabian margin of Tethys-In: D.S. Macgregor, R.T.J. Moody, D.D. Clark-Lowes, Petroleum Geology of North Africa. *Geological Society of London, Special Publication No. 132*, 231-263
- Winchester, J. A. & Floyd, P. A. (1977) : Geochemical discrimination of different magma series and their differentiation products using immobile elements. *Chemical Geology*, 20, 325-343
- Wood, D. A. (1980) : The application of a Th-Hf-Ta diagram to problems of tectonomagmatic classification and to establishing the nature of crustal contamination of basaltic lavas of the British Tertiary Volcanic Province. *Earth and Plan. Sci. Letters*, 50, 11-30
- Woodhall, D. & Knox, R. W. O. B. (1979) : Mesozoic volcanism in the northern North Sea and adjacent areas. *Bull. Geol. Soc. GB*, 70, 57-69
- Woods, A.W., & Wohletz, K. (1991) : Dimensions and dynamics of co-ignimbrite eruption columns. *Nature*, 350, 225-227
- Wray, D. S. (1995) : Origin of clay-rich beds in Turonian chalks from Lower Saxony, Germany - a rare-earth element study. *Chemical Geology*, 119, 161-173
- Wray, D. S. (1999) : Identification and long-range correlation of bentonites in Turonian-Coniacian (Upper Cretaceous) chalks of northwest Europe. *Geol. Mag.*, 136, 361-371
- Wray, D. S., Wood, C., Ernst, G. & Kaplan, U. (1996) : Geochemical subdivision and correlation of clay-rich beds in Turonian sediments of northern Germany. *Terra Nova*, 8, 603-610
- Wray, D. S. & Wood, C. J. (1995) : Geochemical identification and correlation of tuff layers in Lower Saxony, Germany. *Berliner geowiss. Abh., E16 Gundolf-Ernst-Festschrift*, 215-225

Y

- Yalçin, H. & Gümüşer, G. (2000) : Mineralogical and geochemical characteristics of Late Cretaceous bentonite deposits of the Kelkit Valley Region, northern Turkey. *Clay minerals*, 35, 807-825

Z

- Zakharov, V. A., Shurygin, B. N., Levchuk, M. A., Pinous, O. V. & Sahajian, D. L. (1998)** : Eustatic signals in the Jurassic and Lower Cretaceous (Neocomian) deposits of the West-Siberian sedimentary basin. *Russ. Geol. Geophys.*, 39, 1493-1504
- Zaritsky, P. V. (1985)** : A review of the study of tonsteins in the Donetz Basin. *Congrès international de stratigraphie et de géologie du Carbonifère*, Madrid, Espagne, 235-241
- Ziegler, P. A. (1988)** : Evolution of the Arctic-North Atlantic and the Western Tethys. *Mem. Am. Association of Petroleum Geologists*, 43
- Zielinski, R. A. (1982)** : The mobility of Uranium and other elements during alteration of rhyolite ash to montmorillonite : a case study in the trouble some formation, Colorado, U.S.A. *Chemical Geology*, 35, 185-204
- Zimmerle, W. (1979)** : Lower Cretaceous tuffs in northwest Germany and their geotectonic significance. *Aspekte der Kreide. Europas Int. Union Geol. Sci., Ser. A*, vol.6, 385-402
- Zimmerle, W. (1989)** : Vestiges of volcanic Activity in Cretaceous Sediments of Europe. Cretaceous of the Western Tethys. *Proceedings 3rd International Cretaceous Symposium*, Wiedmann, Tübingen, 951-987

PLANCHES PHOTOGRAPHIQUES

PLANCHES PHOTOGRAPHIQUES

PLANCHE I

Vues de macrofaciès et microfaciès du Callovien-Oxfordien de l'Est du Bassin de Paris

A-D: (HTM 102 472.16m) surface durcie et perforée partiellement pyritisée. Les pholades sont conservées dans leur terrier.

E: (HTM 102 474.60m) dolomite de texture idiotopique dans les calcaires du Callovien inférieur

F-G: (horizon Woodhamense, St Blin) spongiaires associés à des figures de dédolomitisation

PLANCHE I

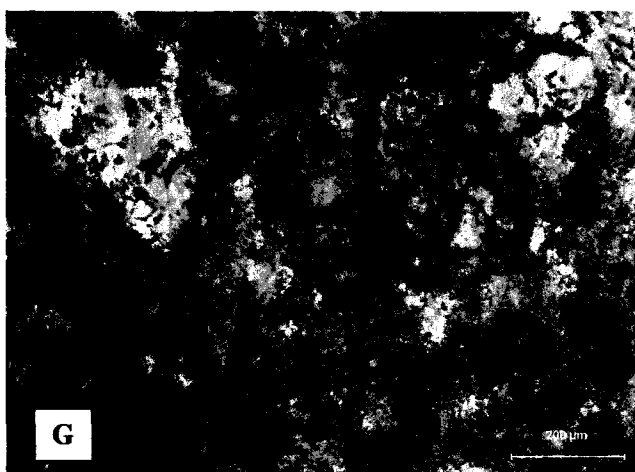
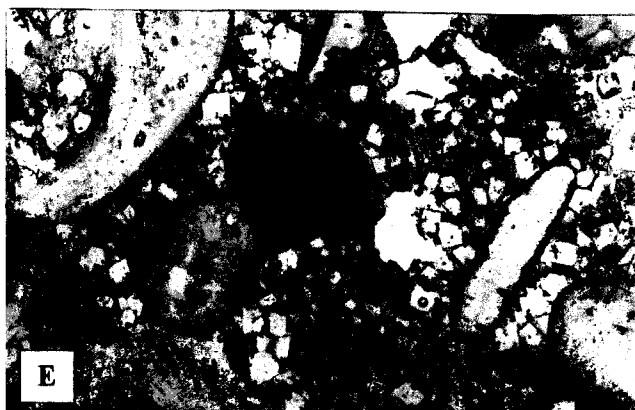
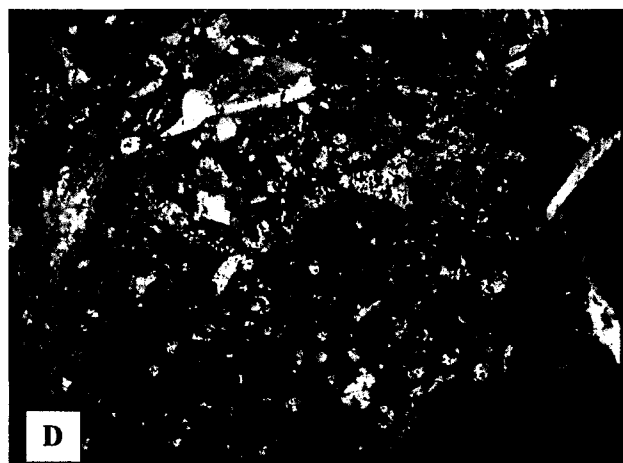


PLANCHE II

Vues de macrofaciès et microfaciès du Callovien-Oxfordien de l'Est du Bassin de Paris

A: (HTM 102 443.02m) micrite à grains de quartz et grains de phosphates (association de faciès IV)

B: (HTM 102 417.70m) vue macroscopique de terriers pyritisés du type chondrites

C: (HTM 102 474.60m) illustration de deux ciments sparitiques: primaire (isopaque granulaire) autour d'allochems variés et secondaire (drusique en remplissage de porosité)

D-F: (MSE 101 535.31m) géode pluricentimétrique de quartz. Vue macroscopique et microscopique de la minéralisation : de la matrice marneuse jusqu'à la périphérie s'observent différents stades de cristallisation avec par ordre d'apparition de la calcédonite fibreuse, de la calcite et des cristaux de quartz automorphes (photographies Y. Coquinot)

G-H: (HTM 102 346.62m) silicification (calcédonite) de tests de brachiopodes et serpulidés

PLANCHE II

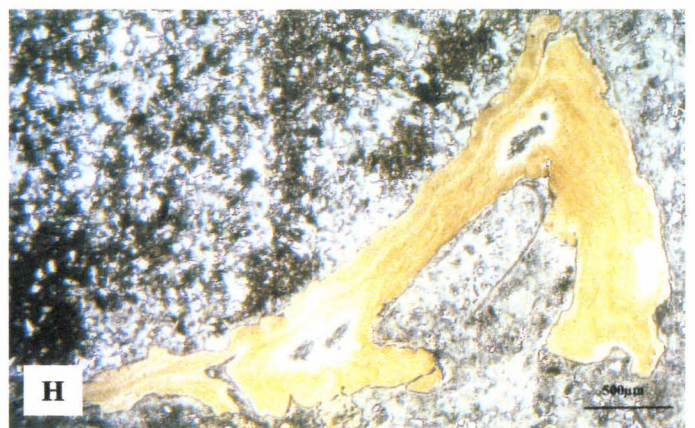
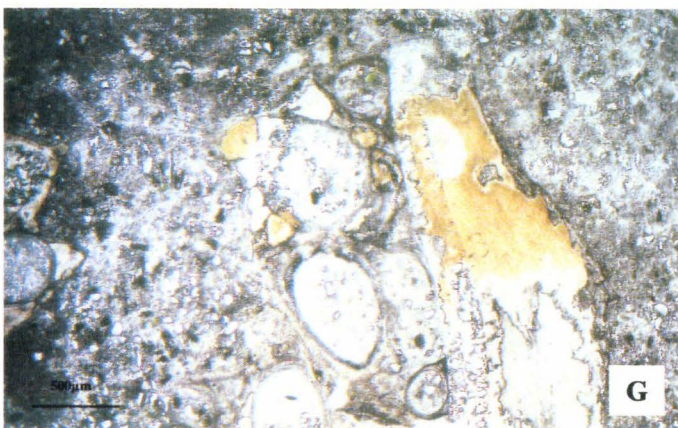
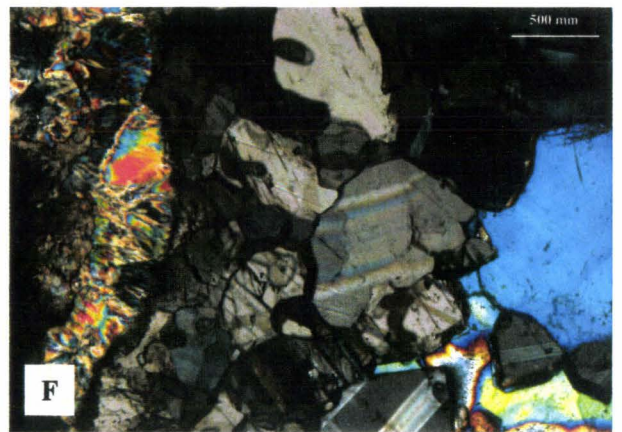
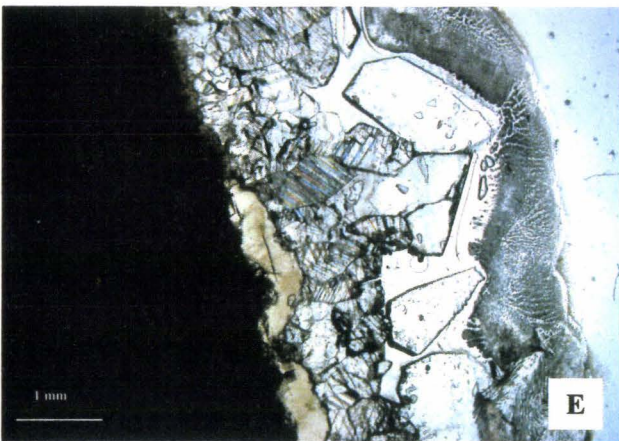
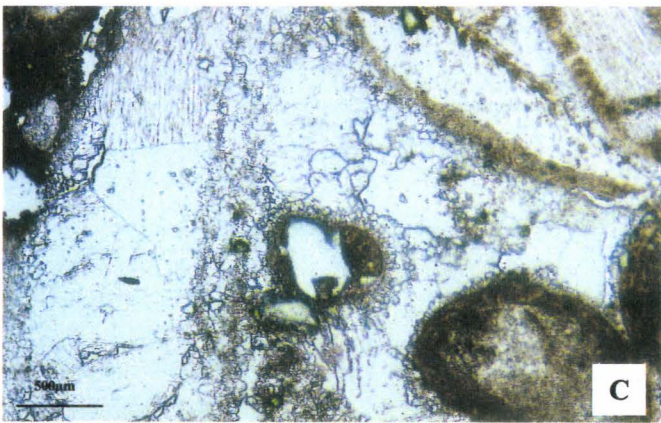
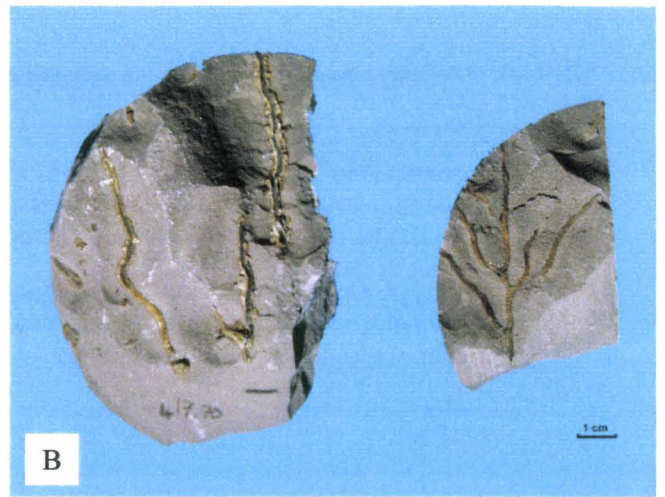
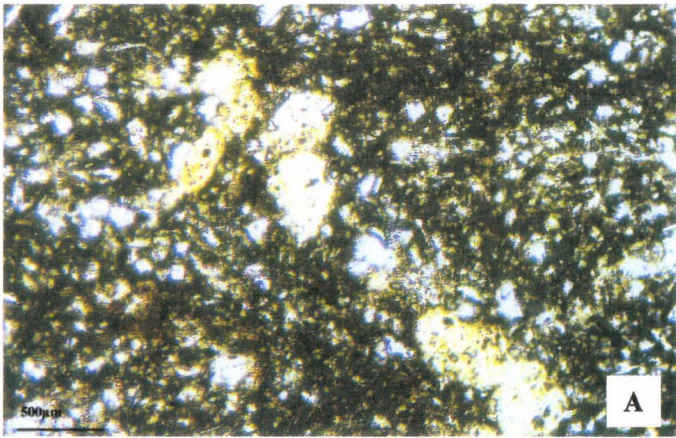


PLANCHE III

Vues de macrofaciès et microfaciès du Callovien-Oxfordien de l'Est du Bassin de Paris

A-C: (HTM 102 351.01-351.14) silicifications (sphérules de calcédonite) et ciments sulfatés poecilitiques (célestine) englobant des grains de quartz détritiques

D: (HTM 102 474.60m) calcaires du Callovien inférieur: grainstone stylolithisé à oolithes et bryozoaires (association de faciès I)

E: (HTM 102 467.82m) biomicrite à fins bioclastes de lamellibranches (bositra), association de faciès IV

F: (HTM 102 369.83m) micrite à grains de quartz partiellement recristallisée à foraminifères (lenticullines) pyritisés et grains de glauconie

PLANCHE III

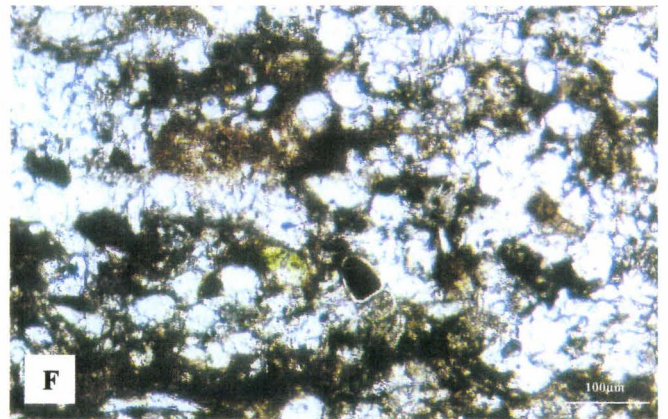
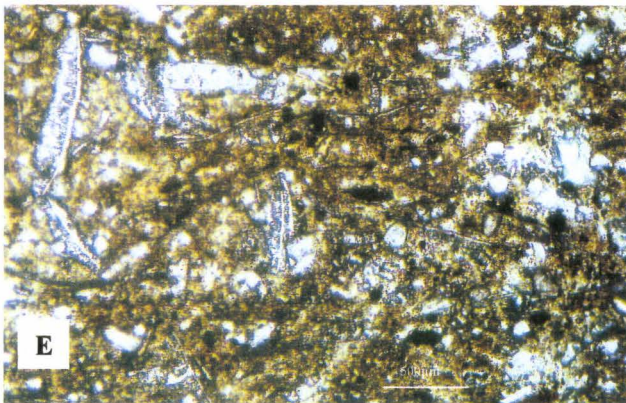
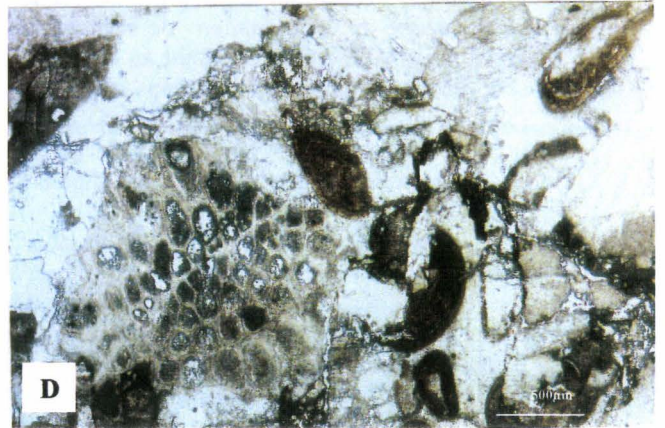
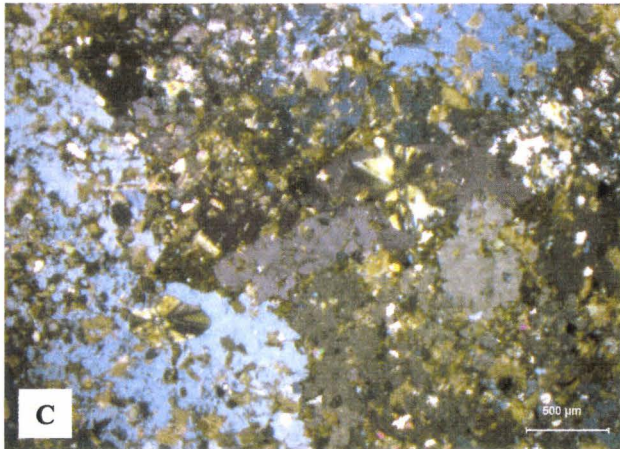
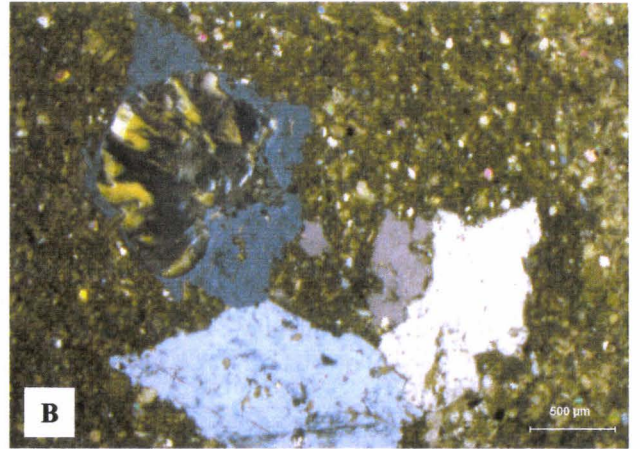
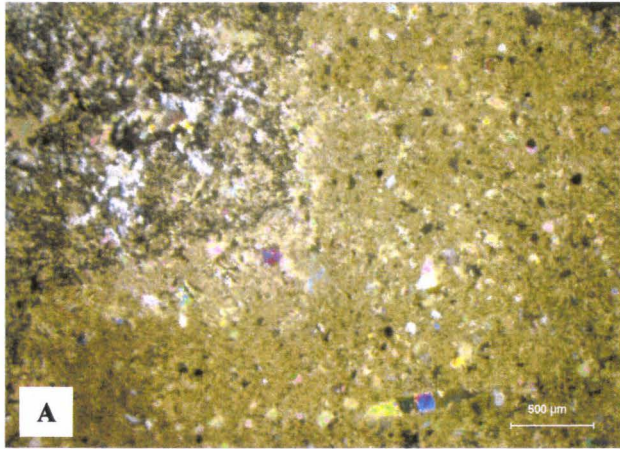


PLANCHE IV

Photographies prises au MEB d'argilite du forage HTM 102

Echantillon 424.80 : Grossissement $\times 15000$ (échelle : $0,5 \mu\text{m}$) pour le cliché A ; Grossissement $\times 40000$ (échelle : $0,1 \mu\text{m}$) pour le cliché B. Cet échantillon montre de larges particules d'argile de un à quelques microns. Les particules argileuses sont relativement émoussées et présentent des formes ondulées, caractéristiques des figures de compaction. Cet aspect est classique pour les minéraux argileux d'origine détritique. Les larges feuillets pourraient correspondre à des illites ou à des interstratifiés I/S. Des particules plus petites (inférieures à $0,3 \mu\text{m}$) s'amassent localement, notamment dans la porosité intergranulaire comme le montre le deuxième cliché ; ces argiles de formes variées mais émoussées sont vraisemblablement d'origine détritique. Leur petite taille suggère qu'il s'agit de kaolinite.

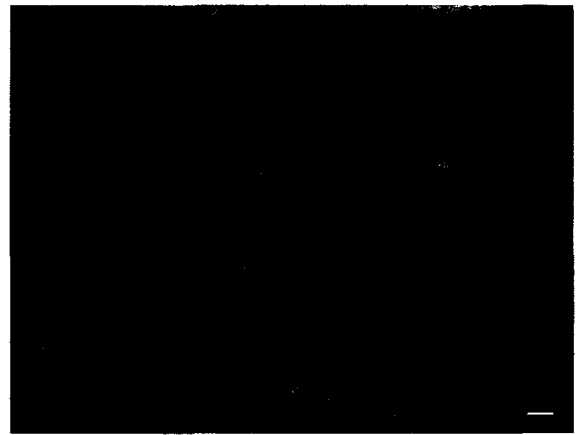
Echantillon 418.23 : Grossissement $\times 30000$ (échelle : $0,1 \mu\text{m}$) pour le cliché A ; Grossissement $\times 30000$ (échelle : $0,1 \mu\text{m}$) pour le cliché B. Cet échantillon présente de larges particules *a priori* détritiques (probablement illites et interstratifiés I/S R1) festonnées sur les bords (cliché B). Ce festonnement est sans doute lié à un artefact dû à la dégradation des argiles lors de la préparation des échantillons. Il semble peu probable qu'il s'agisse de néoformations de minéraux argileux sur de grandes particules d'illites comme cela a pu être décrit par ANTEA (1995). Quant au cliché A, des minéraux en forme de baguette, de taille inférieure à $1 \mu\text{m}$, sont difficilement identifiables sans analyses chimiques. Leur forme pourrait s'apparenter à celle des zéolites (leur faible proportion ne rend pas possible une identification en DRX). Leur aspect anguleux suggère une origine minérale ; l'identification à d'éventuelles bactéries fossiles semble peu argumentée. De telles structures sont observées également dans l'échantillon HTM 362,03.

Echantillon 415,10 : Grossissement $\times 15000$ (échelle : $1 \mu\text{m}$), **échantillon 413,44** : Grossissement $\times 15000$ (échelle : $1 \mu\text{m}$), **échantillon 412,19** cliché A : Grossissement $\times 15000$ ($\text{Bar}=1 \mu\text{m}$) et **échantillon 408,91** : Ces échantillons présentent toujours des minéraux en forme de larges particules plates dont les arêtes sont émoussées et vraisemblablement d'origine détritique. On observe sur l'échantillon HTM 415,10 deux tailles de particules : les plus petites ($1 \mu\text{m}$) semblent correspondre à celles observées dans les échantillons 424,80 et 418,23 (kaolinite ?), les plus grandes mesurent plusieurs μm et pourraient correspondre à des illites ou des interstratifiés I/S.

PLANCHE IV



Échantillon 424,80 (trait=0,5 µm)



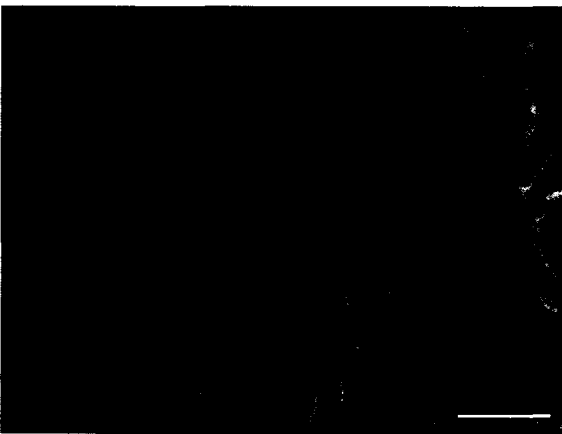
Échantillon 424,80 B (trait=0,1 µm)



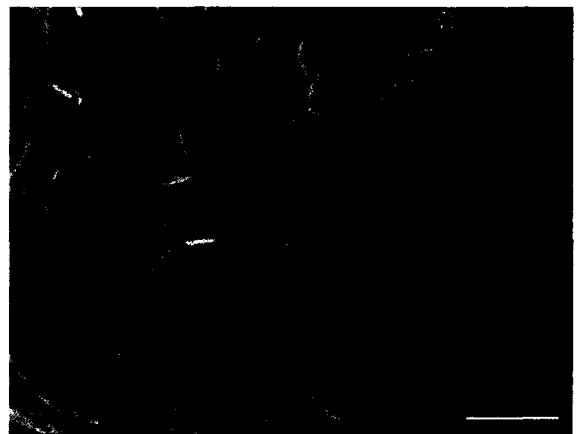
Échantillon 418,23 A (trait=0,1 µm)



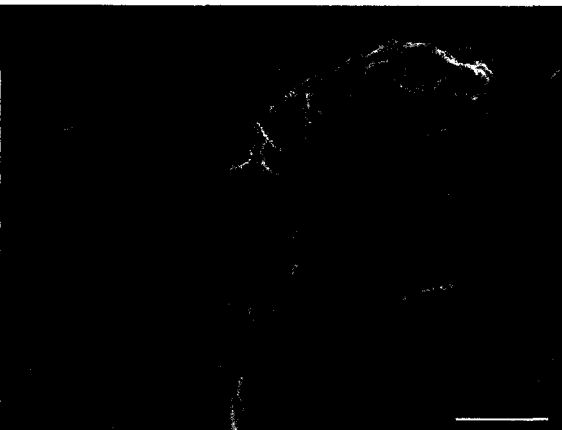
Échantillon 418,23 B (trait=0,1 µm)



Échantillon 415,10 (trait=1 µm)



Échantillon 413,44 (trait=1 µm)



Échantillon 412,19 (trait=1 µm)



Échantillon 408,91 (trait=1 µm)

PLANCHE V

Photographies prises au MEB d'argilite du forage HTM 102

Echantillon 412,19 : *Grossissement x 2000 (échelle : 1 μ m) cliché A et grossissement x 10000 (échelle : 1 μ m) cliché B :* Il est possible d'observer des amas de cristaux de pyrite automorphes reconnaissables par leur forme octaédrique caractéristique. La taille des cristaux varie progressivement de 0,3 μ m à 1,5 μ m depuis la limite de l'encaissant argileux vers le centre de l'amas cristallin. Il s'agit du remplissage d'un petit terrier par des sulfures au cours de la diagenèse précoce. De telles néoformations sont fréquentes dans les argiles du Callovo-Oxfordien et ont pu être décrites à plusieurs reprises (ERM, 1995, Coquinot 2000).

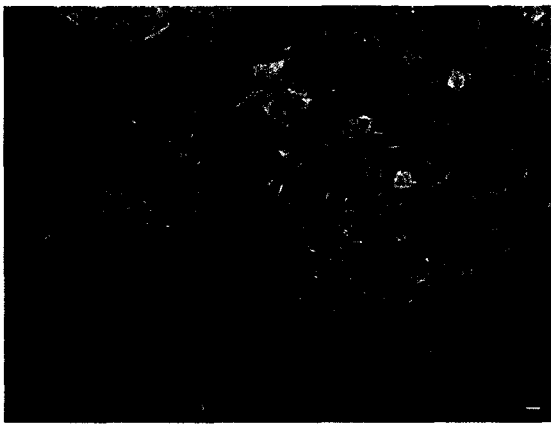
Echantillon 363,30 : *Grossissement x 3000 (échelle : 2 μ m) cliché A, grossissement x 15000 (échelle : 0,5 μ m) cliché B :* Le cliché A montre au centre un cristal de forme rhomboédrique qui pourrait correspondre à de la dolomite. Le cliché B est un agrandissement de la partie en haut à droite du cliché A. Il permet d'observer des cristaux automorphes de 1 à 2 μ m, de quartz confirmant l'intensité du pic de quartz mesuré en DRX pour cet échantillon. Cette néoformation témoigne d'une silicification secondaire en remplissage de porosité, celle-ci pouvant apparaître très précocement dans l'histoire diagénétique des sédiments (cf § 1.2.2.2).

Echantillon 362,03 : *Grossissement x 20000 (échelle : 0,5 μ m) :* Au centre de la photographie, une phase minérale marquée par des faces planes et une forme pyramidale indique des cristaux de quartz authigènes. Des minéraux automorphes en forme de petites baguettes allongées (1 μ m) s'agencent autour dans différentes directions. La nature de ces cristaux n'est pas vérifiable sans analyse chimique complémentaire. Leur forme pourrait s'apparenter à des zéolites comme les formes précédemment décrites pour l'échantillon HTM 418,23.

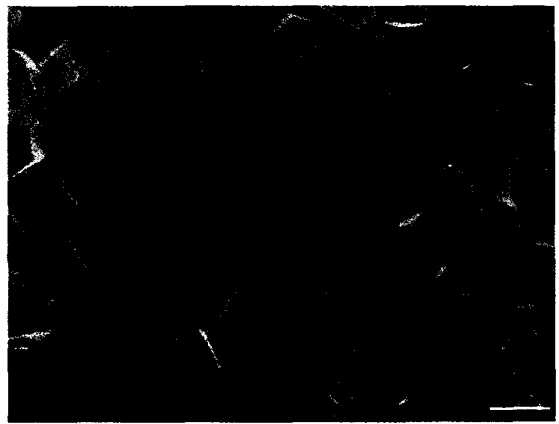
Echantillon 351,41 : *Grossissement x 3000 (échelle : 1 μ m) cliché A, grossissement x 10000 cliché B, grossissement x4000 :* A titre de comparaison, les argiles de la bentonite identifiée dans la partie haute du forage sont fournies. Le cliché A montre un agrégat argileux de grande taille (supérieure à 10 μ m). Le détail de cet agrégat (cliché B) montre une texture tout à fait particulière, propre aux minéraux smectitiques dont l'agencement en petites particules pétales (inférieures à 1 μ m) tranche fortement des grosses particules détritiques d'illite et d'interstratifiés.

Echantillon 417 : *(échelle : 1 μ m) :* Cristaux néoformés de kaolinite en accordéon (photographie Y. Coquinot).

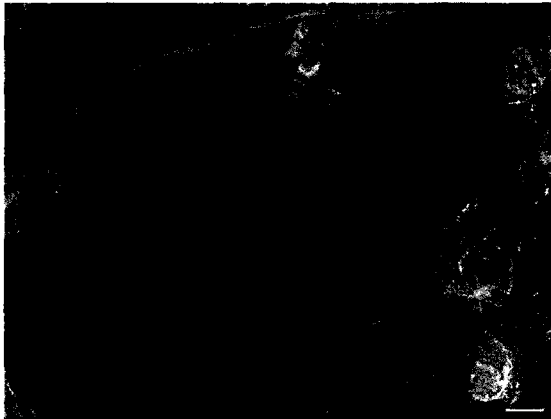
PLANCHE V



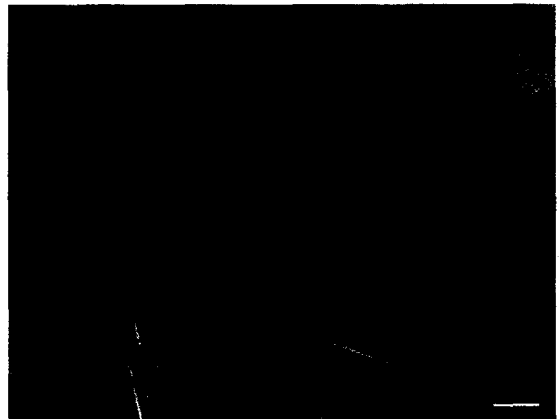
Échantillon 412,19 A (trait=0,1 μm)



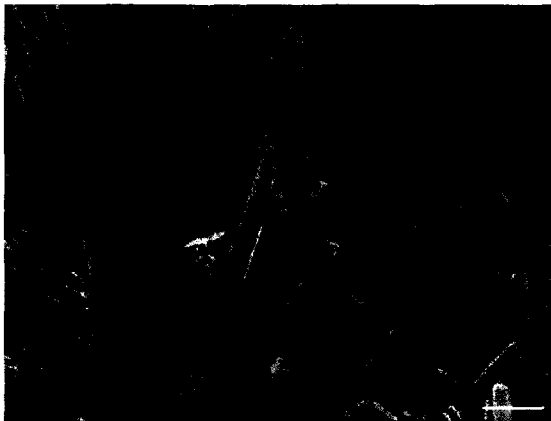
Échantillon 412,19 B (trait=0,5 μm)



Échantillon 363,30 A (trait=2 μm)



Échantillon 363,30 B (trait=0,5 μm)



Échantillon 362,03 A (trait=0,5 μm)



Échantillon 351,42 A (trait=1 μm)



Échantillon 351,42 B (trait=1 μm)



Échantillon 417 (trait=1 μm)

PLANCHE VI

Vues de macrofaciès et microfaciès du Callovien-Oxfordien des Ardennes et du Boulonnais

A-B: (coupe de La Rosière, Ardennes, unité 2) vue microscopique d'un niveau coquiller (tempestites) montrant la forte fragmentation des coquilles de lamellibranches et leur orientation parallèle à la stratification

C: (coupe de La Rosière, Ardennes, unité 11) micrite à nombreux grains de quartz détritiques subanguleux

D: (coupe de La Rosière, Ardennes, unité 6) quartz détritiques grossiers (100-150µm) au sein d'un banc silto-carbonaté à brachiopodes (lumière polarisée analysée)

E: (coupe de Le Wast, banc 11) micrite à nombreux bioclastes de lamellibranches du type Bositra et petits grains de quartz détritiques

F: (coupe de Colembert, banc 5) micrite à grains de quartz et pyrite

G: (coupe de Le Wast, banc 1) micrite partiellement recristallisée en sparite et microsparite à pyrite abondante et foraminifères benthiques (nodosaria et lenticullines)

H: (coupe de Le Wast, banc 2) micrite à nombreux filaments de lamellibranches pélagiques (bositra) présentant des ciments syntaxiaux

PLANCHE VI

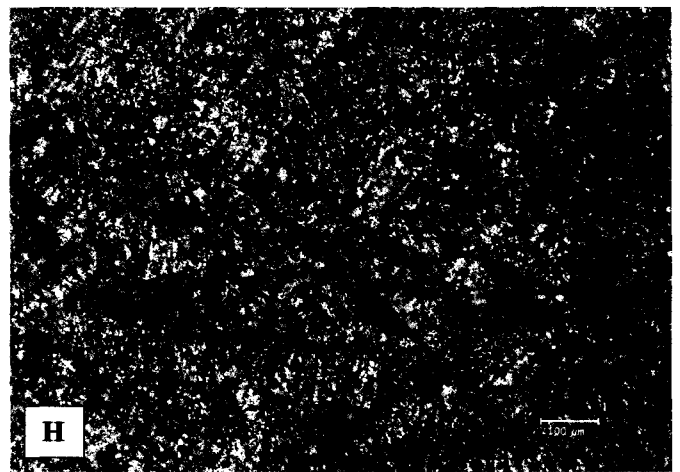
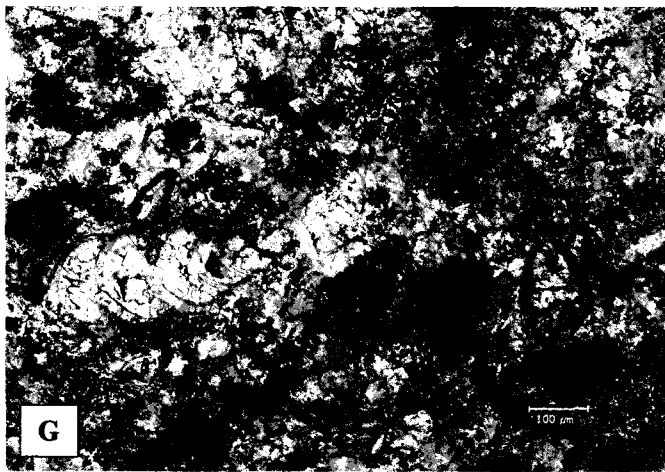
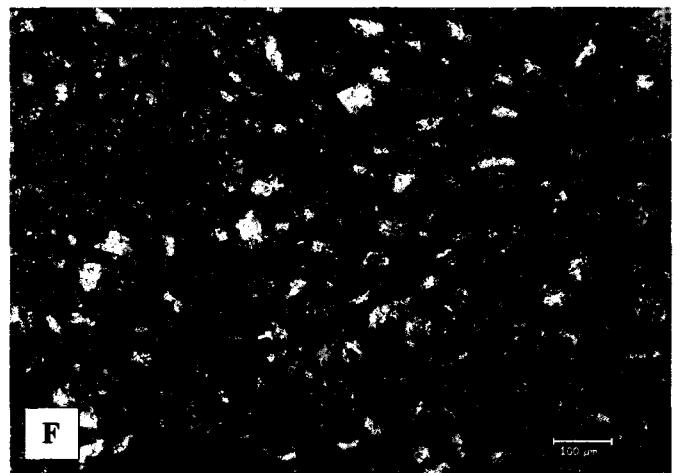
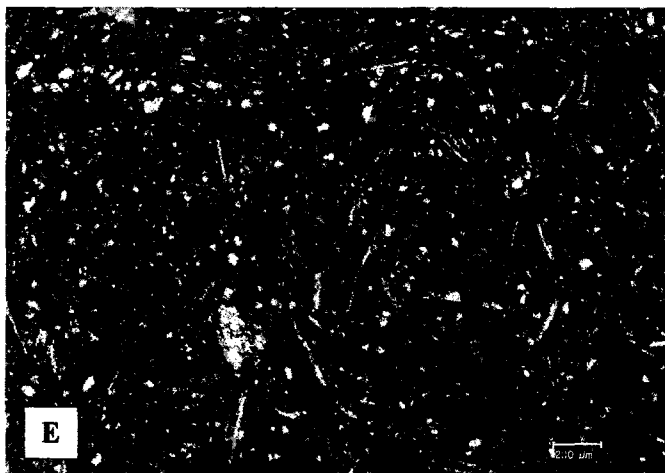
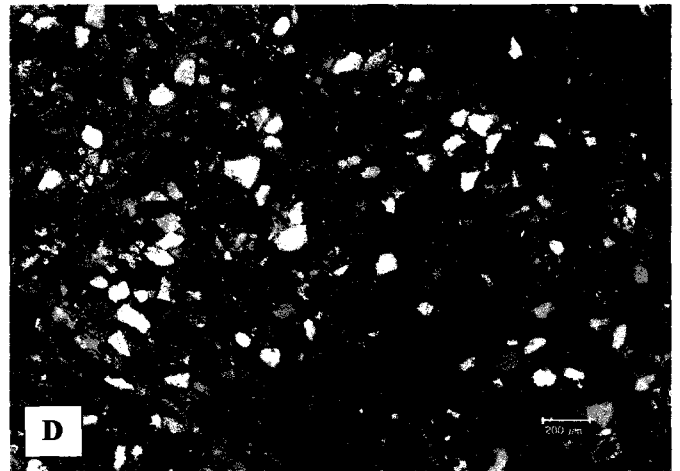
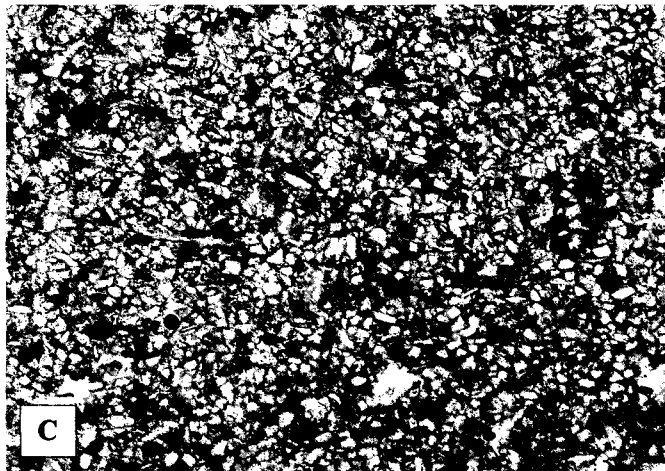


PLANCHE VII

Vues de macrofaciès et microfaciès du Callovien-Oxfordien des Terres Noires du bassin Subalpin

A : Nodule carbonaté aplati à fines laminations horizontales (coupe de Thuoux, passage Callovien/Oxfordien)

B : Nodule marron-rouille à faciès caractéristique en pelure d'oignon (coupe de Thuoux, zone à Mariae, sous-zone à Praecordatum).

C : Alignement de nodules crèmes centimétriques localement septarisés de l'unité O4 de la coupe d'Oze.

D : Biseutage d'un banc double rouille à fines laminations (tempestites distales) – coupe de Ribiers.

E : Lentille silto-carbonatée à laminations planes riches en grains de quartz détritiques, interprétée comme une figure de tempestites distales.

F : Intercalation d'un amas carbonaté minéralisé (pseudobiohermes, à droite de la photo) à figures d'échappement de fluides et structure *cone in cone* entre deux horizons ocres gypseux - coupe des Sias (les Preyrauds). Le banc carbonaté, épais, partiellement pyritisé à la base de la photo, passe latéralement à un niveau ocre gypseux.

G : Niveaux ocre gypseux NG1 à NG 3 (cf figure 3.8a) de la coupe de Beauvoisin-les-Paris.

PLANCHE VII

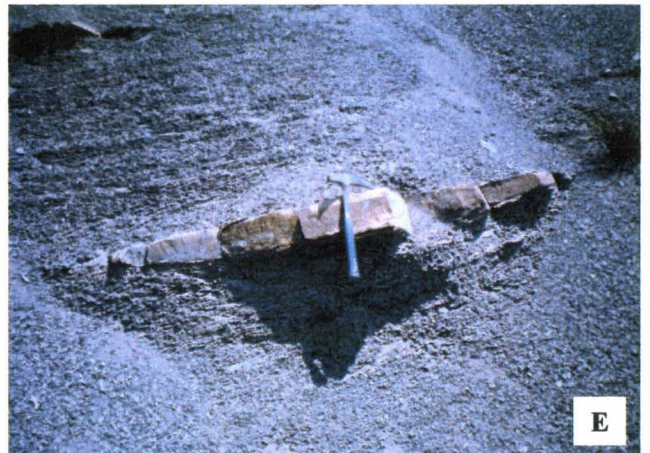
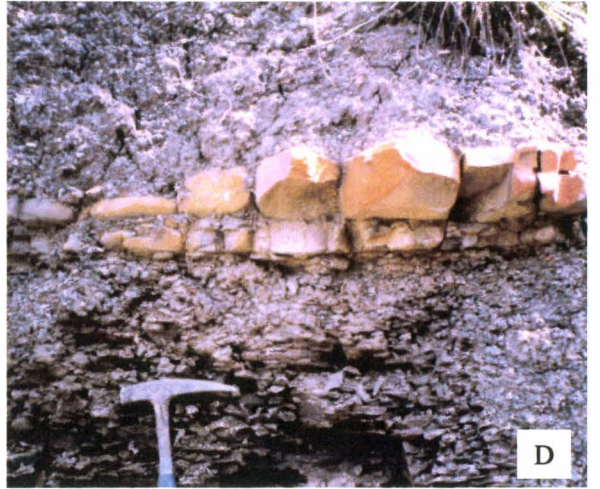


PLANCHE VIII

Vues de macrofaciès et microfaciès du Callovien-Oxfordien des Terres Noires du bassin Subalpin

A et C: Laminations légèrement obliques et microconvolutes. Les bandes claires sont constitués de quartz détritiques de la taille des silts (40-60 μ m). Des figures de bioturbation viennent perturber les structures sédimentaires primaires (banc 56, coupe de Tréscléoux)

B : Banc silto-carbonaté intensément bioturbé faisant suite à une argilite silteuse (grosse lentille silto-carbonatée de St Pierre d'Argençon)

D : Laminations horizontales silteuses et microconvolutes peu perturbées par la bioturbation (banc 56, coupe de Tréscléoux)

PLANCHE VIII

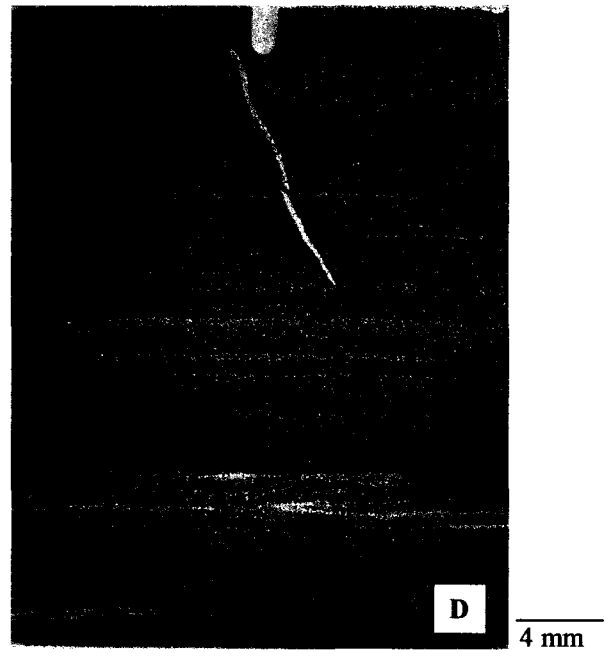
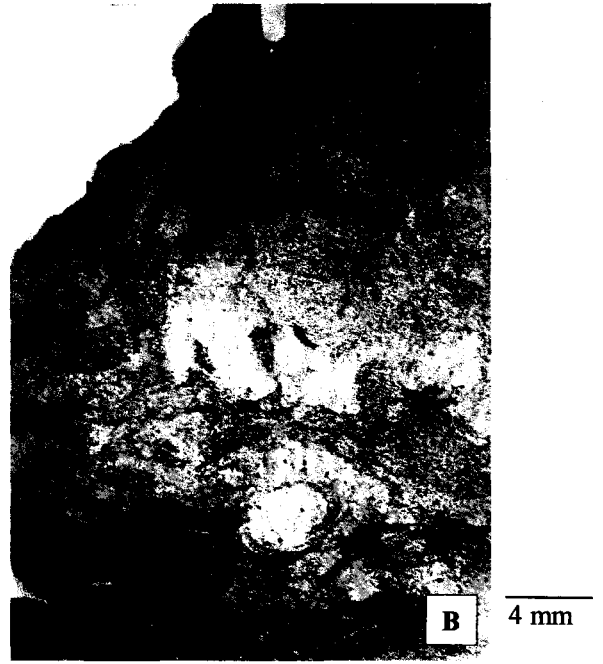


PLANCHE IX

Vues de macrofaciès et microfaciès du Callovien-Oxfordien des Terres Noires du bassin Subalpin

A, B, C, D : nodules carbonatés aplatis de la limite Callovien/Oxfordien (coupe de Thuoux). BOS : lamellibranches pélagiques du type bositra, OST : ostracodes, RAD : radiolaires, PRO : protoglobigérines. La photo C montre un terrier ovoïde à remplissage de radiolaires et fins lamellibranches pélagiques. La photo D montre des lamines silteuses millimétriques (quartz détritiques dominant) interrompues par un terrier (droite).

E : Petits amas de sidérite (coupe Oze, banc 124)

F : Cristaux de sidérite dispersés dans la matrice argilo-micritique et albite néoformée dans une loge d'ammonite recristallisé en sparite (coupe de Montréal-les-Sources, banc 47)

G : Accumulation de sidérite dans un terrier (coupe de Montréal-les-Sources, banc 53)

H : Cristaux de dolomite et bioclaste de gastéropodes (coupe de Montréal-les-Sources, banc 71)

PLANCHE IX

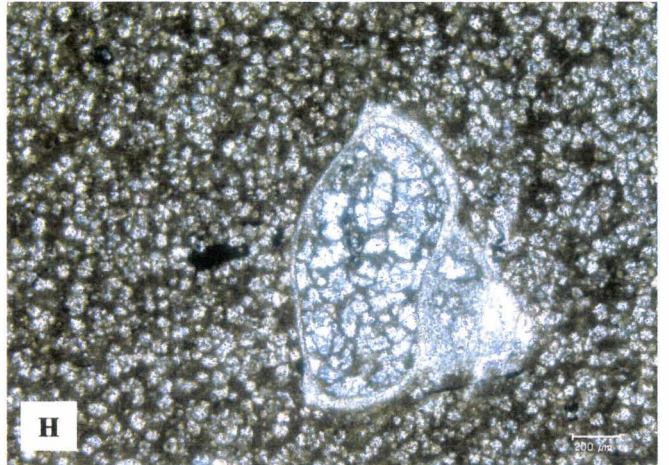
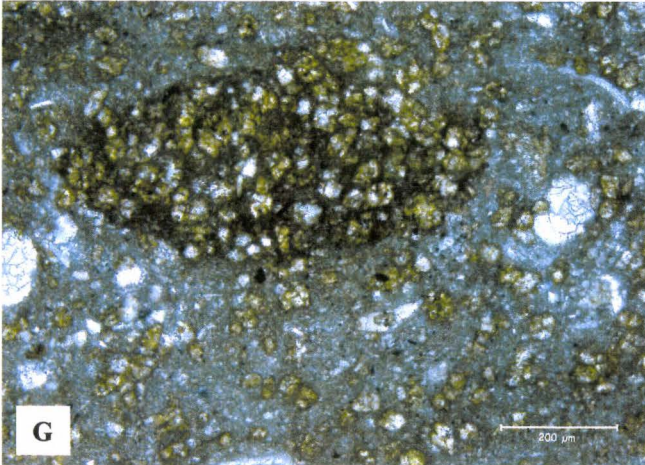
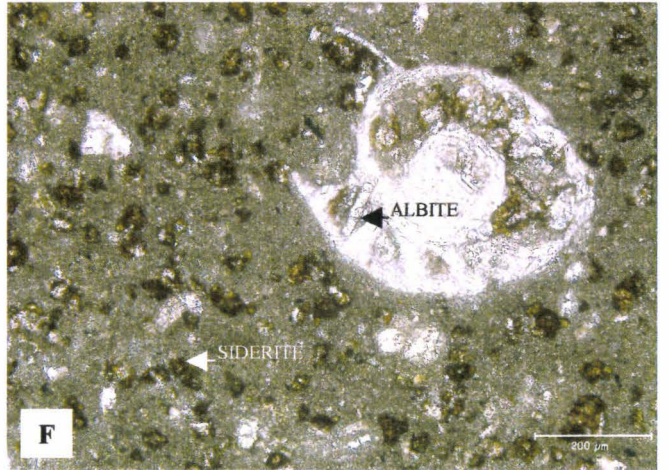
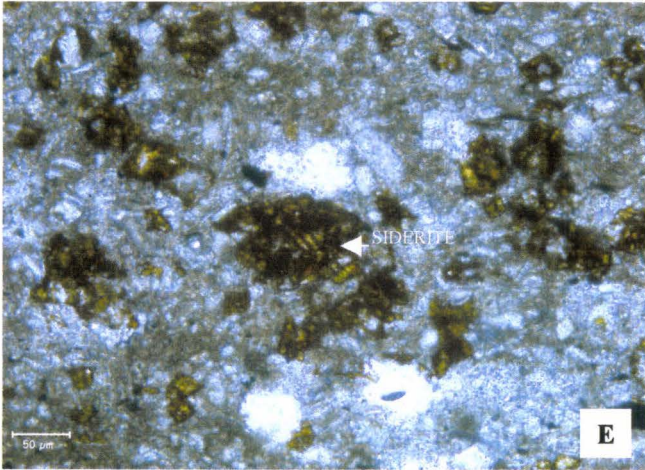
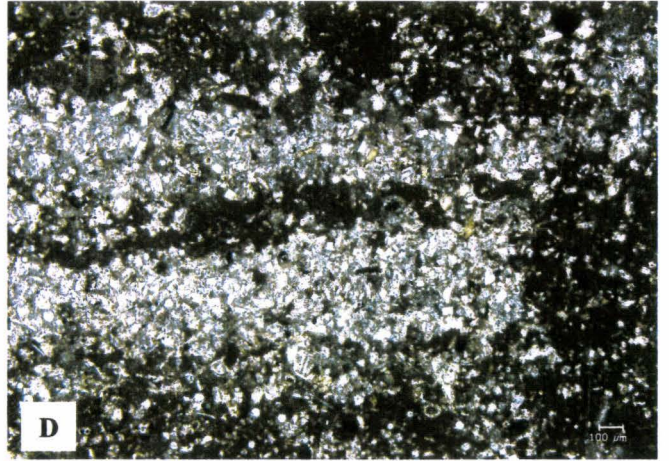
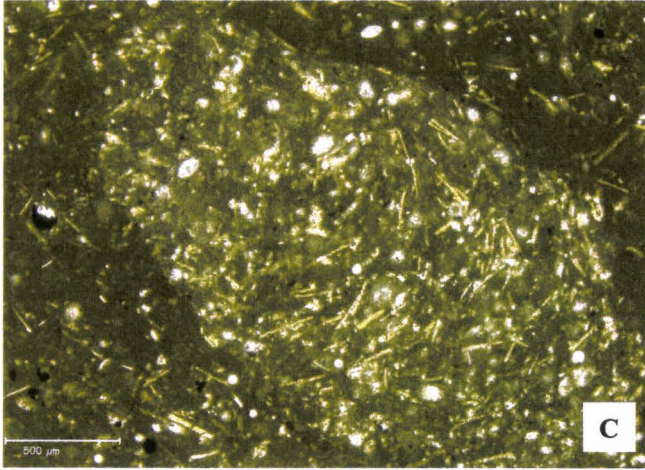
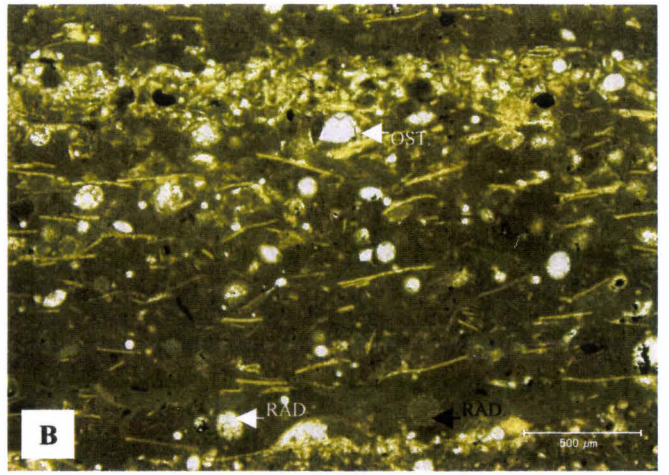
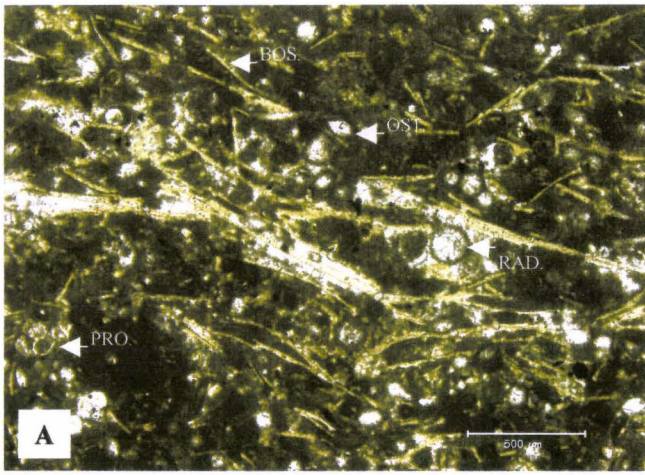


PLANCHE X

Vues de macrofaciès et microfaciès du Callovien-Oxfordien des Terres Noires du bassin Subalpin

A : Vue au MEB de cristaux rhomboédriques de sidérite d'un banc rouille lie de vin de la coupe de Montréal-les-Sources. Les zones claires présentent une composition proche de la sidérite, les zones sombres des cristaux correspondent à une altération en limonite et argile. SID : sidérite, CAL : calcite, AL : altération en limonite et argile.

B : Nodule préservé dans un banc rouille lie de vin riche en faune pélagique (radiolaires, protoglobigérines) et spicules d'éponge

C : Lamine silteuse (quartz détritiques) à base érosive – lentille silto-carbonatée de St Pierre d'Argençon

D : Détail de la photo C : un ciment siliceux poecilitique entoure les grains de quartz détritiques

E, F : figures de dissolution de cristaux de gypse dans les niveaux ocre gypseux des coupes des Baronnie

G : Niveau d'accumulation de foraminifères planctoniques (protoglobigérines) partiellement dissous dans une matrice argilo-carbonatée

H : Nodule crème carbonaté à radiolaires, spicules d'éponges, protoglobigérines et ostracodes (coupe d'Oze, unité 56)

PLANCHE X

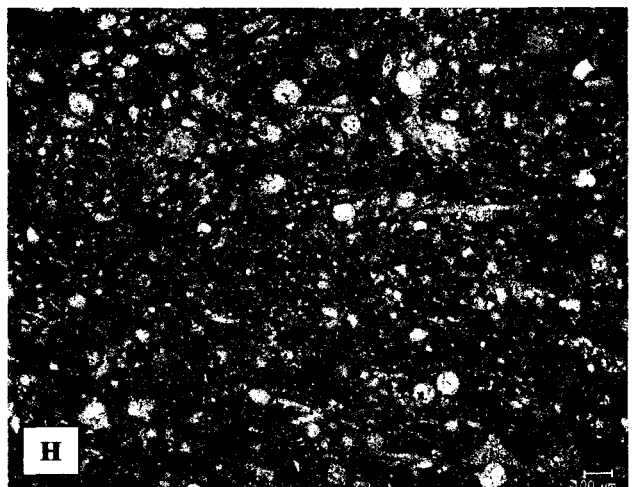
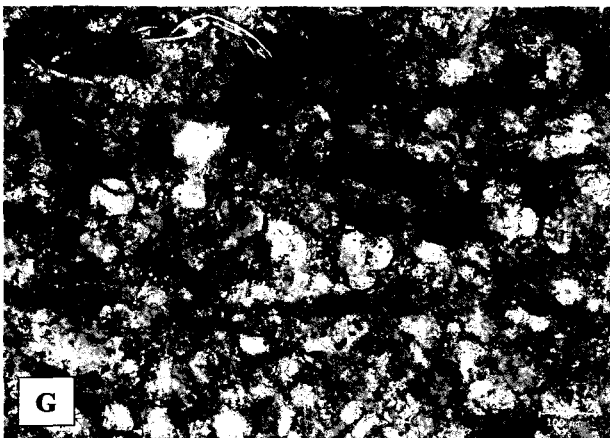
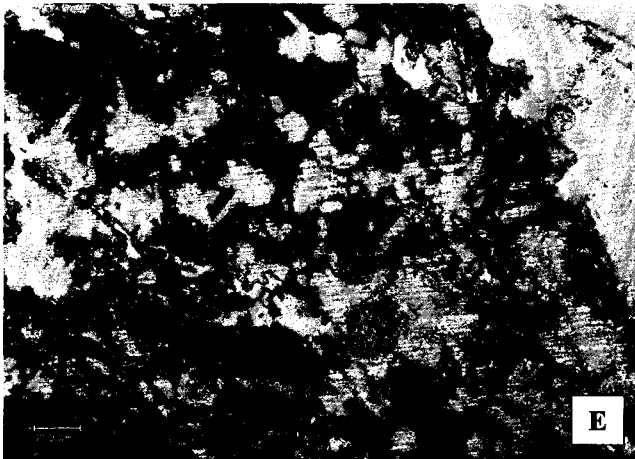
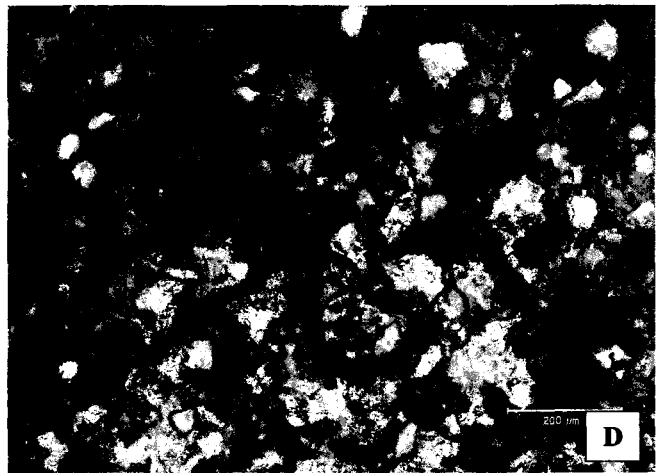
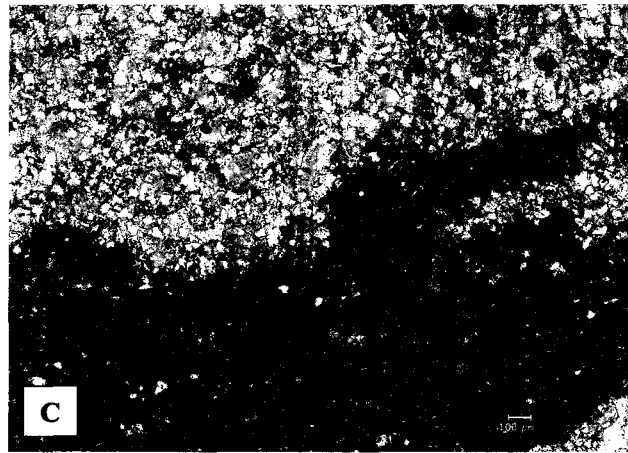
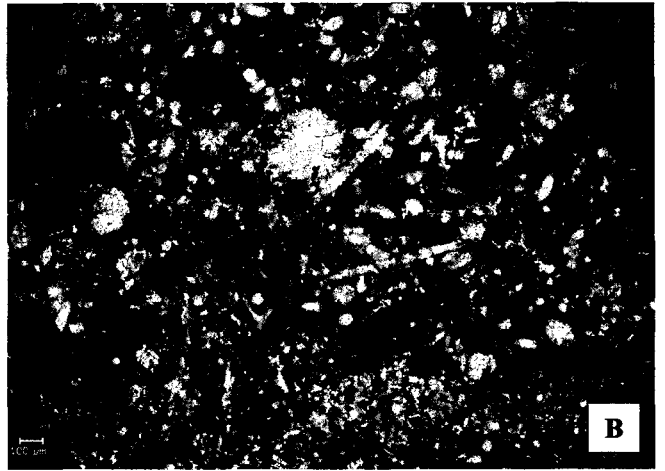
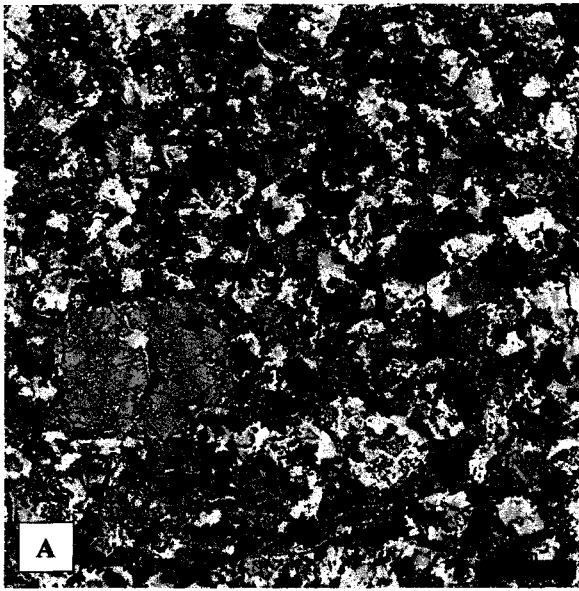


PLANCHE XI

Vues de macrofaciès et microfaciès du Callovien-Oxfordien des Terres Noires du bassin Subalpin

- A, B : cristaux de quartz automorphes dans des niveaux carbonatés, recristallisés (coupe de Valerne)
C : Bioclastes de lamellibranches dissous, recristallisés en sparite et cristaux de quartz automorphes (coupe d'Orpierre)
D : cristal d'albite néoformée, maclée, dans une matrice argilo-carbonatée (banc 56, coupe de Trescléoux)
-

PLANCHE XI

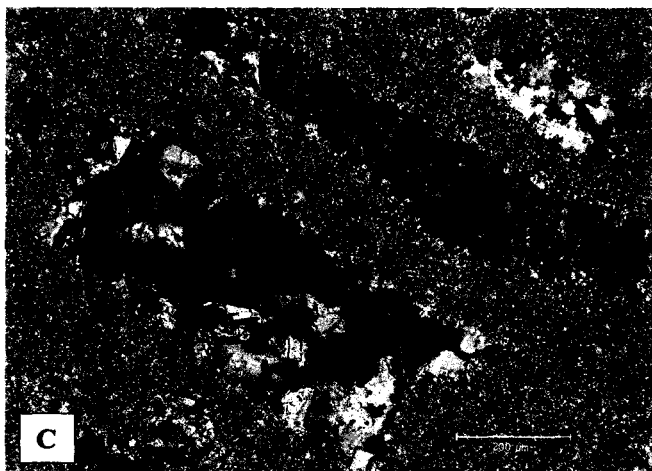
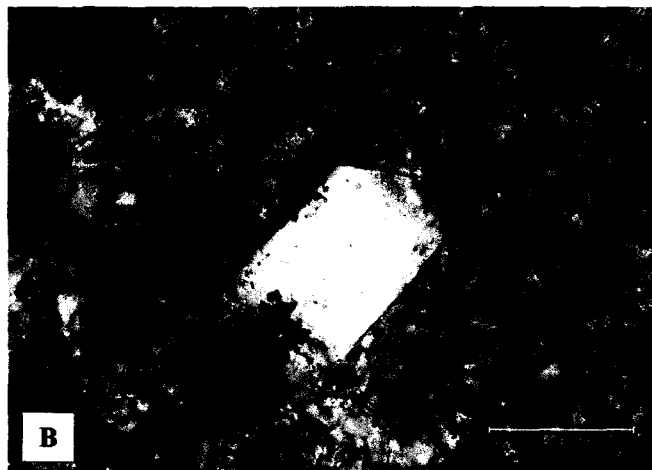


PLANCHE XII

Vues de cristaux et microfaciès des bentonites du Bassin de Paris

A-H : cristaux de zircons (bentonite SB16, St Blin)
I-K : cristaux d'apatite (bentonite SB16, St Blin)
L : cristal de rutile (bentonite SB16, St Blin)

PLANCHE XII

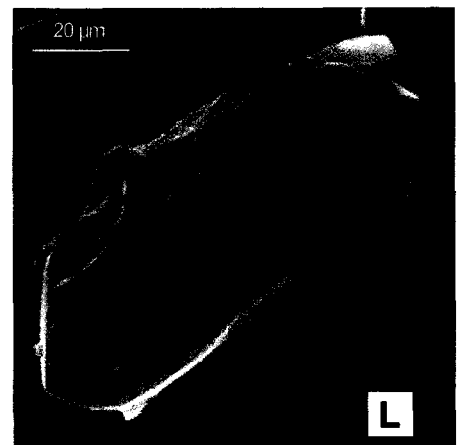
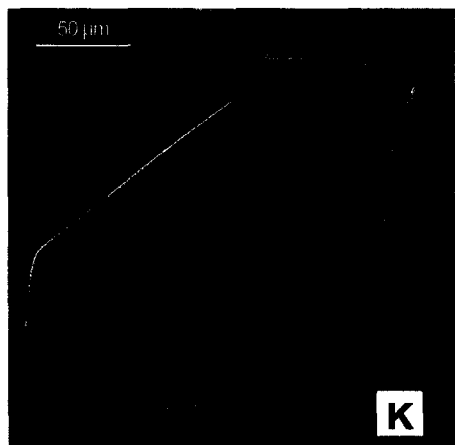
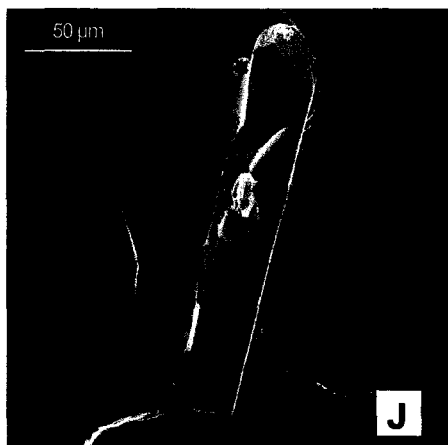
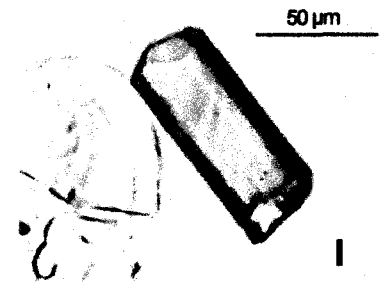
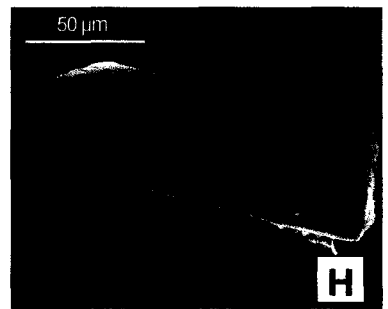
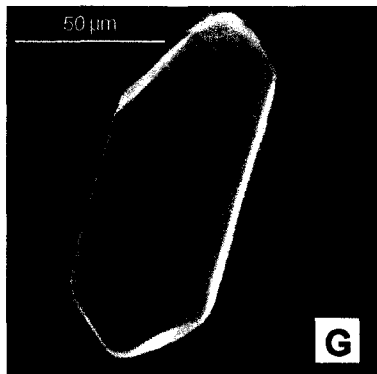
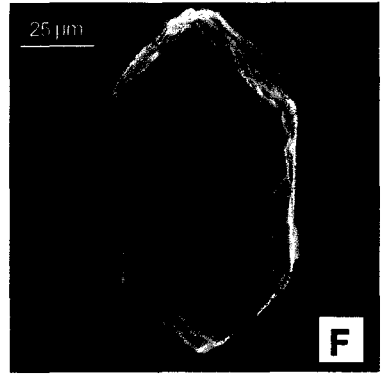
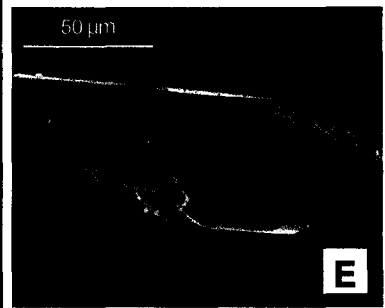
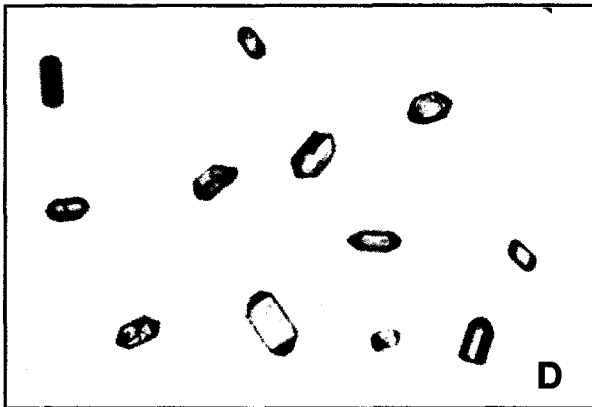
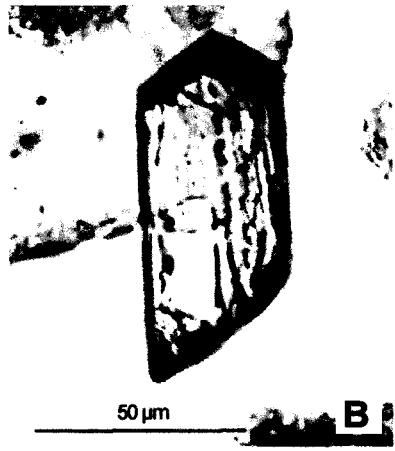
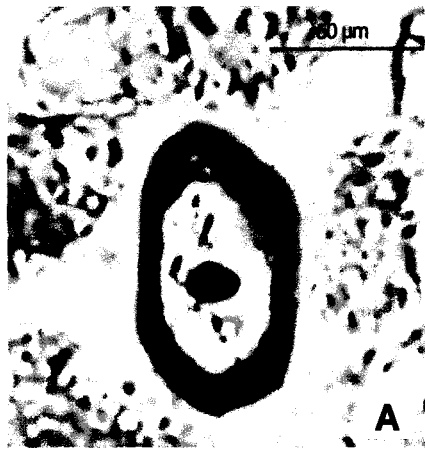


PLANCHE XIII

Vues de cristaux et microfaciès des bentonites du Bassin de Paris

A-B : cristaux d'amphiboles (bentonites SB16, St Blin)

C-D : cristaux de biotites (bentonites SB16, St Blin)

E-F : cristaux d'hématite (bentonites SB16, St Blin)

G : verre volcanique (bentonites SB16, St Blin)

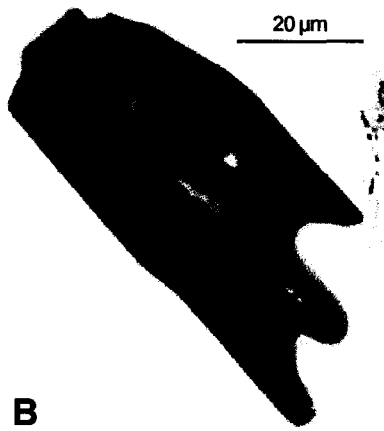
H-I : Cristaux automorphes de quartz (bentonites SB16, St Blin, photographie Y. Coquinot)

J-K : Cristaux de tourmalines (bentonites SB16, St Blin)

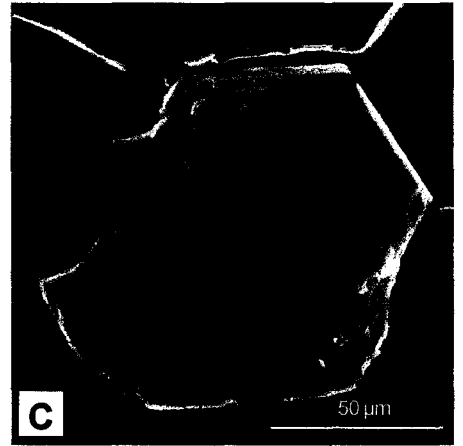
PLANCHE XIII



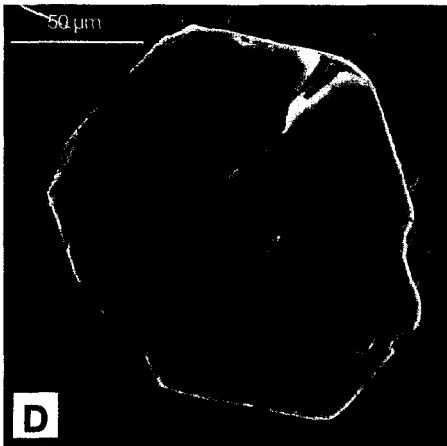
A



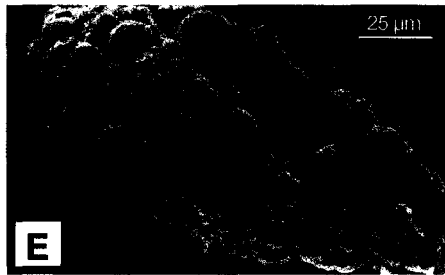
B



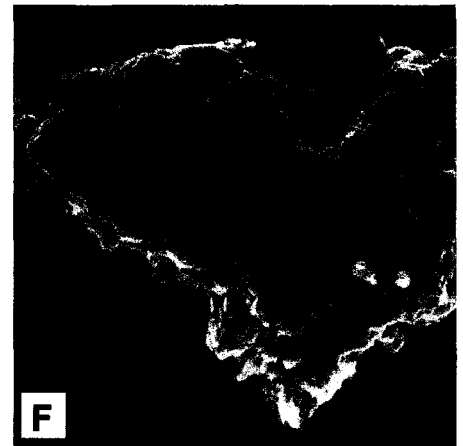
C



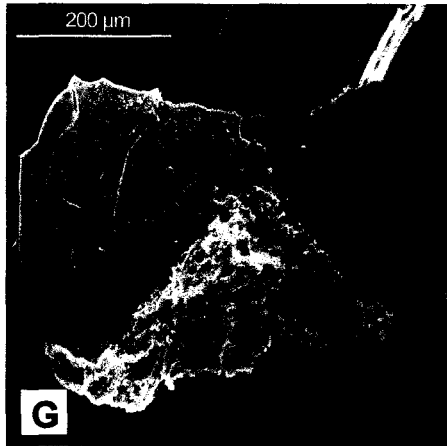
D



E



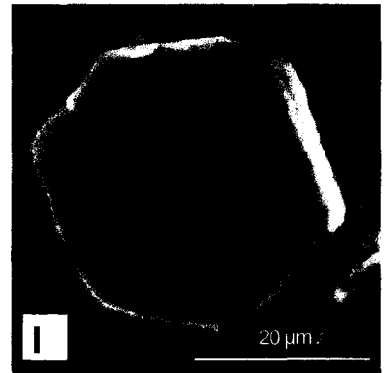
F



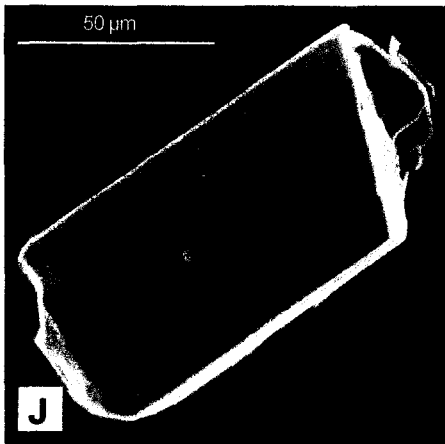
G



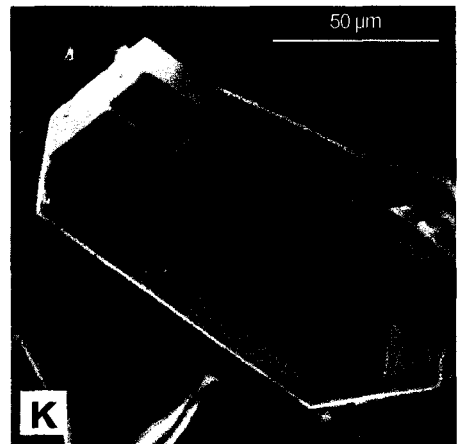
H



I



J



K

PLANCHE XIV

Vues de cristaux et microfaciès des bentonites du Bassin de Paris

- A-B : cristaux de feldspaths (bentonites SB16, St Blin)
C-D : Cristaux de dolomite (bentonites SB16, St Blin)
E-G : cristaux de kaolinite vermiculaire. L'observation en mode rétrodiffusé ou mixte permet d'identifier des feuillets de micas (levérierite)
H-I : cristaux de biotites (bentonites SB16, St Blin)
J : ponce altérée (?) en silice et calcite (bentonites SB16, St Blin)
K : plage de phosphate (bentonites SB16, St Blin)
-

PLANCHE XIV

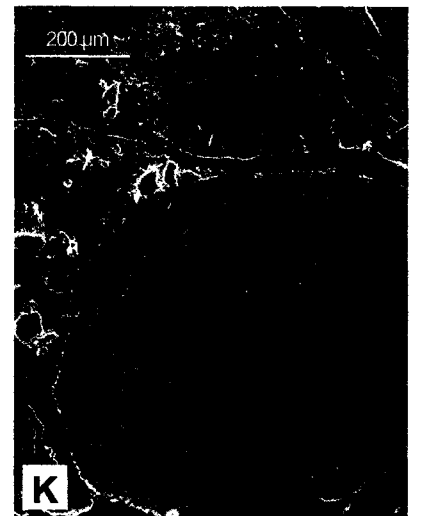
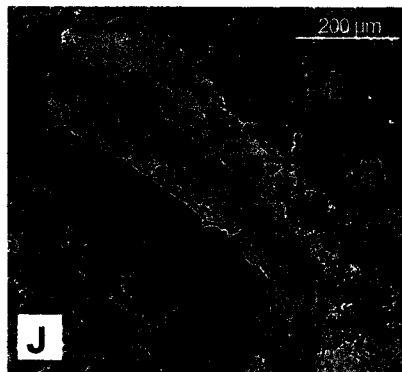
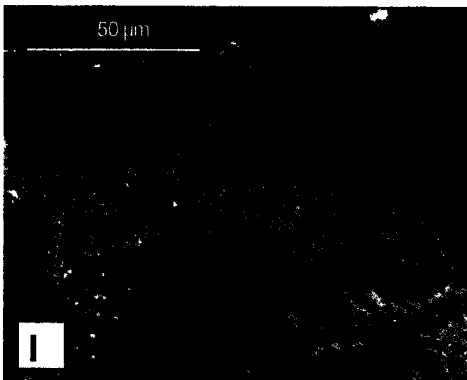
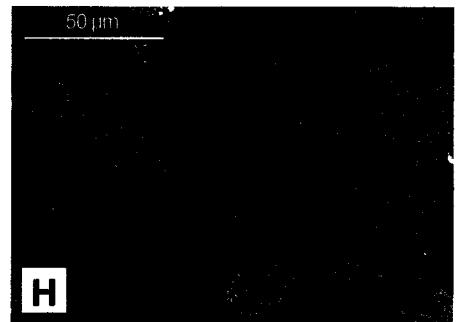
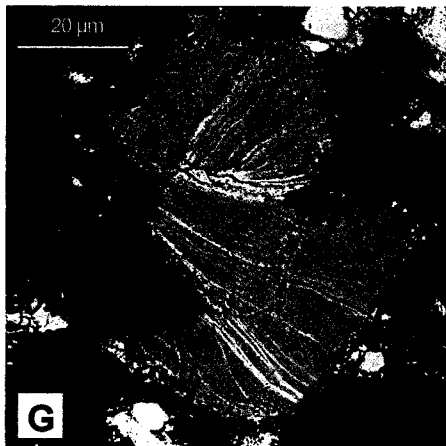
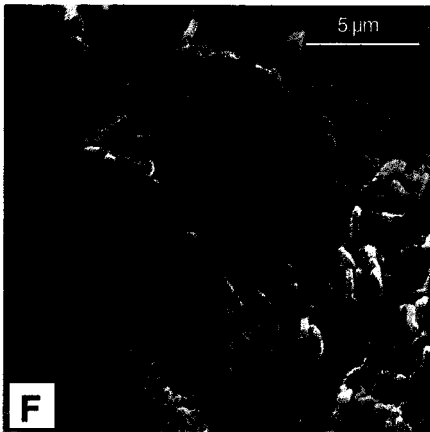
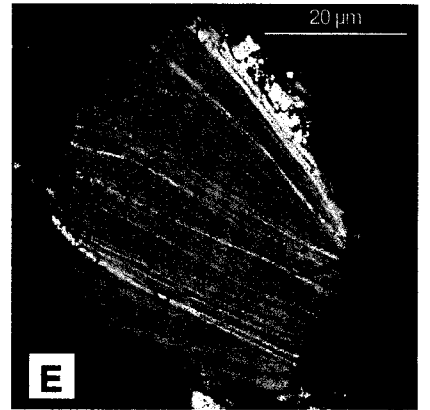
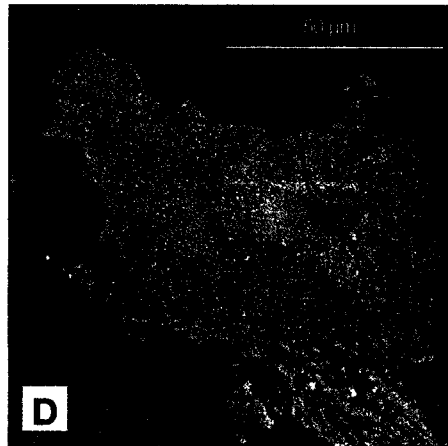
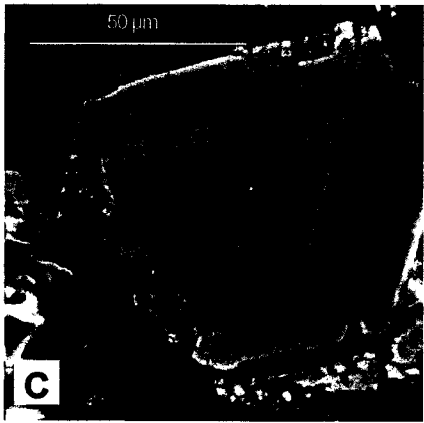
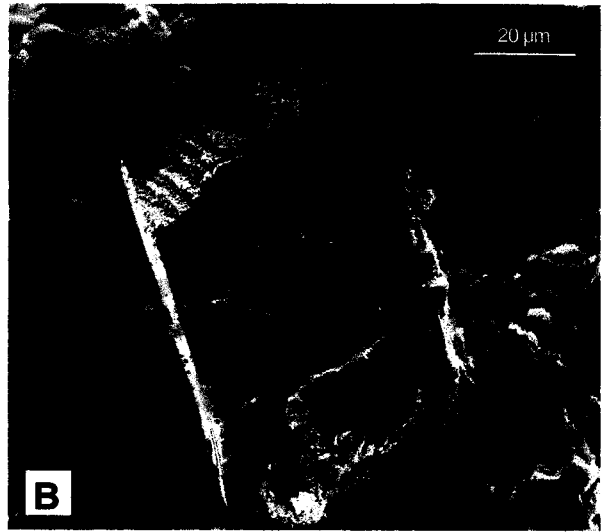
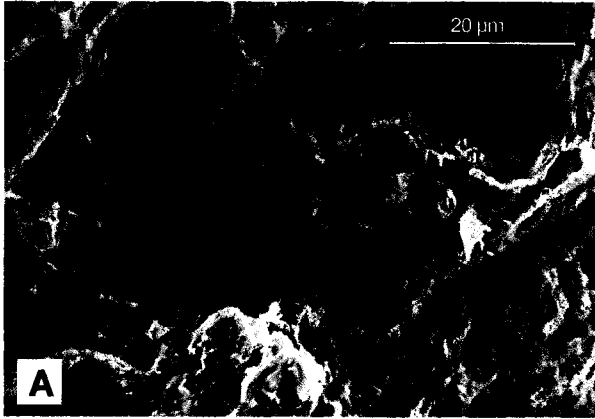


PLANCHE XV

Vues de cristaux et microfaciès des bentonites du Bassin de Paris

- A: microfaciès de la bentonite du forage HTM 102 (351,51m)
B : microfaciès de la base de la bentonite du forage EST 104 (429,02m)
C : encaissant marneux, forage EST104 (429,05)
D-H : microfaciès de la bentonite de St Blin
-

PLANCHE XV

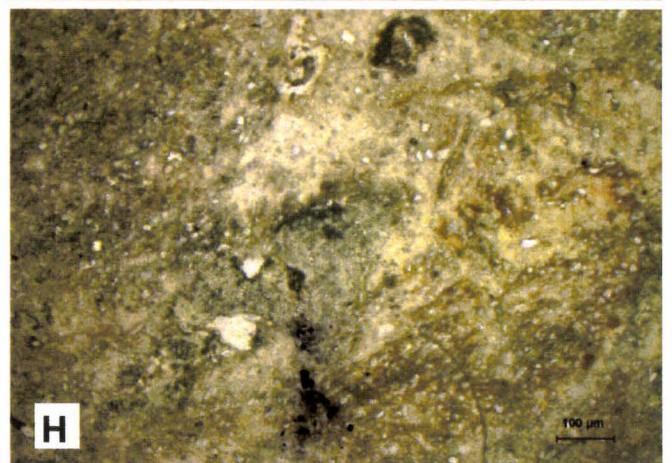
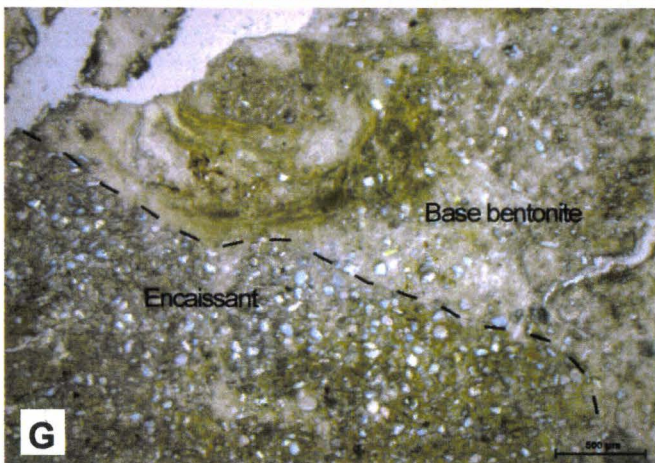
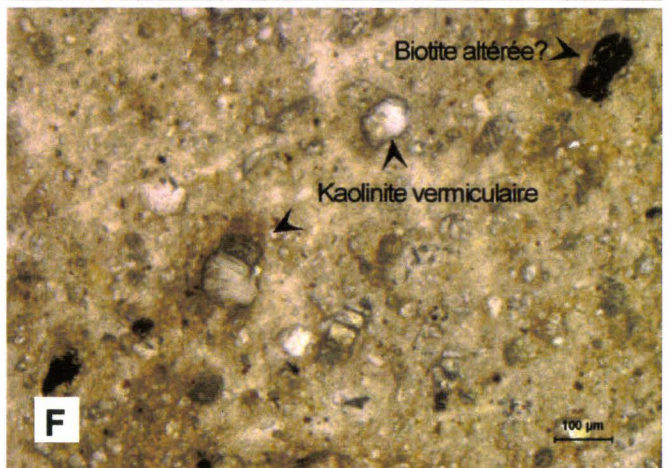
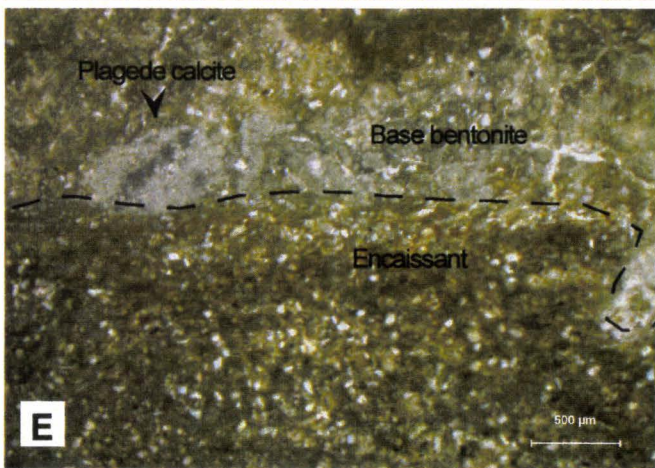
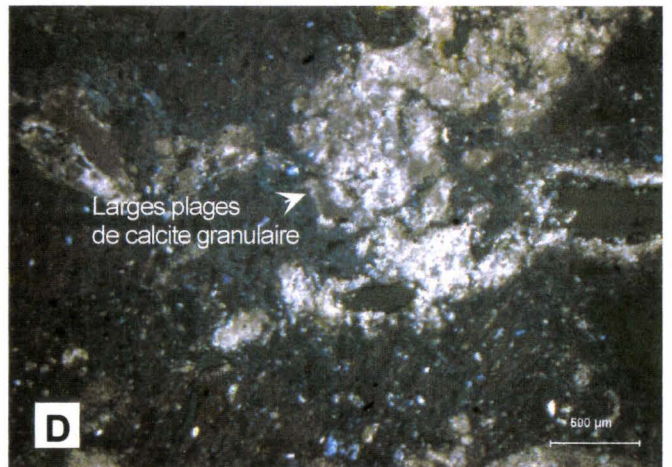
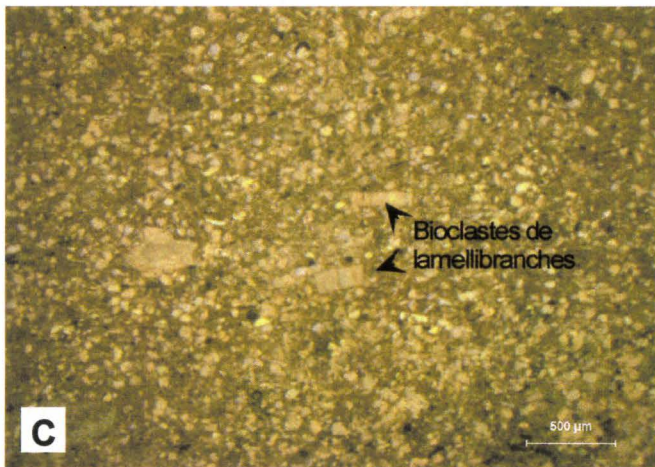
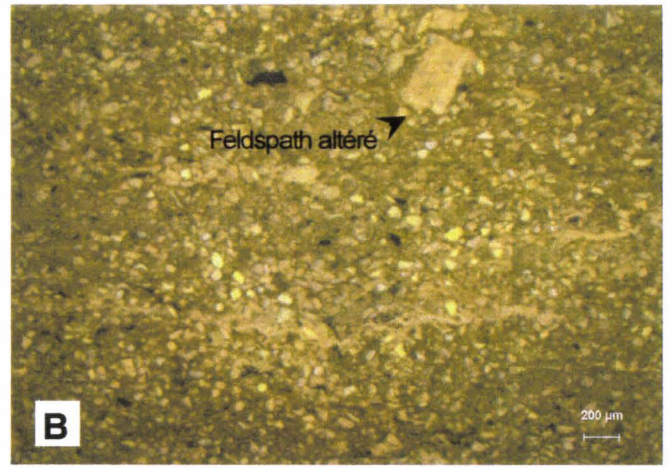
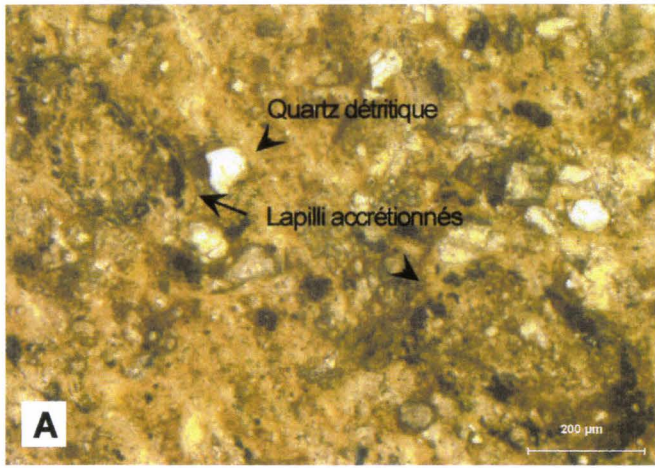


PLANCHE XVI

Vues de cristaux et microfaciès des bentonites du Bassin de Paris

A-B : texture pétaloïde et en nid d'abeille de particules de smectites (bentonite EST 104 429,34)

C: microsparite intimement liés à des particules smectitiques dans une plage de calcite (bentonite SB 16, St Blin)

D-E : plages de calcite granulaire et pseudomorphoses hexagonales et prismatiques en calcite (bentonite SB 16, St Blin)

F : cristal automorphe de feldspath potassique partiellement recouvert de particules argileuses floconneuse (bentonite EST 103 429,34)

PLANCHE XVI

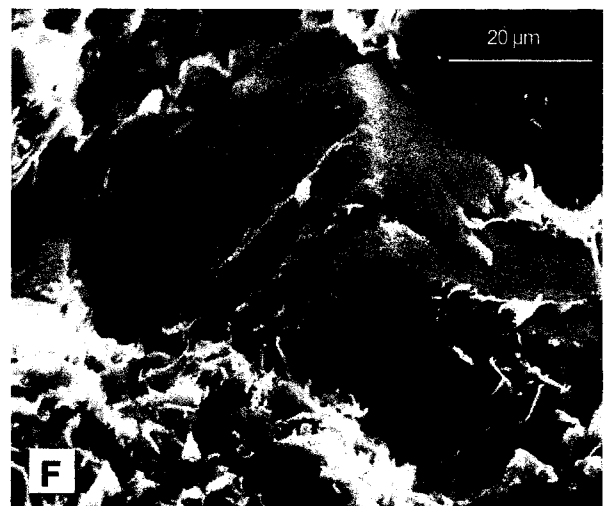
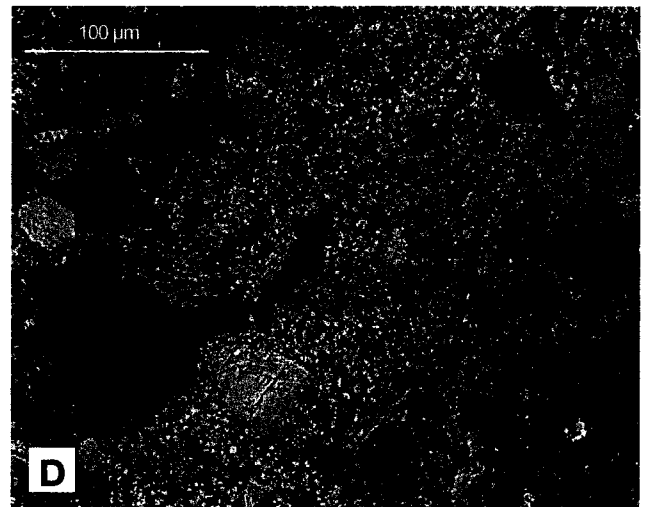
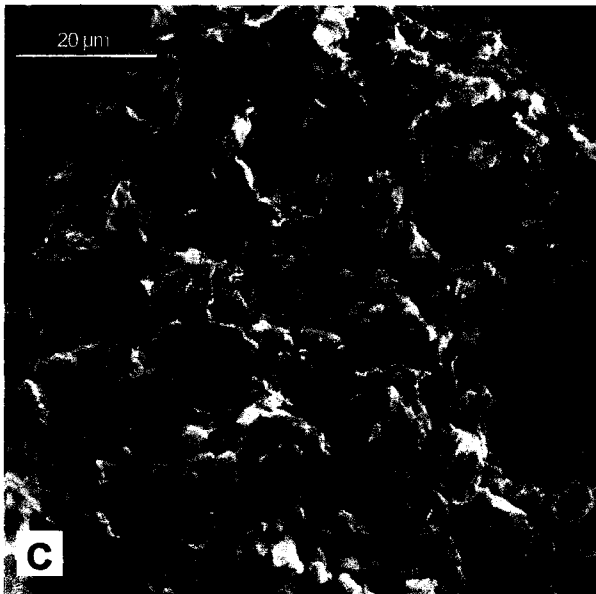
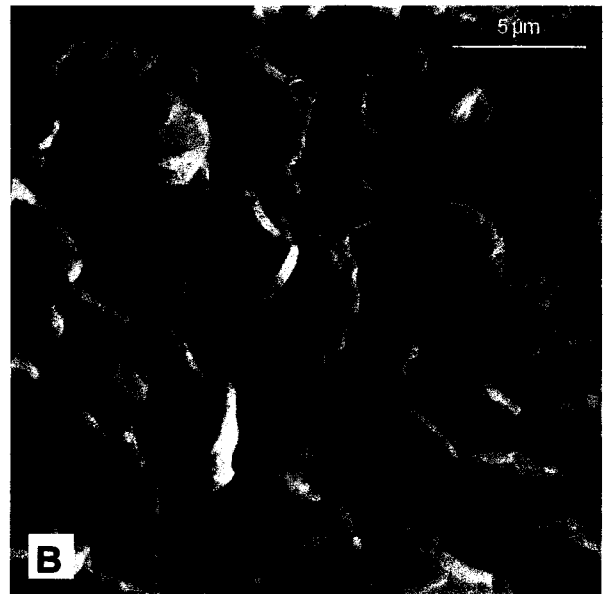


PLANCHE XVII

Vues de cristaux et microfaciès des bentonites du Bassin de Paris

A, C, D, E, F : agrégats de kaolinites et levériérites (bentonite SB 16, St Blin)

B : plage d'opale à la base du niveau (bentonite SB 16, St Blin)

G : détail de la transition entre encaissant et bentonite (bentonite SB16 de St Blin)

H : détail d'une plage de calcite au sein du niveau (bentonite SB16 de St Blin)

PLANCHE XVII

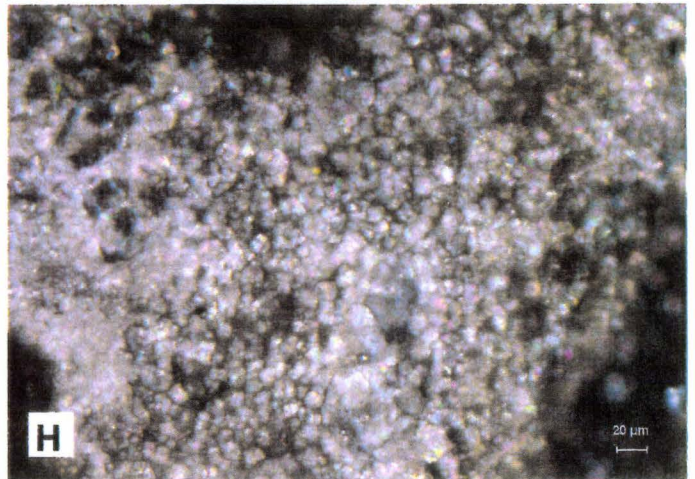
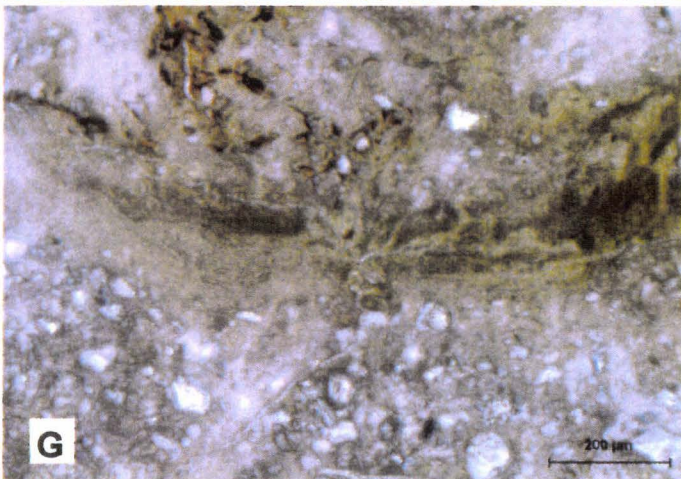
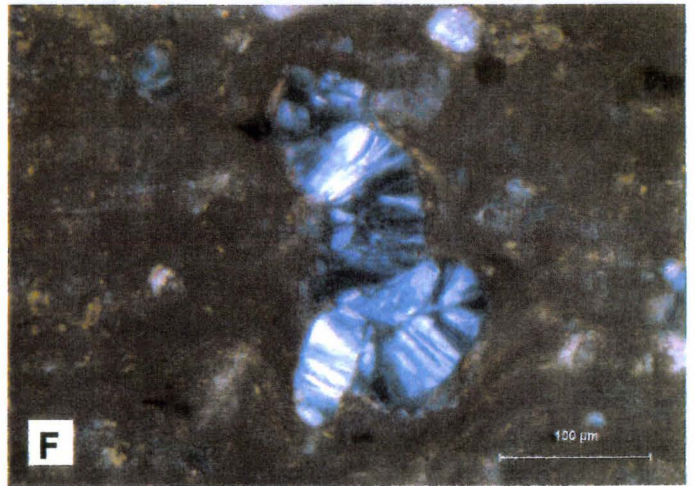
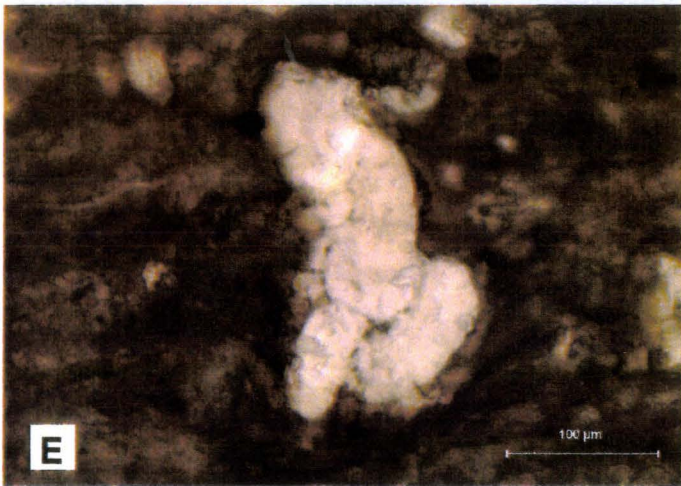
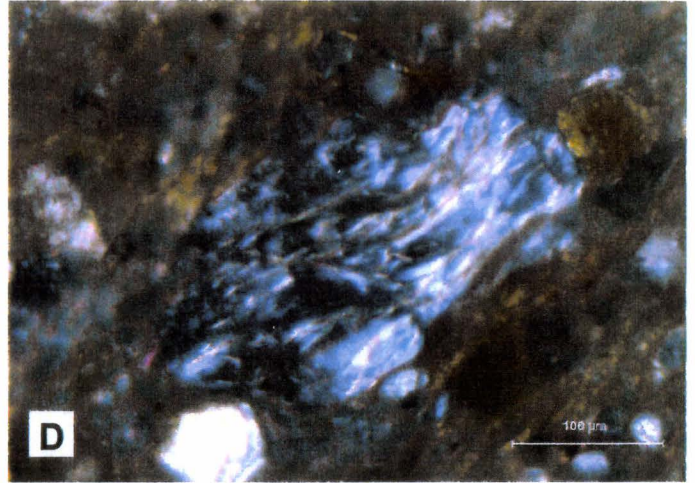
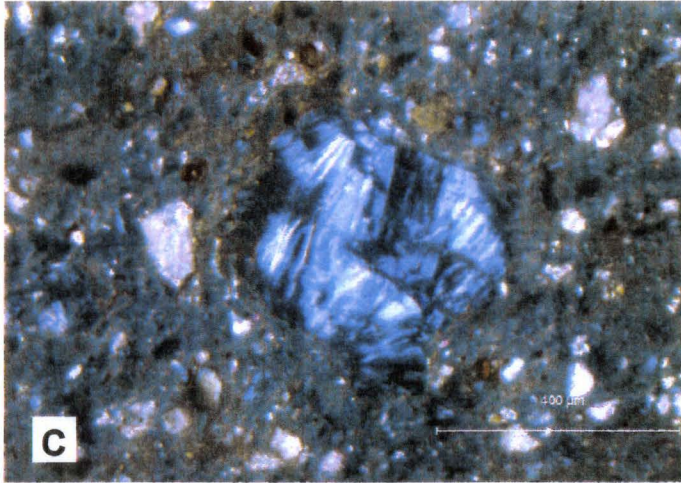
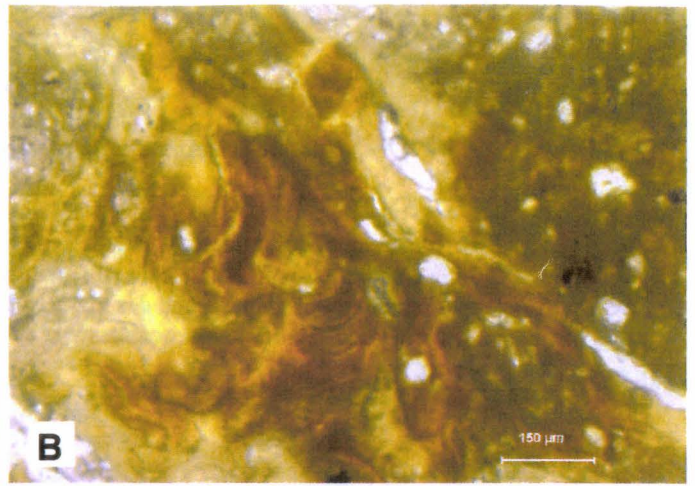
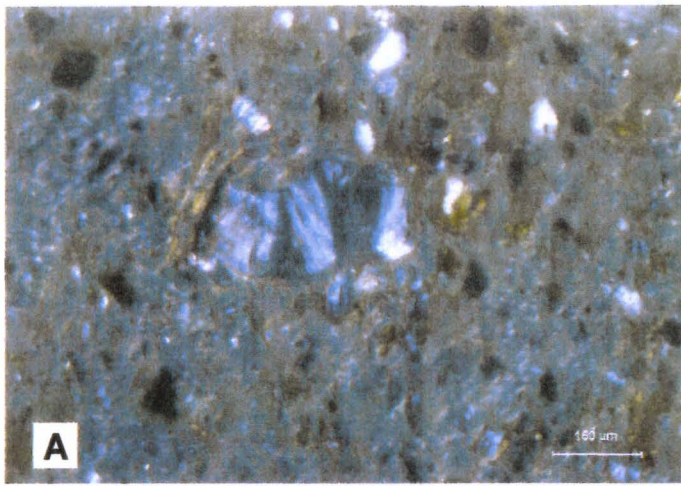


PLANCHE XVIII

Vues de cristaux et microfaciès des bentonites du Bassin de Paris

A-B: vue en cathodoluminescence de la bentonite du forage EST 104 (429,05m)

C : vue en cathodoluminescence de la bentonite SB 16 (St Blin)

D : vue en cathodoluminescence des marnes encaissantes sous-jacente à la bentonite SB 16 (St Blin)

E, F, G : vue en cathodoluminescence de la bentonite SB16 de St Blin

PLANCHE XVIII

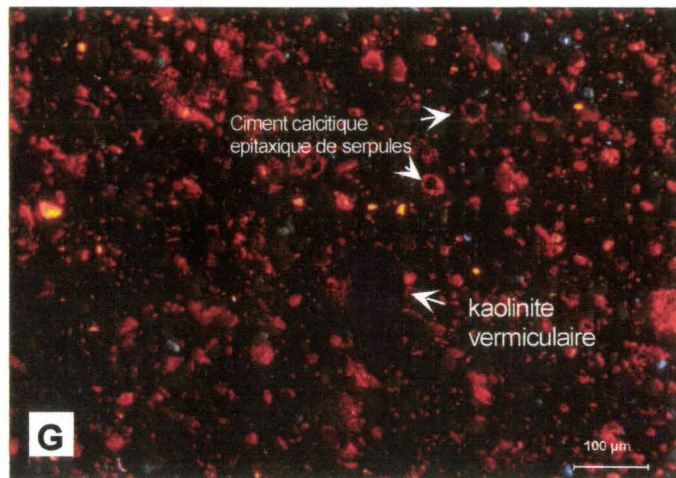
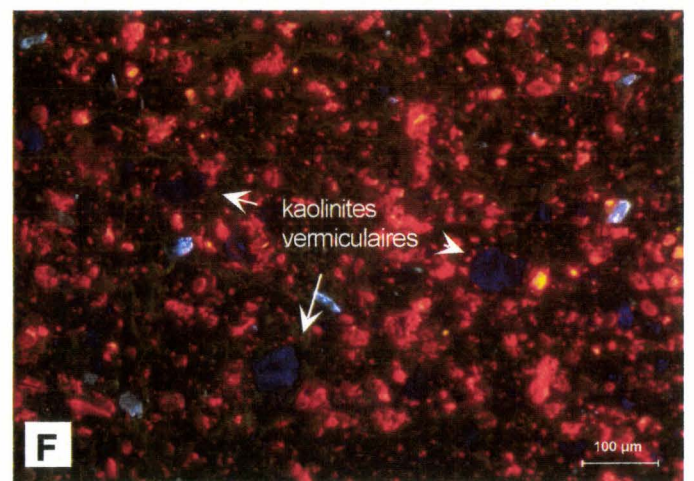
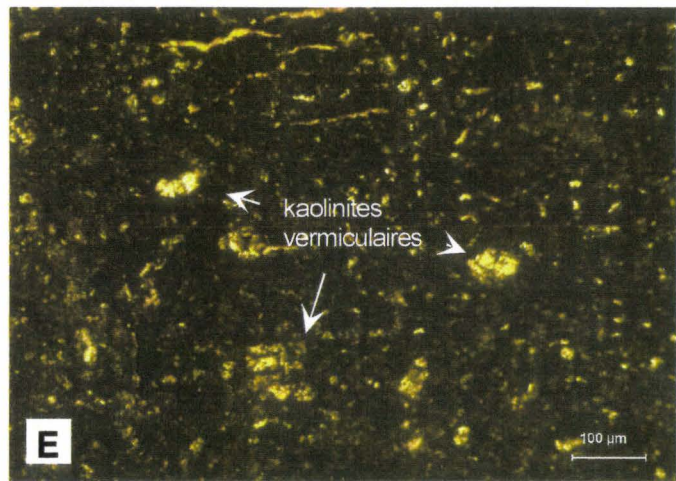
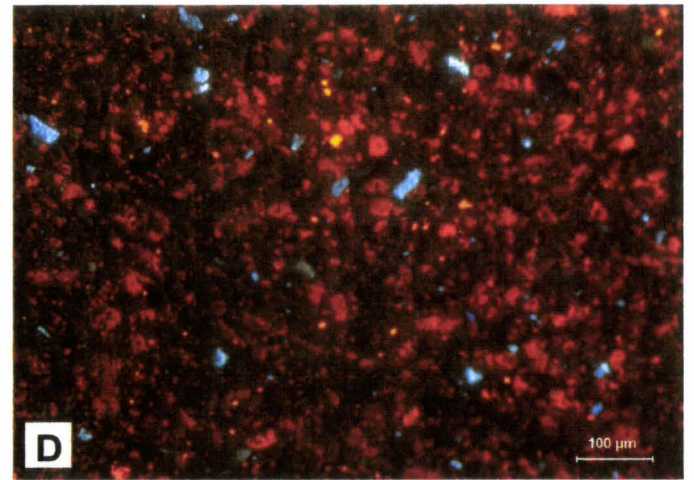
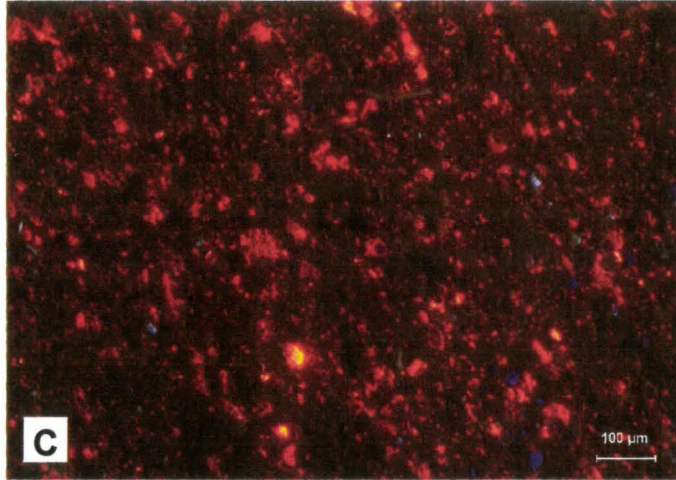
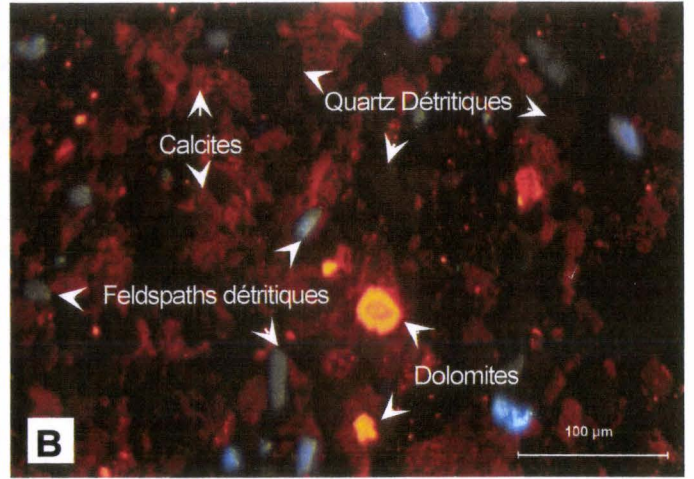
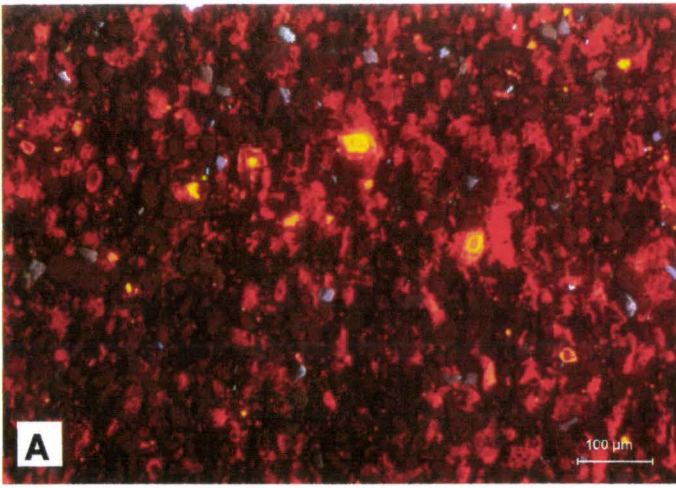
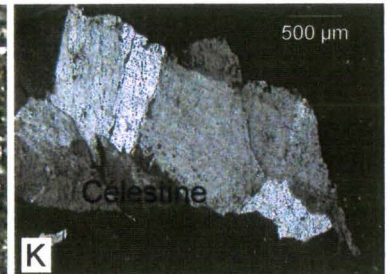
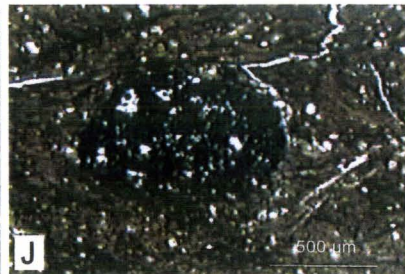
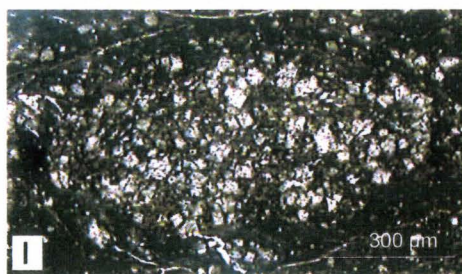
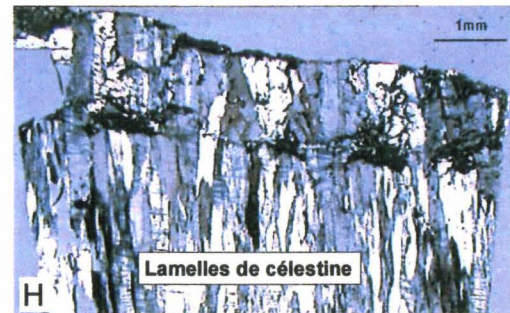
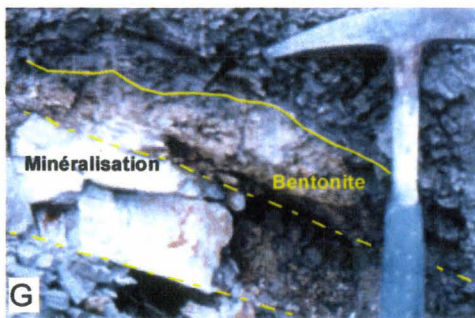
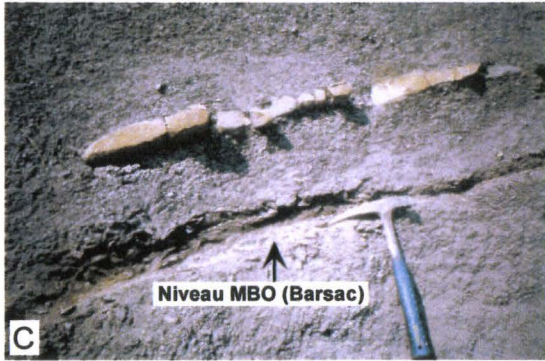
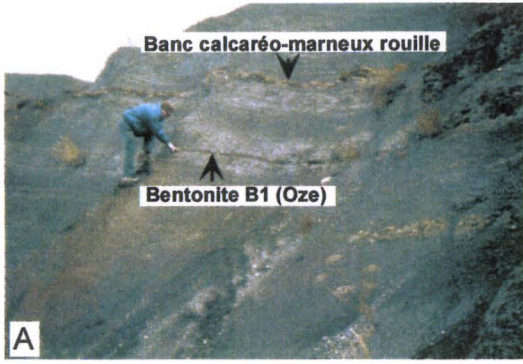


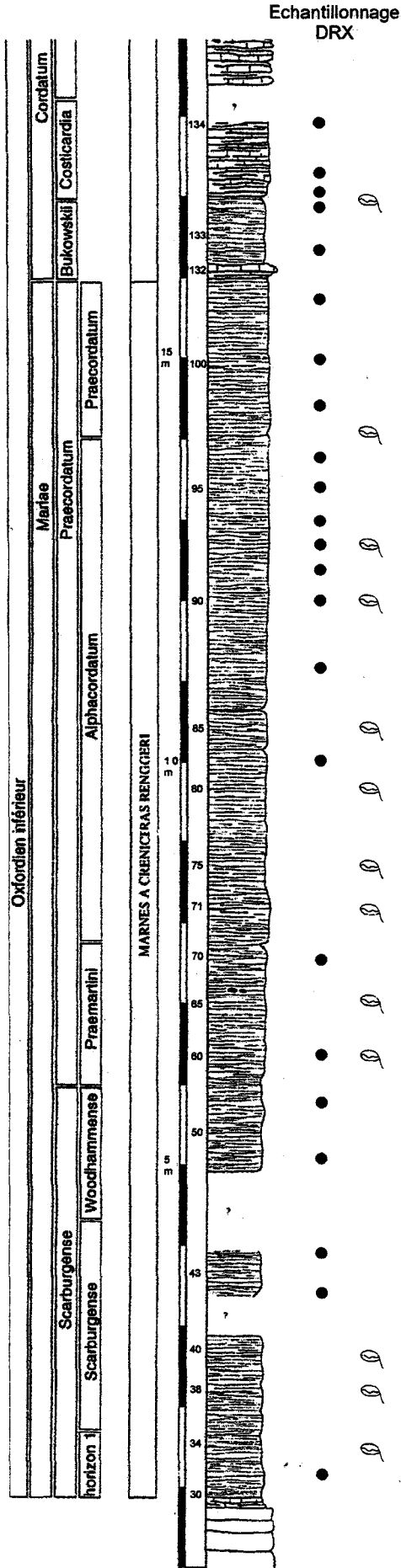
PLANCHE XIX

Aspects macroscopiques et microfaciès des bentonites du bassin Subalpin

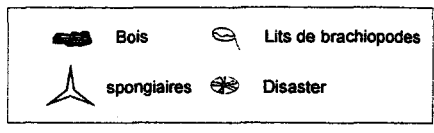
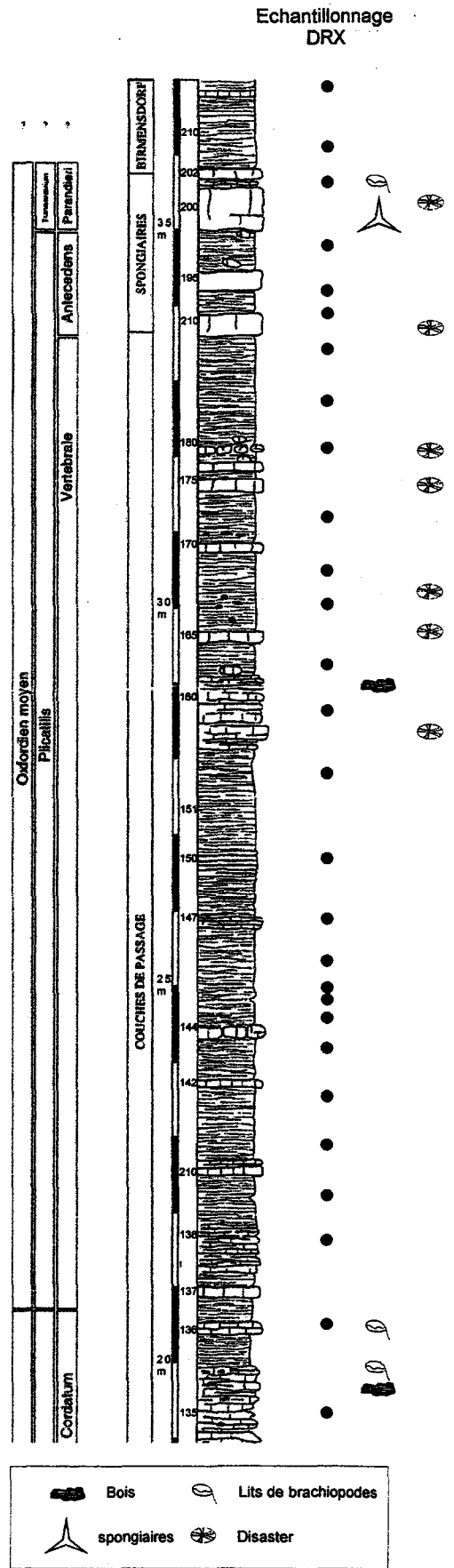
- A-B : vue de bentonites millimétriques (b1 et b2) de la coupe d'Oze
C-F : différents aspects macroscopiques de la bentonite MBO
G-H : détail de la minéralisation sous-jacente au niveau MBO (coupe de Savournon)
I-K : microfaciès du niveau MBO : terrier à remplissage de cristaux de dolomites, terrier pyritisé, minéralisation de célestine au sein du niveau

PLANCHE XIX



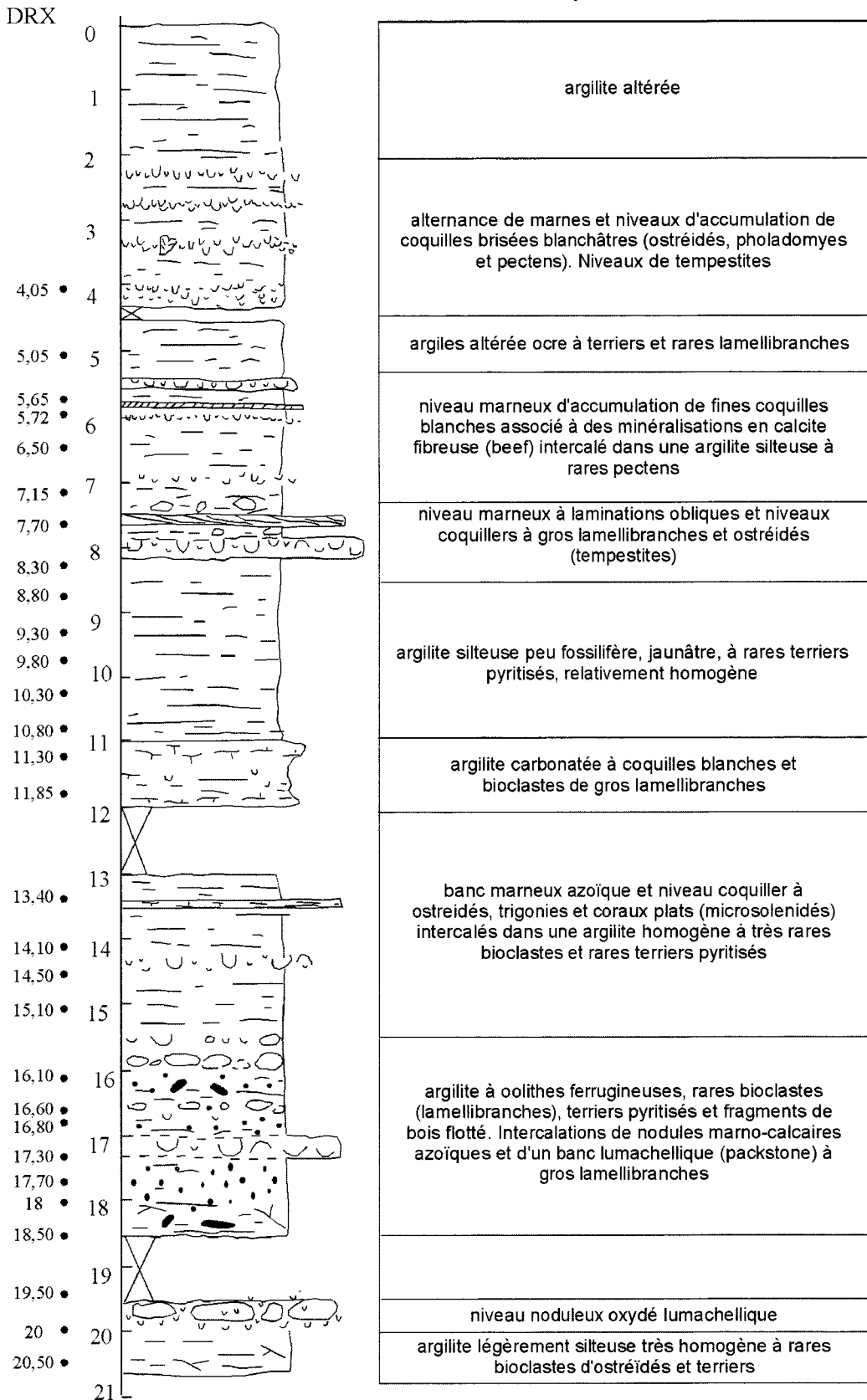


COUPE DE CROTENAY



Annexe 1 – Positionnement des échantillons traités en DRX sur la coupe de Crotenay (levé lithologique et découpage biochronologique d'après Courville *et al.*, 2000).

FORAGE GDF ARDENNES Signy
l'Abbaye SC - 4 - 02



Annexe 2 – Positionnement des échantillons traités en DRX et lithologie du forage SC-4-02 GDF de Signy l'Abbaye.

	FACIES MACROSCOPIQUES	LOCALITE	MINERALISATIONS	ETUDE PETROGRAPHIQUE : CHRONOLOGIE DES MINERALISATIONS
1	Nodules aplatis à géodes remplies de cristaux de calcite marron sombre groupés	St Geniez	Calcite marron (5mm) en épis Rhombôèdres d'ankérite orange (<1mm)	2 stades de cimentation : 1 - calcite isopaque sombre fibreuse à réniforme en bordure de cortex 2 - calcite isogranulaire plus ou moins sale où s'intercale des microbrèches micritiques
2	Nodules aplatis à fentes de retrait et parois tapissées de calcite en petits scalénoèdres translucides et cristaux isolés de dolomite en selle	Buis-les- Baronnies	Scalénoèdres de calcite (1mm) Dolomite en selle blanc, jaune à rose (3-5mm)	
3	Nodules subsphériques à tubercules et gros cristaux de célestine bleutée, parois tapissée de calcite millimétrique	Les Sias Chalançon	Célestine hyaline centimétrique légèrement bleutée à clivage bien marqué, débit en pseudorhombôèdres Calcite microcristalline à millimétrique en scalénoèdre	4 stades de cimentation : 1 - ciment de calcite isopaque sombre fibreuse à granulaire en bordure de cortex 2 - fractures à remplissage de calcite granulaire fine 3 - cristaux de calcite limpide granulaire ou prismatique 4 - lamelles de célestine
4	Nodules allongés aplatis à nombreuses fentes de retrait à remplissage de barytine fibroradiée, calcite et nombreux quartz automorphes hyalins millimétriques	Montréal- les-Sources Tréscleoux Orpierre	Barytine blanche laiteuse fibroradiée Calcite microcristalline Quartz trapu hyalin (4 mm pour les plus gros)	4 stades de cimentation : 1 - ciment de calcite isopaque granulaire translucide en bordure de cortex 2 - gros cristaux de calcite granulaire translucide 3 - Cristaux de quartz hyalin automorphe 4 - cristaux prismatiques automorphes de barytine recoupant calcite et quartz
5	Nodules aplatis à cristaux centimétriques prismatiques lamellaires de barytine et célestine	Montréal- les-Sources Chalançon	Célestine et barytine centimétriques fibroradiée à lamellaire Calcite millimétrique granulaire tapissant les parois Petits rhombôèdres d'ankérite	3 stades de cimentation : 1 - calcite isopaque sombre fibreuse à réniforme en bordure de cortex 2 - calcite isogranulaire plus ou moins sale 3 - gros cristaux lamellaires de barytine et célestine
6	Nodules aplatis à matrice sombre, pyrite, quartz automorphes, ankérite et remplissage des fentes de retrait par des hydrocarbures suintants et argiles plastiques	Tréscleoux Orpierre Roc de Glorite	Quartz hyalins prismatique pyramidés ou trapus (<5mm) Calcite en petits rhombôèdres blancs, fibreuse ou microcristalline noire Pyrite en cristaux parfois centimétriques	5 stades de cimentation : 1 - Cristaux automorphes de pyrite noyés dans la matrice du cortex 2 - ciment isopaque de calcite microcristalline (parfois absent) 3 - calcite plus ou moins sale 4 - nombreux cristaux de quartz hyalins automorphes accolés en bordure de cortex ou au centre de la cavité 5 - cristaux d'ankérite

Annexe 3 -- Minéralisations et chronologie des minéralisations de septarias de différentes localités des Terres Noires

DISCRIMINANT FUNCTION ANALYSIS:

A multivariate statistical method, discriminant function analysis, was employed to analyse 26 variables (chemical elements) and four groups (bentonite beds). The discriminant analysis method was selected because it seeks to distinguish statistically between two or more groups of samples using a set of variables that are thought to differ between groups (Klecka, 1981). The mathematical objective is to weight and linearly combine the discriminating variables so that the groups are forced to be as statistically distinct as possible. Discriminant function analysis was carried out on the chemical data from 31 Oxfordian bentonite samples. The number of discriminant functions calculated is equivalent to the number of variables entered, or to one less than the number of groups (i.e. bentonite beds), whichever is smaller. Table 1 summarises the results and lists the three functions, their eigenvalues and a corresponding canonical correlation coefficient. The latter is a measure of the function ability to discriminate among the groups. Values of the functions as calculated at the group means are also given. They may be thought of as defining point coordinates within a 3-dimensional orthogonal grid. The eigenvalues, a measure of the relative amount of variance among the group of elements accounted for by each function, indicate that the third function is relatively small compared to the first two and contributes relatively little to the discriminant analysis. The first two functions include 95.9% of the variance accounted for by the model. Moreover, the canonical correlation coefficients associated with the functions show that the first two discriminant functions are each very highly correlated with the groups and the third is somewhat less correlated.

The correlations show that the functions, especially the first two, effectively separate the four beds; Different elements are important in each of the three functions. The order of importance of the elements to the discriminant model is Cr, Ge, Hf and Lu. The 31 samples were back-classified using the discriminant functions. All classified correctly in their respective groups, indicating the discriminant functions are successful in achieving group (bed) separation. Thus it is possible to identify a unique chemical fingerprint for each of the bentonite beds within the control group area; A territorial map is thus constructed using the first two canonical discriminant functions and the positions of the samples plotted on the map. The location of the integer for each group marks the group centroid position.

Variables in the analysis				
Step		Tolerance	F to Remove	Wilks' Lambda
1	Cr	1.000	11.713	
2	Cr	0.556	16.901	0.618
	Ge	0.556	9.306	0.435
3	Cr	0.549	13.688	0.337
	Ge	0.531	8.892	0.264
	Hf	0.853	5.357	0.210
4	Cr	0.385	21.031	0.186
	Ge	0.503	6.506	0.093
	Hf	0.423	16.590	0.157
	Lu	0.430	11.957	0.128

Eigenvalues (* First 3 canonical discriminant functions were used in the analysis)				
Function	Eigenvalue	% Variance	Cumulative %	Canonical correlation
1	6.767 ^a	82.8	82.8	0.933
2	1.329 ^a	16.3	99.0	0.755
3	0.081 ^a	1.0	100.0	0.274

Standardized Canonical Discriminant Function Coefficients			
	Function		
	1	2	3
Cr	1.300	-0.838	0.327
Ge	-0.304	1.174	-0.584
Hf	-1.322	-0.326	0.398
Lu	1.202	0.404	0.744

Annexe 4 – Principe du traitement statistique sur la géochimie des bentonites (Pellenard *et al.*, 2002, soumis) et résumé des fonctions discriminantes canoniques (Table 1).

Géochimie de marnes et bentonites des forages HTM102, EST104, EST103, MSE 101
(SH = argilites et marnes détritiques ; B = bentonite ; L.D. = limite de détection)

Ref Echantillon	B HTM 341,42	SH HTM 343,35	SH HTM 354	SH E104 428,77-80	SH E104 428,82-85	SH E104 428,89-93	B E104 428,93
As 75	9,92	5,78	4,03	2,40	4,06	7,65	9,95
Ba 137	142,00	108,00	92,40	25,26	43,08	101,47	119,92
Be 9	0,47	1,33	1,14	< L.D.	< L.D.	< L.D.	1,33
Bi 209	0,08	0,11	0,08	< L.D.	< L.D.	< L.D.	0,14
Cd 111	0,62	0,07	0,08	< L.D.	< L.D.	< L.D.	< L.D.
Ce 140	65,60	39,70	33,70	17,31	37,43	53,82	60,27
Co 59	8,17	5,78	5,70	1,26	2,29	4,68	5,68
Cr 53	54,10	70,20	62,20	17,26	27,20	50,96	59,94
Cs 133	1,90	6,94	6,97	0,74	1,36	2,67	3,52
Cu 63	12,70	10,30	10,10	< L.D.	< L.D.	7,06	7,67
Dy 161	2,98	2,73	2,55	0,82	1,87	2,69	2,84
Er 166	1,53	1,54	1,30	0,38	0,99	1,36	1,48
Eu 151	1,25	0,69	0,65	0,29	0,63	1,02	1,14
Ga 71	11,00	9,77	9,38	1,52	2,87	7,09	9,36
Gd 157	3,77	2,96	2,58	0,98	2,09	3,15	3,85
Ge 74	1,26	0,78	0,81	0,42	0,55	0,96	1,32
Hf 180	4,74	3,57	2,76	0,91	1,82	3,75	4,11
Ho 165	0,60	0,52	0,49	0,15	0,35	0,53	0,55
In 115	0,02	0,05	0,05	< L.D.	< L.D.	< L.D.	< L.D.
La 139	32,80	24,80	21,90	12,05	25,92	30,54	32,46
Lu 175	0,22	0,22	0,19	0,06	0,13	0,21	0,20
Mo 98	0,58	0,56	0,33	< L.D.	< L.D.	0,40	0,66
Nb 93	66,00	15,20	11,50	3,13	5,99	24,28	40,64
Nd 145	31,10	19,70	17,60	8,25	17,19	26,17	27,88
Ni 60	38,60	24,50	19,20	< L.D.	< L.D.	< L.D.	21,49
Pb Total	16,30	9,22	5,59	2,89	3,25	7,54	8,63
Pr 141	8,40	5,24	4,49	2,24	4,52	6,75	7,30
Rb 85	56,20	77,90	75,30	11,00	20,85	44,70	55,41
Sb 121	0,40	0,34	0,26	0,14	0,17	0,34	0,35
Sm 147	5,18	3,33	2,87	1,10	2,50	4,51	4,86
Sn 118	1,21	1,10	0,94	< L.D.	< L.D.	0,92	1,17
Sr 86	500,00	390,00	396,00	254,54	344,62	393,58	348,34
Ta 181	4,47	1,10	0,82	0,23	0,47	1,64	2,71
Tb 159	0,56	0,44	0,40	0,15	0,31	0,49	0,53
Th 232	10,80	8,04	6,91	1,26	2,39	5,92	7,92
Tm 169	0,20	0,25	0,21	0,06	0,12	0,20	0,22
U 238	1,78	1,80	1,30	1,26	1,57	1,54	1,89
V 51	83,60	71,10	69,10	14,27	28,40	56,69	73,02
W 184	1,02	1,06	0,97	0,27	0,33	0,83	1,03
Y 89	20,40	18,50	16,20	5,90	12,93	16,56	18,55
Yb 174	1,33	1,45	1,34	0,34	0,84	1,23	1,39
Zn 66	212,00	26,10	26,00	6,74	8,97	19,05	22,59
Zr 90	212,00	138,00	110,00	37,59	75,81	143,27	175,92
SiO2	46,91	40,06	45,58	20,81	27,33	38,84	43,17
Al2O3	10,16	7,63	6,81	1,09	2,08	5,22	7,20
Fe2O3	2,98	2,89	2,63	0,45	0,86	1,62	2,43
MnO	traces	0,01	0,01	< L.D.	< L.D.	< L.D.	< L.D.
MgO	2,59	4,14	2,18	0,67	1,20	1,67	2,22
CaO	14,81	19,71	19,87	42,18	36,49	24,78	18,00
Na2O	0,26	0,18	0,20	0,06	0,07	0,13	0,20
K2O	2,58	2,00	1,68	0,32	0,63	1,41	1,97
TiO2	0,87	0,49	0,42	0,07	0,13	0,38	0,59
P2O5	0,18	0,05	0,05	< L.D.	< L.D.	< L.D.	0,10
PF	18,54	23,16	20,89	34,40	31,00	25,12	23,95
Total	99,88	100,32	100,32	100,05	99,79	99,17	99,83

Annexe 5 – Analyses géochimiques (roche totale) de bentonites et roches encaissantes des Bassins de Paris et Subalpin.

Géochimie de marnes et bentonites des forages HTM102, EST104, EST103, MSE 101
(SH = argilites et marnes détritiques, B = bentonite ; L.D. = limite de détection)

Ref Echantillon	B E104 428,93-94	B E104 428,94-95	B E104 428,96-97	B E104 428,97-98	B E104 428,98-99	B E104 428,99-00	B E104 429,00-01
As 75	10,46	10,08	9,22	13,36	8,34	7,12	7,57
Ba 137	140,24	151,31	149,29	136,59	172,25	143,51	153,03
Be 9	1,47	1,01	1,51	1,43	< L.D.	1,10	< L.D.
Bi 209	0,10	0,13	0,12	0,13	0,11	0,10	0,09
Cd 111	< L.D.	< L.D.	< L.D.	< L.D.	< L.D.	< L.D.	< L.D.
Ce 140	65,56	69,17	59,84	61,22	65,68	52,39	53,39
Co 59	7,18	7,59	7,77	9,46	8,64	6,90	7,82
Cr 53	61,47	60,67	53,22	53,56	46,71	52,38	52,36
Cs 133	3,83	3,80	3,32	3,38	2,58	3,17	2,96
Cu 63	9,94	11,19	11,01	13,43	13,12	10,85	12,21
Dy 161	3,40	3,54	3,56	3,39	3,30	2,81	2,62
Er 166	1,81	1,79	1,77	1,71	1,57	1,49	1,40
Eu 151	1,31	1,44	1,35	1,27	1,41	1,04	1,07
Ga 71	11,31	11,65	12,03	11,04	12,07	10,59	11,02
Gd 157	4,20	4,53	4,30	4,02	4,73	3,35	3,54
Ge 74	1,47	1,68	1,47	1,35	1,31	1,33	1,29
Hf 180	5,51	5,74	6,03	5,47	6,92	5,95	5,80
Ho 165	0,67	0,65	0,64	0,63	0,63	0,58	0,59
In 115	< L.D.	< L.D.	< L.D.	< L.D.	< L.D.	< L.D.	< L.D.
La 139	33,97	35,84	30,46	31,49	32,98	27,23	28,87
Lu 175	0,24	0,26	0,23	0,25	0,23	0,23	0,22
Mo 98	0,69	0,56	0,53	0,88	0,54	0,60	0,56
Nb 93	58,19	66,45	76,72	61,33	97,38	63,88	69,13
Nd 145	32,30	35,34	30,26	29,77	32,68	24,65	26,60
Ni 60	26,09	26,23	26,74	37,36	28,40	21,96	25,36
Pb Total	20,65	13,72	12,52	19,77	15,51	11,23	15,55
Pr 141	8,20	8,76	7,61	7,80	8,53	6,55	6,98
Rb 85	65,83	65,42	59,66	58,25	50,22	55,98	55,76
Sb 121	0,32	0,33	0,39	0,59	0,39	0,36	0,37
Sm 147	5,70	6,20	4,91	5,35	5,89	4,57	4,80
Sn 118	1,45	1,42	1,53	1,27	1,52	1,41	1,38
Sr 86	377,27	395,76	384,94	368,10	457,63	435,16	431,03
Ta 181	4,27	5,01	6,02	4,72	7,72	4,87	5,16
Tb 159	0,61	0,66	0,58	0,57	0,62	0,50	0,51
Th 232	10,13	11,11	12,56	10,68	14,79	10,77	11,34
Tm 169	0,25	0,25	0,24	0,23	0,23	0,20	0,21
U 238	2,27	2,78	3,04	2,74	3,94	2,87	2,94
V 51	91,36	95,20	95,22	90,96	91,75	85,87	87,37
W 184	1,23	1,49	1,49	1,33	1,34	1,31	1,22
Y 89	20,84	21,60	19,34	19,17	19,11	16,58	17,04
Yb 174	1,51	1,58	1,54	1,50	1,56	1,37	1,28
Zn 66	28,03	25,49	23,05	26,97	23,31	20,57	21,88
Zr 90	207,31	216,41	229,14	211,27	263,43	221,33	230,43
SiO2	46,94	47,32	48,13	46,59	49,60	49,43	50,10
Al2O3	9,68	10,54	11,77	11,10	12,67	10,69	10,88
Fe2O3	2,64	2,60	2,62	3,32	2,28	2,23	2,31
MnO	< L.D.	< L.D.	< L.D.	< L.D.	< L.D.	< L.D.	< L.D.
MgO	2,69	2,69	2,71	2,60	2,67	2,62	2,70
CaO	14,29	13,36	11,40	12,86	9,71	12,09	12,19
Na2O	0,24	0,26	0,29	0,27	0,33	0,28	0,27
K2O	2,47	2,60	2,72	2,50	2,53	2,36	2,40
TiO2	0,79	0,87	1,02	0,84	1,21	0,88	0,88
P2O5	0,21	0,22	0,22	0,18	0,23	0,19	0,18
PF	19,87	19,38	18,96	19,60	18,62	19,27	18,54
Total	99,82	99,84	99,84	99,86	99,85	100,04	100,45

Annexe 5 (suite...)

Géochimie de marnes et bentonites des forages HTM102, EST104, EST103, MSE 101
(SH = argilites et marnes détritiques, B = bentonite ; L.D. = limite de détection)

Ref Echantillon	B E104 429,01-02	B E104 429,02-05	SH E104 429,05-07	SH E104 429,10-12	B E103 429,30-34	B E103 429,34-40
As 75	7,43	7,76	8,31	6,66	10,82	6,30
Ba 137	141,60	136,47	113,67	100,24	155,84	139,53
Be 9	1,08	< L.D.	< L.D.	1,05	1,23	1,42
Bi 209	0,11	< L.D.	< L.D.	< L.D.	0,10	0,09
Cd 111	< L.D.	< L.D.	< L.D.	< L.D.	< L.D.	< L.D.
Ce 140	48,91	41,93	37,30	35,91	68,57	56,73
Co 59	5,54	5,16	4,12	3,83	8,56	8,24
Cr 53	60,99	60,37	57,04	56,29	50,02	54,26
Cs 133	3,76	3,64	3,22	3,83	2,84	2,87
Cu 63	9,25	9,73	7,47	6,12	12,70	12,14
Dy 161	2,84	2,36	2,05	2,02	3,41	2,95
Er 166	1,43	1,23	1,22	1,20	1,65	1,48
Eu 151	0,95	0,74	0,64	0,61	1,48	1,11
Ga 71	10,14	8,92	6,43	6,86	11,48	12,07
Gd 157	3,35	2,76	2,49	2,45	4,62	3,77
Ge 74	1,37	1,19	0,95	1,10	1,38	1,21
Hf 180	5,44	5,02	4,30	3,55	6,37	5,92
Ho 165	0,52	0,48	0,48	0,44	0,69	0,57
In 115	< L.D.	< L.D.	< L.D.	< L.D.	< L.D.	< L.D.
La 139	27,17	23,61	21,42	21,00	33,98	29,09
Lu 175	0,26	0,21	0,21	0,22	0,24	0,21
Mo 98	0,56	0,54	0,62	0,43	0,55	0,73
Nb 93	44,96	30,31	8,83	9,45	86,49	75,46
Nd 145	23,77	19,76	17,70	16,61	33,87	26,81
Ni 60	19,20	18,32	15,16	12,64	31,36	28,49
Pb Total	9,13	12,02	7,79	5,95	14,40	12,46
Pr 141	6,34	5,42	4,74	4,58	8,56	7,00
Rb 85	61,41	59,00	46,41	52,51	54,58	52,42
Sb 121	0,35	0,40	0,32	0,22	0,39	0,33
Sm 147	4,15	3,47	2,92	2,89	5,84	4,80
Sn 118	1,40	1,18	0,87	0,91	1,32	1,45
Sr 86	370,47	401,68	425,17	384,08	473,70	398,14
Ta 181	3,35	2,27	0,63	0,71	6,71	5,37
Tb 159	0,49	0,41	0,35	0,38	0,67	0,51
Th 232	9,09	8,11	5,23	5,50	13,87	11,55
Tm 169	0,21	0,19	0,19	0,17	0,21	0,19
U 238	2,47	2,20	1,41	1,33	3,30	3,04
V 51	82,53	71,25	52,31	56,48	91,91	91,14
W 184	1,09	1,13	0,57	0,65	1,34	1,32
Y 89	16,80	13,89	13,50	12,81	20,76	18,89
Yb 174	1,42	1,29	1,24	1,21	1,49	1,39
Zn 66	20,55	18,52	14,89	19,78	30,00	26,06
Zr 90	207,72	190,69	164,62	127,49	239,90	241,38
SiO2	52,24	55,18	56,02	53,37	47,83	48,40
Al2O3	9,11	7,01	4,53	5,00	11,72	11,28
Fe2O3	2,25	2,00	1,66	1,98	2,53	2,35
MnO	< L.D.	< L.D.	< L.D.	< L.D.	< L.D.	< L.D.
MgO	2,51	1,90	1,91	3,09	2,60	2,70
CaO	12,65	14,25	16,14	15,55	11,59	11,60
Na2O	0,26	0,23	0,19	0,19	0,31	0,28
K2O	2,29	1,82	1,34	1,49	2,51	2,40
TiO2	0,70	0,57	0,32	0,34	1,08	0,94
P2O5	0,12	0,06	< L.D.	< L.D.	0,24	0,13
PF	18,12	17,20	17,70	18,77	19,45	19,75
Total	100,25	100,22	99,81	99,78	99,86	99,83

Annexe 5 (suite...)

Géochimie de marnes et bentonite de la coupe de St Blin
(SH = argilites et marnes détritiques, B = bentonite ; L.D. = limite de détection)

Ref Echantillon	B SB16	SH SB 11	SH SB 21
As 75	6,26	8,54	10,01
Ba 137	185,81	121,01	122,32
Be 9	1,40	< L.D.	1,43
Bi 209	0,10	0,10	0,14
Cd 111	0,31	< L.D.	< L.D.
Ce 140	137,67	35,29	41,30
Co 59	6,67	3,88	8,46
Cr 53	49,07	77,27	70,69
Cs 133	2,94	4,65	6,54
Cu 63	12,71	7,92	10,81
Dy 161	5,37	2,49	2,74
Er 166	2,56	1,49	1,48
Eu 151	2,36	0,74	0,81
Ga 71	16,56	8,73	10,23
Gd 157	6,57	2,84	3,16
Ge 74	1,26	1,44	1,42
Hf 180	7,40	4,74	3,54
Ho 165	0,93	0,49	0,58
In 115	< L.D.	< L.D.	< L.D.
La 139	69,30	23,43	26,57
Lu 175	0,35	0,24	0,22
Mo 98	0,94	1,29	0,72
Nb 93	130,38	14,07	15,39
Nd 145	54,45	16,66	20,96
Ni 60	20,37	20,04	15,98
Pb Total	20,69	9,34	7,93
Pr 141	15,74	4,77	5,23
Rb 85	49,54	62,28	80,79
Sb 121	0,32	0,31	0,38
Sm 147	8,93	3,28	3,79
Sn 118	1,78	1,17	1,63
Sr 86	150,91	182,64	251,27
Ta 181	9,51	1,10	1,04
Tb 159	0,98	0,42	0,47
Th 232	16,34	6,97	6,48
Tm 169	0,33	0,21	0,25
U 238	3,24	1,44	1,81
V 51	116,69	66,32	88,09
W 184	1,63	1,05	1,24
Y 89	28,75	16,93	18,96
Yb 174	2,23	1,43	1,54
Zn 66	114,98	26,89	55,83
Zr 90	325,44	172,93	121,32
SiO2	49,65	56,13	41,99
Al2O3	16,06	6,57	7,72
Fe2O3	2,91	2,43	3,01
MnO	< L.D.	< L.D.	< L.D.
MgO	1,64	0,84	1,18
CaO	7,65	15,10	21,57
Na2O	0,08	0,05	0,05
K2O	2,56	2,14	1,84
TiO2	1,43	0,46	0,46
P2O5	0,21	< L.D.	< L.D.
PF	17,62	16,06	21,95
Total	99,81	99,78	99,77

Annexe 5 (suite...)

Géochimie de marnes et bentonites des Terres Noires

(SH = argilites et marnes détritiques, B = bentonite ; L.D. = limite de détection)

Ref Echantillon	SH Oze 44	SH Oze 97A	SH Oze 141	B Oze B1	B Oze B2	B Oze B3	B Oze Bc	B Mls B3?	B Oze B4
As 75	6,51	5,21	9,57	8,54	39,50	7,66	9,59	8,86	8,85
Ba 137	129,00	103,00	208,00	3411,00	1654,00	204,00	225,35	98,20	5651,00
Be 9	1,54	1,73	0,89	1,39	1,22	1,98	2,57	1,58	1,49
Bi 209	0,14	0,15	0,11	0,18	0,05	0,15	0,35	0,17	0,18
Cd 111	0,12	0,14	0,22	0,07	0,42	0,33	< L.D.	0,17	0,15
Ce 140	48,10	41,40	41,50	64,40	420,00	64,10	77,48	51,80	57,70
Co 59	8,54	9,58	8,82	21,70	166,00	14,50	10,60	8,96	14,10
Cr 53	70,10	73,30	67,70	93,60	23,30	95,00	113,27	76,60	99,40
Cs 133	5,90	6,85	6,58	13,10	2,91	15,30	15,16	8,24	15,30
Cu 63	17,90	23,80	20,00	38,10	49,70	30,40	32,60	19,00	26,60
Dy 161	2,47	2,54	2,60	4,07	14,50	3,60	3,77	3,34	3,94
Er 166	1,39	1,45	1,41	2,03	5,24	1,95	2,42	1,73	2,07
Eu 151	0,68	0,69	0,76	1,87	7,13	1,14	1,00	1,11	1,98
Ga 71	11,10	12,30	11,40	16,30	11,00	17,20	21,87	13,50	16,90
Gd 157	2,99	2,91	3,03	4,81	24,90	4,36	3,94	4,66	4,69
Ge 74	1,17	1,14	1,13	2,05	1,29	2,43	3,32	1,70	4,86
Hf 180	3,76	3,26	2,76	4,27	3,14	3,86	5,01	3,09	3,77
Ho 165	0,51	0,53	0,53	0,80	2,29	0,69	0,78	0,65	0,75
In 115	0,02	0,03	0,04	0,06	0,08	0,05	< L.D.	0,04	0,06
La 139	25,00	25,00	24,40	31,50	222,00	33,50	39,63	25,30	32,70
Lu 175	0,24	0,24	0,23	0,31	0,54	0,30	0,40	0,27	0,31
Mo 98	0,37	0,43	0,32	0,69	8,58	0,87	0,90	0,61	0,57
Nb 93	22,70	12,30	12,60	17,10	276,00	18,90	22,27	14,20	18,30
Nd 145	18,90	18,10	18,20	26,40	152,00	27,10	28,70	23,10	25,70
Ni 60	51,70	50,70	47,70	86,40	246,00	70,80	72,70	55,90	66,90
Pb Total	13,10	12,30	9,86	16,70	85,50	16,10	18,36	14,70	13,90
Pr 141	5,27	4,94	5,11	6,65	41,50	7,06	8,06	5,90	6,75
Rb 85	71,40	76,40	66,90	107,00	50,90	106,00	153,97	80,60	109,00
Sb 121	0,38	0,37	0,37	0,60	2,74	0,63	0,48	0,37	0,61
Sm 147	3,34	3,56	3,44	5,77	28,20	5,26	4,58	4,97	5,58
Sn 118	1,09	1,33	1,26	1,79	1,02	1,81	2,88	1,32	1,86
Sr 86	250,00	343,00	423,00	626,00	1229,00	576,00	153,09	300,00	479,00
Ta 181	1,46	0,95	0,89	1,28	15,90	1,31	1,77	1,07	1,32
Tb 159	0,41	0,46	0,41	0,71	2,93	0,61	0,62	0,62	0,68
Th 232	9,00	8,69	7,49	11,50	23,30	11,50	13,02	9,64	10,80
Tm 169	0,24	0,21	0,23	0,35	0,72	0,31	0,35	0,25	0,31
U 238	1,59	1,47	1,21	2,03	7,51	1,72	2,42	1,60	1,84
V 51	93,00	80,10	93,40	116,00	333,00	118,00	143,41	93,50	134,00
W 184	1,13	1,21	1,02	1,80	2,87	1,57	2,13	1,46	1,62
Y 89	16,10	17,10	19,80	24,20	79,10	25,70	22,85	22,40	27,20
Yb 174	1,57	1,53	1,37	2,20	3,74	1,91	2,35	1,67	2,01
Zn 66	86,00	62,30	80,10	102,00	395,00	122,00	109,66	80,50	95,90
Zr 90	136,00	110,00	116,00	153,00	191,00	147,00	182,62	116,00	140,00
SiO2	53,49	43,75	43,19	61,65	20,49	40,50	63,72	39,74	56,60
Al2O3	9,48	10,10	8,03	13,40	9,86	11,93	16,31	10,75	12,50
Fe2O3	5,37	4,29	3,33	6,77	6,43	5,55	5,79	4,70	5,17
MnO	0,03	0,02	0,01	0,09	0,17	0,11	< L.D.	0,07	0,02
MgO	1,36	1,33	1,21	1,37	1,36	1,29	1,28	1,42	1,38
CaO	13,43	18,70	21,45	3,63	30,37	16,76	1,72	20,24	7,90
Na2O	0,43	0,35	0,31	0,43	0,21	0,28	0,43	0,44	0,46
K2O	1,61	1,67	1,36	2,22	1,34	1,94	2,62	1,62	2,11
TiO2	0,59	0,56	0,45	0,72	2,02	0,65	0,90	0,57	0,68
P2O5	0,08	0,06	0,08	0,08	1,72	0,06	0,12	0,25	0,16
PF	14,37	19,02	20,45	9,90	25,80	20,32	9,10	20,07	12,88
Total	100,24	99,85	99,87	100,26	99,77	99,89	101,99	99,87	99,86

Annexe 5 (suite...)

Géochimie de la bentonite MBO des Terres Noires

(SH = argilites et marnes détritiques, B = bentonite ; L.D. = limite de détection)

Ref Echantillon	SIA MBO	SAV MBO	BUI MBO	OZ1 MBO	OZ2 MBO	TRE MBO	RIB B MBO = RIB 1MBO	RIB 4B MBO = RIB 2 MBO	MLS MBO	BEA MBO	BAR MBO
As 75	21,14	4,48	14,19	8,97	9,79	11,69	18,17	9,32	29,20	25,19	12,33
Ba 137	781,90	1551,60	9632,28	7981,14	2013,99	4485,99	1158,79	125,19	1094,27	1163,08	1627,07
Be 9	1,89	< L.D.	< L.D.	< L.D.	1,67	1,46	1,34	< L.D.	1,34	< L.D.	1,39
Bi 209	0,16	< L.D.	0,13	0,11	0,11	0,11	0,15	0,08	0,23	0,16	0,12
Cd 111	0,45	< L.D.	2,52	2,00	0,88	< L.D.	0,96	0,75	< L.D.	< L.D.	0,53
Ce 140	154,04	80,63	175,92	270,56	254,62	190,17	884,29	363,03	319,18	231,83	175,86
Co 59	27,44	8,05	13,27	11,76	15,73	10,20	17,57	15,98	5,93	14,50	17,82
Cr 53	47,97	13,75	33,78	33,68	36,73	36,80	49,85	38,14	50,01	40,13	30,37
Cs 133	11,55	5,04	5,21	5,76	7,49	10,30	2,60	2,78	4,91	5,22	8,96
Cu 63	26,51	10,62	21,78	19,71	25,12	24,82	32,90	24,13	38,69	18,80	26,38
Dy 161	4,66	3,48	4,79	9,59	9,05	5,99	15,34	6,09	6,77	4,50	7,16
Er 166	2,45	1,40	2,50	4,48	3,99	2,78	5,17	2,50	3,58	2,53	3,64
Eu 151	1,88	2,00	2,23	3,75	4,73	2,30	10,32	3,68	2,85	2,03	2,97
Ga 71	12,92	6,30	7,52	14,54	16,53	14,78	16,64	7,72	13,52	9,07	13,37
Gd 157	6,10	5,64	6,92	14,04	13,25	7,05	27,34	10,58	7,64	5,36	9,51
Ge 74	2,15	0,88	1,64	1,98	2,11	2,29	3,03	1,89	2,39	1,54	2,14
Hf 180	5,53	2,09	5,35	7,61	7,29	7,29	6,56	4,40	9,80	7,62	7,76
Ho 165	0,89	0,58	0,86	1,64	1,58	1,04	1,94	0,91	1,20	0,84	1,33
In 115	< L.D.	< L.D.	< L.D.	< L.D.	< L.D.	< L.D.	0,16	0,11	< L.D.	< L.D.	< L.D.
La 139	74,65	33,80	79,07	124,34	125,58	89,10	450,11	185,44	144,50	106,56	84,17
Lu 175	0,27	0,13	0,22	0,47	0,50	0,30	0,32	0,20	0,40	0,29	0,37
Mo 98	2,39	1,09	1,66	4,00	4,15	1,66	1,93	1,52	3,29	6,69	3,90
Nb 93	163,09	66,77	152,71	211,93	176,03	216,91	303,59	193,34	254,61	222,31	190,74
Nd 145	52,87	38,67	60,91	107,43	99,77	63,16	307,97	113,93	95,68	67,07	58,00
Ni 60	80,57	< L.D.	41,18	32,69	44,37	27,23	54,70	55,45	47,68	44,88	42,51
Pb Total	40,59	13,90	30,69	22,48	22,17	32,07	55,56	39,42	103,33	54,27	34,54
Pr 141	14,99	9,33	17,70	29,56	27,12	18,91	87,58	33,95	30,01	21,20	17,04
Rb 85	57,00	34,77	26,76	45,35	67,73	66,44	31,61	20,18	43,46	29,43	53,69
Sb 121	0,83	0,28	0,58	0,43	0,53	0,46	0,82	0,58	1,13	2,08	0,67
Sm 147	7,85	7,00	8,86	18,96	17,53	9,73	44,90	15,72	13,04	8,72	11,11
Sn 118	2,42	1,02	1,93	2,27	2,39	2,67	2,47	1,63	3,25	2,36	1,96
Sr 86	4079,88	1036,75	44537,62	31461,60	7258,92	473,83	9203,81	10685,88	2733,84	1706,18	872,74
Ta 181	12,71	4,65	10,72	14,71	12,97	15,52	21,83	15,73	20,20	17,56	15,11
Tb 159	0,85	0,70	0,94	1,91	1,77	1,07	3,35	1,43	1,20	0,79	1,31
Th 232	20,86	6,96	17,65	24,46	20,90	25,33	34,73	25,27	32,33	24,91	24,11
Tm 169	0,30	0,15	0,30	0,52	0,47	0,34	0,50	0,25	0,44	0,34	0,46
U 238	4,72	1,53	3,39	4,64	4,05	5,40	9,23	4,60	6,95	7,90	4,74
V 51	143,62	68,34	101,94	147,75	136,82	168,91	169,17	117,37	168,71	156,67	154,22
W 184	1,79	0,56	1,80	1,64	1,44	2,01	3,50	1,97	2,89	2,76	1,65
Y 89	26,42	19,47	28,22	51,91	48,82	30,98	63,15	31,69	37,07	24,40	40,78
Yb 174	2,02	0,91	1,79	3,33	3,15	2,20	2,68	1,56	2,93	2,00	2,72
Zn 66	315,07	110,50	266,22	231,34	341,14	218,30	399,97	492,51	377,68	205,72	312,79
Zr 90	182,06	81,54	180,15	327,73	310,87	262,53	224,13	160,27	364,78	247,13	294,78
SiO2	43,80	16,08	29,92	36,99	39,63	40,82	41,21	36,04	47,96	40,48	33,60
Al2O3	23,25	10,38	18,96	24,87	21,78	27,47	23,98	23,65	29,01	25,93	22,96
Fe2O3	3,67	2,07	2,24	2,36	3,29	2,64	2,19	2,39	4,52	5,66	3,48
MnO	0,12	0,13	0,12	0,05	0,08	0,05	0,04	0,08	< L.D.	< L.D.	0,05
MgO	2,03	0,57	1,00	1,13	1,00	0,54	< L.D.	0,66	0,43	0,40	1,94
CaO	6,01	34,56	13,52	6,32	11,19	6,11	7,29	13,56	0,61	3,86	13,34
Na2O	1,34	0,06	0,40	0,21	0,22	0,52	0,97	0,48	0,78	0,97	0,44
K2O	1,65	1,07	0,74	1,35	1,90	1,83	0,86	0,54	1,21	0,89	1,63
TiO2	1,83	0,63	1,56	2,12	1,87	2,25	3,09	2,01	2,84	2,51	2,05
P2O5	0,29	< L.D.	0,34	0,50	0,60	0,25	1,83	0,75	0,25	0,42	0,33
PF	15,28	34,45	19,37	15,13	18,35	17,26	18,61	18,00	12,14	16,88	20,22
Total	99,27	100,00	88,17	91,03	99,91	99,74	100,07	98,16	99,75	98,02	100,04

Annexe 5 (suite...)

TABLE DES ILLUSTRATIONS

TABLE DES ILLUSTRATIONS

Liste des figures

Chapitre 1 :

- Fig. 1.1 :** Localisation géographique des affleurements et forages étudiés ou utilisés.
.....p. 14
- Fig. 1.2 :** Cadre paléogéographique du domaine ouest-téthysien au Callovien.
.....p.14
- Fig. 1.3 :** Localisation géographique des affleurements du bassin du Sud-Est
.....p.15
- Fig. 1.4 :** Schéma structural du Bassin du Sud-Est et localisation des secteurs et coupes étudiés
.....p.18
- Fig. 1.5 :** Localisation géographique des affleurements et forages étudiés pour l'Est du Bassin de Paris
.....p.18
- Fig. 1.6 :** Tableau synthétique des biochronozones utilisées pour les domaines téthysien et boréal du Bathonien moyen à l'Oxfordien supérieur.
.....p.19
- Fig. 1.7 :** Cadre structural du Bassin de Paris : sous-bassement cadomien-varisque et principales failles.
.....p.21
- Fig. 1.8 :** Epaisseur de la série marneuse du Callovien-Oxfordien.
.....p.21
- Fig. 1.9 :** Carte d'isopaques pour la formation des Terres Noires dans le bassin subalpin.
.....p.23
- Fig. 1.10 :** Colonne stratigraphique de la formation des Terres Noires dans le bassin de Laragne-Savournon-Aspremont.
.....p.25

Chapitre 2 :

- Fig. 2.1 :** Détail lithologique du forage HTM 102 ANDRA.
.....p.29
- Fig. 2.2 :** Détail lithologique du forage MSE 101 ANDRA.
.....p.30
- Fig. 2.3 :** Lithologie, biostratigraphie, digraphie et minéralogie du forage HTM 102 ANDRA.
.....p.33
- Fig. 2.4 :** Caractéristiques minéralogiques des argilites du Callovien-Oxfordien des forages ANDRA. Teneur en carbonates et comparaison de diagrammes triangulaires (silt-carbonate-argile) sur les différents forages.
.....p.34
- Fig. 2.5 :** Carte d'isopaques du Callovien –Oxfordien argileux à l'Est du Bassin de Paris.
.....p.35

Fig. 2.6 : Synthèses des données biostratigraphiques du forage HTM 102 ANDRA.	p.36
Fig. 2.7 : Evolution des cortèges argileux (conditions naturelles et saturées à l'éthylène glycol) dans le forage HTM 102 ANDRA.	p.45
Fig. 2.8 : Estimation du pourcentage de feuillets smectitiques dans les interstratifiés désordonnés R0 illite/smectite d'après le Saddle Index.	p.46
Fig. 2.9 : Evolution des cortèges argileux et découpage en zones minéralogiques dans le forage HTM 102 ANDRA .	p.48
Fig. 2.10 : Evolution minéralogique de la fraction <math><2\mu\text{m}</math> de l'Oxfordien moyen au Kimmeridgien inférieur du forage HTM 102 ANDRA.	p.50
Fig. 2.11 : Diffractogrammes caractéristiques d'échantillons de l'Oxfordien moyen et supérieur du forage HTM 102 ANDRA. Mise en évidence d'un changement minéralogique entre 314 et 215 m (Oxfordien moyen) et d'un niveau particulier dominé par de la chlorite et kaolinite à 324,09-25m.	p.52
Fig. 2.12 : Comparaison de paramètres géophysiques, minéralogiques et granulométriques sur le Callovien-Oxfordien du forage HTM 102 ANDRA.	p.55
Fig. 2.13 : Comparaison des évolutions minéralogiques et géochimiques sur le Callovien-Oxfordien du forage HTM 102 ANDRA.	p.57
Fig. 2.14 : Evolution séquentielle du forage HTM 102 à partir des données diagaphiques, minéralogiques et géochimiques.	p.61
Fig. 2.15 : Evolution minéralogique de la fraction fine terrigène de l'Oxfordien inférieur et moyen de la coupe de Foug (plate-forme lorraine).	p.63
Fig. 2.16 : Détail lithologique et biostratigraphique de la coupe de St Blin et positionnement des échantillons traités en DRX.	p.64
Fig. 2.17 : Evolution des paramètres minéralogique et granulométrique sur le Callovien-Oxfordien de la coupe de St Blin .	p.66
Fig. 2.18 : Evolution minéralogique de la fraction <math><2\mu\text{m}</math> de l'Oxfordien inférieur à supérieur de la coupe de Bologne.	p.68
Fig. 2.19 : Evolution minéralogique de la fraction <math><2\mu\text{m}</math> de l'Oxfordien inférieur et moyen de la coupe de Veuxhaulles-sur-Aubes.	p.68
Fig. 2.20 : Evolution minéralogique de la fraction <math><2\mu\text{m}</math> du Callovien moyen à l'Oxfordien moyen de la coupe de Crotenay (Jura).	p.70

Fig. 2.21 : Evolution minéralogique de la fraction $<2\mu\text{m}$ de l'Oxfordien moyen de la coupe de Bonnevaux-le-Prieuré (Jura).	p.72
Fig. 2.22 : Evolution minéralogique de la fraction $<2\mu\text{m}$ de l'Oxfordien moyen de la coupe du Creux-du-Giron (Jura).	p.74
Fig. 2.23 : Evolution minéralogique de la fraction $<2\mu\text{m}$ de l'Oxfordien moyen de la coupe du Pontet (Jura).	p.75
Fig. 2.24 : Biostratigraphie, lithologie et découpage séquentiel du forage A901 ANDRA. Comparaison avec le forage HTM 102 ANDRA.	p.77
Fig. 2.25 : Evolution minéralogique (cortèges argileux et teneur en carbonate) du forage A901 ANDRA. Individualisation de zones minéralogiques et comparaison avec le découpage séquentiel.	p.79
Fig. 2.26 : Localisation des affleurements et forages étudiés en Ardennes.	p.79
Fig. 2.27 : Diffractogramme caractéristique de la coupe de Mont-Dieu. Mise en évidence de palygorskite associée à de l'opale dans des cortèges dominés par des smectites.	p.79
Fig. 2.28 : Levé lithologique et analyse minéralogique (fraction $<2\mu\text{m}$) des dépôts du Callovien (inférieur ?) de la coupe de La Rosière (Ardennes).	p.81
Fig. 2.29 : Levé lithologique et analyse minéralogiques (fraction $<2\mu\text{m}$) des dépôts du Callovien supérieur et de l'Oxfordien moyen des coupes de Le Wast et Colembert (Boulonnais).	p.83
Fig. 2.30.a : Relations entre espèces argileuses pour les échantillons de la partie basse du forage HTM 102 ANDRA.	p.90
Fig. 2.30 .b : Détail de la partie basse du forage HTM 102 ANDRA. Comparaison du signal argileux (rapport d'aire de pics) vis à vis du découpage séquentiel établi.	p.90
Fig. 2.31 : Répartition des espèces argileuses du Bathonien supérieur à l'Oxfordien inférieur à l'échelle du Bassin de Paris.	p.95
Fig. 2.32 : Répartition des espèces argileuses de l'Oxfordien inférieur à l'Oxfordien moyen à l'échelle du Bassin de Paris.	p.97
Fig. 2.33 : Sources et direction d'approvisionnement envisagées pour la sédimentation terrigène au cours de l'intervalle Bathonien supérieur/Oxfordien moyen dans les Bassin de Paris et du Sud-Est de la France.	p.98
Fig. 2.34 : Corrélation entre coupes de la plate-forme bourguignonne et du domaine jurassien selon un transect NW-SE. Evolution des cortèges minéralogiques.	p.101

Chapitre 3 :

Fig. 3.1 : Découpage biochronologique et grandes coupures lithologiques du Callovien supérieur à l'Oxfordien moyen sur la coupe d'Oze.	p.107
Fig. 3.2 : Lithologie et biostratigraphie de l'Oxfordien inférieur et moyen de la coupe d'Oze (Hautes Alpes).	p.108
Fig. 3.3 : Localisation géographique des coupes entre Barronies et Diois.	p.109
Fig. 3.4 : Localisation géographique des coupes dans le domaine des Barronies.	p.109
Fig. 3.5 : Lithologie et biostratigraphie de l'Oxfordien inférieur et moyen de la coupe de Montréal-les-Sources (Drôme).	p.110
Fig. 3.6 : Localisation géographique des coupes dans la partie sud de la vallée du Buëch.	p.113
Fig. 3.7 : Localisation géographique des coupes dans la partie nord de la vallée du Buëch.	p.113
Fig. 3.8.a : Lithologie et biostratigraphie de l'Oxfordien inférieur et moyen de la coupe de Beauvoisin-les-Paris (Drôme).	p.114
Fig. 3.8.b : Lithologie de l'Oxfordien inférieur et moyen de la coupe des Sias (Drôme).	p.114
Fig. 3.9 : Lithologie et biostratigraphie de l'Oxfordien inférieur (?) et moyen de la coupe de Barsac (Diois).	p.115
Fig. 3.10.a : Lithologie et biostratigraphie de l'Oxfordien inférieur et moyen de la coupe de St Geniez (Alpes-de-Hautes-Provence).	p.116
Fig. 3.10.b : Lithologie et biostratigraphie de l'Oxfordien inférieur et moyen de la coupe de Trescléoux (Hautes-Alpes).	p.116
Fig. 3.11 : Diffractogrammes de poudre d'échantillons des Terres Noires : Mise en évidence de sidérite et d'ankérite dans les niveaux carbonatés rouille lie de vin et phases minérales identifiées par DRX des niveaux ocre gypseux des coupes des Baronnies.	p.118
Fig. 3.12 : Exemples d'analyses (MEB/sonde EDS) de carbonates ferromagnésiens des Terres Noires.	p.120
Fig. 3.13 : Comparaison de la minéralogie des argiles entre niveaux ocre gypseux de Beauvoisin et marnes encaissantes.	p.125
Fig. 3.14 : Profils géochimiques de majeurs et éléments traces (non normalisés) des niveaux gypseux ocre de Beauvoisin et des Sias. Comparaison avec différents échantillons marneux des Terres Noires.	

.....	p.127
Fig. 3.15 : Comparaison du rapport Co/Ni vs As (roche totale) de niveaux gypseux, marnes et bentonites des Terres Noires.	
.....	p.128
Fig. 3.16 : Essai de corrélation entre les coupes d'Oze, Trescléoux et de Montréal-les-sources utilisant des indices biostratigraphiques, des repères lithologiques et niveaux de bentonites.	
.....	p.129
Fig. 3.17 : Essai de corrélation selon un transect NW-SE d'après les données biostratigraphiques, les unités sédimentaires reconnues et les niveaux de bentonites. La bentonite MBO a été prise comme ligne isochrone de référence.	
.....	p.131
Fig. 3.18 : Essai de corrélation selon un transect W-E d'après les données biostratigraphiques, les unités sédimentaires reconnues et les niveaux de bentonites.	
.....	p.133
Fig. 3.19 : Estimation des variations du taux de sédimentation au cours de la zone à Plicatilis dans le bassin Subalpin et localisation des accidents synsédimentaires.	
.....	p.135
Fig. 3.20 : Bloc diagramme montrant une vue possible du compartimentage des Terres Noires en panneaux basculés dans le Diois et les Baronnies à l'Oxfordien.	
.....	p.135
Fig. 3.21 : Alternances claires/sombres visibles dans l'Oxfordien de Montréal-les-Sources et position des prélèvements. Corrélation avec Oze (les Faysses).	
.....	p.137
Fig. 3.22 : Teneur en carbonates et susceptibilité magnétique. Comparaison et corrélation entre les coupes d'Oze et Montréal-les-Sources . Influence de la cyclicité (bandes claires/sombres) sur les différents signaux.	
.....	p.138
Fig. 3.23 : Variation de la taille des particules. Comparaison et corrélation entre les coupes d'Oze et Montréal-les-Sources. Influence de la cyclicité (bandes claires/sombres) sur le signal granulométrique.	
.....	p.140
Fig. 3.24 : Evolution des paramètres de la matière organique sur la coupe d'Oze. Comparaison avec les signaux de susceptibilité magnétique et teneur en carbonate du sédiment.	
.....	p.141
Fig. 3.25 : Evolution des paramètres de la matière organique sur la coupe de Montréal-les-Sources. Comparaison avec les signaux de susceptibilité magnétique et teneur en carbonate du sédiment.	
.....	p.141
Fig. 3.26 : Caractérisation de la matière organique dans les diagrammes Tmax – IH. Comparaison entre les coupes de Beauvoisin, Oze et Montréal-les-Sources . Influence du rubannement sur les valeurs de COT et d'IH.	
.....	p.142
Fig. 3.27 : Corrélation du signal de la matière organique entre Oze et Montréal-les-Sources. Comparaison avec les signaux de la susceptibilité magnétique et de l'analyse granulométrique. Relation entre cyclicité et matière organique.	
.....	p.144
Fig. 3.28.a : Minéralogie de la fraction <math><2\mu\text{m}</math> de l'Oxfordien inférieur et moyen des Terres Noires (coupe d'Oze).	
.....	p.145

Fig. 3.28.b : Minéralogie de la fraction $<2\mu\text{m}$ du Callovien supérieur à l'Oxfordien moyen des Terres Noires (coupe de Thuoux).
.....p.145

Fig. 3.29 : Répartition des différentes espèces argileuses au cours du temps entre coupes orientales et occidentales du bassin.
.....p.145

Fig. 3.30 : Relations entre la minéralogie de la fraction $<2\mu\text{m}$ (argiles et quartz) et les paramètres de teneur en carbonates, susceptibilité magnétique et T_{max} pour la coupe d'Oze.
.....p.147

Fig. 3.31 : Relations entre la minéralogie de la fraction $<2\mu\text{m}$ (rapport de pic de minéraux argileux, cristallinité de l'illite et proportion de quartz), susceptibilité magnétique, COT et paramètres granulométriques.
.....p.147

Fig. 3.32 : Relations entre la minéralogie de la fraction $<2\mu\text{m}$ (argiles et quartz) et teneurs en carbonates, susceptibilité magnétique et T_{max} pour la coupe de Montréal-les-Sources.
.....p.148

Fig. 3.33 : Relations entre la minéralogie de la fraction $<2\mu\text{m}$ (rapport de pic de minéraux argileux et proportion de quartz), signal de susceptibilité magnétique, COT, IH et paramètres granulométriques.
.....p.148

Fig. 3.34 : Relations entre les paramètres minéralogiques de la fraction $<2\mu\text{m}$ des coupes d'Oze et Montréal-les-Sources.
.....p.149

Fig. 3.35 : Evolution des paramètres minéralogiques de la fraction $<2\mu\text{m}$ de la coupe de Quissac (bordure cévénole).
.....p.151

Fig. 3.36 : Minéralogie de la fraction $<2\mu\text{m}$ de l'Oxfordien moyen et supérieur du bassin subalpin (coupe de Trescléoux).
.....p.153

Fig. 3.37 : Relations entre les différentes espèces argileuses dans les marnes et bancs carbonatés.
.....p.154

Fig. 3.38 : Comparaison de diffractogrammes d'échantillons de calcaire et marne de Trescléoux et d'un échantillon marneux de Beauvoisin.
.....p.156

Fig. 3.39 : Evolution latérale des cortèges argileux et minéralogie de la fraction $<2\mu\text{m}$ sur un transect Ouest-est (bordure vivaro-cévénole-bassin subalpin) à l'Oxfordien moyen et supérieur.
.....p.158

Fig. 3.40 : Mise en évidence d'une diagenèse d'enfouissement thermique plus marquée pour les coupes orientales du bassin.
.....p.160

Fig. 3.41 : Caractérisation des illites d'après l'indice de cristallinité et le rapport de pic 002/001 pour des échantillons d'âges variés.
.....p.160

Chapitre 4 :

Fig. 4.1 : Exemple de corrélation intercontinentale : extension latérale du niveau Millbrig-Kinneulle (Ordovicien moyen) en Amérique du Nord et Europe du Nord aidant les reconstitutions paléogéographiques.	p.168
Fig. 4.2 : Identification et corrélation de K-bentonites nord-américaines en forages.	p.171
Fig. 4.3 : Nuage de cendres émis suite à l'explosion du Rabaul le 19 septembre 1994.	p.172
Fig. 4.4 : Relation entre masse de cendres fines et poussières émises par éruption en fonction de la hauteur de la colonne éruptive.	p.173
Fig. 4.5 : Diagrammes communément utilisés pour classer les éruptions explosives, basés sur les caractéristiques de retombées des dépôts.	p.174
Fig. 4.6 : Données chiffrées sur quelques éruptions pliniennes historique.	p.174
Fig. 4.7 : Extension du panache et nuage de cendres lors de l'éruption du 18 Mai 1980 du Mont St Helens.	p.175
Fig. 4.8 : Représentation schématiques de différents types d'éruption explosive.	p.176
Fig. 4.9 : Distribution de cendres volcaniques issues de l'éruption du Toba (Sumatra) en forages.	p.177
Fig. 4.10 : Carte en isopaques de la K-bentonite Millbrig sur le continent nord-américain.	p.178
Fig. 4.11 : Vue en lame mince de niveaux de bentonites namuriennes.	p.181
Fig. 4.12 : Exemple de DRX (fraction argileuse) sur une bentonite du Wyoming et d'une K-bentonite dévonienne du bassin des Appalaches.	p.184
Fig. 4.13 : Profils de concentration d'éléments obtenus par ablation laser ICP-MS au contact shale/bentonite.	p.186
Fig. 4.14 : Traitement statistique géochimique : utilisation de fonctions discriminantes basées sur l'analyse géochimique de 10 éléments immobiles permettant de séparer les niveaux Deicke, Millbrig et V7.	p.187
Fig. 4.15 : Datation de la partie haute du forage HTM 102 ANDRA utilisant les différentes données d'ammonites, de brachiopodes et de la palynologie.	p.189
Fig. 4.16 : Corrélations entre forages ANDRA d'après les surfaces identifiées en diagraphie et positionnement de la bentonite.	p.191
Fig. 4.17 : Vue de le bentonite du forage EST 104 ANDRA.	p.192

Fig. 4.18 : Vue de la bentonite SB 16 sur la coupe de St Blin.	p.192
Fig. 4.19 : Extension (2000 km ²) de la bentonite pluricentimétrique MBO dans le bassin subalpin.	p.194
Fig. 4.20 : Détail lithologique de la bentonite SB 16 de St Blin et échantillonnage.	p.194
Fig. 4.21 : Mesures des teneurs en carbonates et de la susceptibilité magnétique sur des échantillons de bentonite des forages ANDRA (HTM 102, EST 103, EST 104) et sur la bentonite de St Blin.	p.195
Fig. 4.22 : Analyse des paramètres granulométriques des bentonites et des roches encaissantes du Bassin de Paris et du bassin du sud-est sur roche décarbonatée	p.197
Fig. 4.23 : Evolution de paramètres granulométriques pour différentes bentonites et roches encaissantes sur fraction décarbonatée.	p.198
Fig. 4.24 : Comparaison d'un diffractogramme de la bentonite du forage HTM 102 ANDRA avec des échantillons de la partie haute et basse du forage, de part et d'autre du changement minéralogique enregistré au sein de la sous-zone à Scarburgense.	p.200
Fig. 4.25 : Analyse centimétrique de la minéralogie des argiles (fraction $\leq 2\mu\text{m}$) de la bentonite du forage EST 104 ANDRA.	p.201
Fig. 4.26 : Analyse centimétrique de la minéralogie des argiles (fraction $\leq 2\mu\text{m}$) de la bentonite SB 16 de la coupe de St Blin.	p.202
Fig. 4.27 : Evolution des paramètres minéralogiques (fraction $\leq 2\mu\text{m}$) sur les bentonites du forage EST 104 ANDRA et de St Blin et les marnes encaissantes.	p.203
Fig. 4.28 : Evolution du signal des ATD pour différentes bentonites du Bassin de Paris. Comparaison avec les diffractogrammes obtenus en DRX.	p.204
Fig. 4.29 : Diagramme ternaire des principaux cations des smectites – Répartition des différents types de smectites.	p.207
Fig. 4.30 : DRX d'une poudre de résidu d'ATD de la bentonite SB 16 (coupe de St Blin).	p.207
Fig. 4.31 : Capacité d'échange cationique et humidité à 105°C pour différentes bentonites et roches encaissantes.	p.208
Fig. 4.32 : Age K-Ar d'échantillons encaissants argileux et de la bentonite du forage HTM 102 ANDRA sur différentes fractions granulométriques.	p.208
Fig. 4.33 : Analyses de biotites de la bentonite SB 16 (St Blin) à la sonde EDS pour K, Si, Ti, Mg, Fe et Mn.	

Fig. 4.34 : DRX de poudres de bentonites (St Blin) et roches encaissantes. Comparaison de la minéralogie de la roche totale.	p.212
Fig. 4.35 : Diagrammes discriminants basés sur les intensités mesurées en DRX de poudre de roche totale sur des échantillons de bentonites, de roches encaissantes et de mélanges.	p.211
Fig. 4.36 : Géochimie des éléments majeurs normés au shale moyen pour des bentonites et roches encaissantes.	p.214
Fig. 4.37 : Géochimie des éléments traces et Terres Rares pour les différentes bentonites oxfordiennes du Bassin de Paris.	p.214
Fig. 4.38 : Profils de Terres Rares normalisés aux chondrites et au Cody-Shale pour des échantillons de bentonites du Bassin de Paris et de roches encaissantes.	p.216
Fig. 4.39 : Diagramme de discrimination utilisant des éléments peu mobiles et rapports d'éléments pour les bentonites et roches encaissantes.	p.218
Fig. 4.40 : Répartition de différents éléments traces et Terres Rares présentant des anomalies positives dans les bentonites par rapport aux roches marneuses et marno-calcaires encaissantes.	p.220
Fig. 4.41 : Cartes en isopaques de la bentonite MBO et de la minéralisation associée dans le bassin du Sud-Est de la France.	p.223
Fig. 4.42 : Diffractogrammes de la minéralisation associée à la bentonite MBO sur deux coupes : exemple de minéralisations dominées par la celestine ou par la calcite.	p.224
Fig. 4.43 : Modèle proposé pour la mise en place, l'altération et la formation des minéralisations à la base des bentonites du bassin subalpin.	p.224
Fig. 4.44 : Mesures des teneurs en carbonates et de la susceptibilité magnétique sur des échantillons de bentonites, marnes encaissantes et niveaux ocre gypseux des Terres Noires.	p.225
Fig. 4.45 : Analyses de poudres d'échantillons de la bentonite pluricentimétrique MBO en DRX sur roche totale.	p.227
Fig. 4.46 : Analyses de poudres d'échantillons de la bentonite pluricentimétrique MBO en DRX sur des fractions de différentes densités.	p.228
Fig. 4.47 : Minéralogie de la bentonite MBO à l'échelle du bassin subalpin, épaisseur du niveau et de la minéralisation associée.	p.229
Fig. 4.48 : Minéralogie de la fraction argileuse des bentonites pluricentimétriques (MBO) et millimétriques (b2) du bassin subalpin – comparaison avec le signal argileux des marnes encaissantes.	p.231

.....p.231

Fig. 4.49 : Comparaison des diffractogrammes théoriques de différentes espèces du groupe de la kaolinite avec la bentonite MBO.p.232

Fig. 4.50 : Courbe d'analyse thermique différentielle (ATD) et thermogravimétrie pour la bentonite MBO de Beauvoisin.p.233

Fig. 4.51 : Diagrammes de discrimination géochimiques entre niveaux de bentonites et roches encaissantes.p.235

Fig. 4.52 : Profils de majeurs normés au Cody Shale pour des échantillons de bentonites et de roches encaissantes.p.235

Fig. 4.53 : Profils d'éléments traces pour des échantillons de bentonites et de roches encaissantes.p.236

Fig. 4.54 : Profils de Terres Rares normés aux chondrites et au Cody-Shale moyen pour des échantillons de bentonites et de roches encaissantes.p.238

Chapitre 5 :

Fig. 5.1 : Répartition temporelle et spatiale de la kaolinite dans les bassins anglo-parisien et subalpin au Jurassique moyen et supérieur.p.243

Fig. 5.2 : Evolution moyenne de la kaolinite dans le Bassin de Paris – comparaison avec les données de la littérature.p.245

Fig. 5.3 : Comparaison de la signature géochimique de bentonites du Bassin de Paris et du bassin subalpin dans le but d'établir des corrélations entre niveaux.p.250

Fig. 5.4 : Analyse statistique discriminante sur la géochimie.p.250

Fig. 5.5 : Positionnement des bentonites sur les diagrammes de discrimination magmatique de Winchester & Floyd (1977).p.256

Fig. 5.6 : Positionnement des bentonites sur les diagrammes volcanotectoniques de Leat (1986).p.257

Fig. 5.7 : Positionnement des bentonites sur les diagrammes volcanotectoniques de Wood (1980), de Cabanis & Thiéblemont (1988) et de Pearce (1984).p.259

Fig. 5.8 : Diagrammes élargis de type Pearce normalisés aux MORB, appliquées aux bentonites oxfordiennes – comparaison avec différents diagrammes de champ volcanotectoniques variés.p.260

Fig. 5.9 : Paléogéographie au Callovien et positionnement des principaux centres volcaniques actifs et manifestations volcaniques reconnus.

.....p.263

Fig. 5.10 : Comparaison du comportement géochimique des bentonites des bassins de Paris et du Sud-Est avec les dépôts pyroclastiques du volcanisme de Zuidwal.
.....p.265

Liste des tableaux

Chapitre 2 :

Tab. I : Etude microfaciologique d'échantillons représentatifs des différents environnements de dépôts du forage HTM 102 ANDRA.
.....p.39

Tab. II : Etude microfaciologique d'échantillons représentatifs des différents environnements de dépôts du forage HTM 102 ANDRA.
.....p.40

Tab. III : Echantillons complémentaires analysés dans le haut du forage HTM 102 et principaux minéraux argileux composants les cortèges.
.....p.51

Chapitre 4 :

Tab. IV : Mesures de calcimétrie et de susceptibilité magnétique sur des bentonites et roches encaissantes du Bassin de Paris et du bassin Subalpin.
.....p.196

Tab. V : Mesures de C.E.C. d'échantillons de bentonites.
.....p.206

Tab. VI : Ages des limites d'étages Callovien/Oxfordien et Oxfordien/Kimméridgien selon les différentes échelles chronostratigraphiques.
.....p.206

Tab. VII : Aspects macroscopiques des bentonites du bassin du Sud-Est.
.....p.221

Tab. VIII : Proportions moyennes des cortèges argileux de bentonites et marnes du bassin Subalpin.
.....p.230

Annexes

Annexe 1 : Coupe de Crotenay : détail biostratigraphique et lithologique – positionnement des échantillons traités en DRX
.....p.335

Annexe 2 : Détail lithologique du forage GDF SC-4-02 (Signy l'Abbaye)
.....p.336

Annexe 3 : Pétrographie et chronologie des minéralisations des septarias des Terres Noires
.....p.337

Annexe 4 : Principe du traitement statistique sur la géochimie des bentonites.	
.....	p.338
Annexe 5 : Analyses géochimiques des bentonites et roches encaissantes (CRPG, Nancy)	
.....	p.339

TABLE DES MATIERES

TABLE DES MATIERES

AVANT-PROPOS	3
RESUME - ABSTRACT	5
INTRODUCTION	7
PROBLEMATIQUE DE L'ETUDE	7
DEMARCHE ENVISAGEE POUR L'ETUDE	9
<i>A - Les méthodes d'analyse</i>	<i>9</i>
<i>B - Le plan adopté</i>	<i>11</i>
CHAPITRE 1	13
CONTEXTE GEOGRAPHIQUE ET GEOLOGIQUE	13
1 - CADRE GEOGRAPHIQUE	13
2 - CONTEXTE GEOLOGIQUE	13
2.1 - <i>Cadre géodynamique et paléogéographique des bassins sédimentaires français au Jurassique moyen et supérieur</i>	<i>13</i>
2.2 - <i>Cadre biostratigraphique</i>	<i>16</i>
2.3 - <i>Données géologiques des Bassins de Paris et du Sud-Est au Callovo-Oxfordien</i>	<i>16</i>
2.3.1 - Bassin de Paris	<i>16</i>
2.3.1.1 - Naissance et évolution du bassin - Jurassique inférieur et moyen	<i>16</i>
2.3.1.2 - Modifications paléogéographiques au Callovien	<i>16</i>
2.3.1.3 - Oxfordien et réinstallation des plates-formes carbonatées	<i>17</i>
2.3.1.4 - Le cadre séquentiel	<i>20</i>
2.3.2 - Bassin subalpin méridional (Bassin du Sud-Est)	<i>20</i>
2.3.2.1 - Cadre géographique, paléomorphologique et paléostructural du bassin	<i>20</i>
2.3.2.2 - Evolution géodynamique et sédimentaire du bassin au Trias et Jurassique	<i>22</i>
2.3.2.3 - Les Terres Noires du Bassin Subalpin	<i>22</i>
2.3.2.4 - Cadre séquentiel pour les Terres Noires s.s.	<i>24</i>
CHAPITRE 2	27
MESSAGE TERRIGENE A HAUTE RESOLUTION DU CALLOVIEN INFERIEUR A L'OXFORDIEN MOYEN DANS LE BASSIN DE PARIS	27
1 - DONNEES DES FORAGES ANDRA DE L'EST DU BASSIN DE PARIS	27
1.1 - <i>Lithologie et biostratigraphie des dépôts du Callovo-Oxfordien</i>	<i>27</i>
1.1.1 - Cadre structural et lithostratigraphique	<i>27</i>
1.1.2 - Caractérisation lithologique	<i>27</i>
1.1.3 - Variation de la teneur en carbonates	<i>31</i>
1.1.4 - Variations latérales lithologiques à l'échelle des sites de forages	<i>31</i>
1.1.5 - Biostratigraphie	<i>31</i>
1.1.6 - Les repères lithologiques particuliers	<i>32</i>
1.1.6.1 - Mise en évidence d'une surface durcie et perforée entre le Callovien inférieur et moyen	<i>32</i>
1.1.6.2 - Découverte d'un niveau de cendres altérées en argile (bentonite)	<i>32</i>
1.2 - <i>Environnements de dépôts : étude des faciès et microfaciès</i>	<i>32</i>
1.2.1 - La phase détritique	<i>35</i>
1.2.2 - Néoformations et environnements diagénétiques	<i>37</i>
1.2.2.1 - Les phases minérales authigènes isolées	<i>37</i>
1.2.2.2 - Les phases de cimentation carbonatées, siliceuses et sulfatées	<i>41</i>
1.2.3 - Interprétation en termes d'environnements de dépôts	<i>42</i>
1.3 - <i>Minéralogie des argiles</i>	<i>43</i>
1.3.1 - Variabilité verticale à l'échelle du forage HTM 102	<i>43</i>
1.3.1.1 - Protocole utilisé	<i>43</i>
1.3.1.2 - Les différentes phases reconnues et leur proportion relative	<i>44</i>
1.3.1.3 - Evolution des assemblages argileux dans le forage HTM 102	<i>47</i>
1.3.2 - Variabilité latérale à l'échelle des forages ANDRA: évolution du signal argileux des forages EST103/104 et MSE 101	<i>47</i>

1.3.3 - Etude ponctuelle d'échantillons argileux au MEB	49
1.3.4 - Les néoformations argileuses et l'origine des particules argileuses.....	51
1.4 - Variabilité verticale de paramètres sédimentologiques, minéralogiques et géochimiques complémentaire.....	53
1.4.1 - Evolution de la granulométrie des sédiments (ANTEA).....	53
1.4.2 - Evolution de la teneur en quartz de la fraction <2µm	54
1.4.3 - Susceptibilité magnétique.....	54
1.4.4 - Comparaison des données avec la C.E.C. et la géochimie sur roche totale (ERM).....	56
1.4.5 - Comparaison avec les données des isotopes stables et la géochimie de la phase carbonatée (ENSMP).....	58
1.5 - Interprétation en terme de stratigraphie séquentielle.....	59
1.5.1 - Les surfaces remarquables identifiées au cours de travaux antérieurs (DIASTRATA)	59
1.5.2 - Découpage séquentiel proposé à partir d'une démarche intégrée.....	59
2 - ETUDES SEDIMENTOLOGIQUE ET MINERALOGIQUE DE COUPES COMPLEMENTAIRES.....	62
2.1 - La coupe de Foug	62
2.2 - Jonction avec le Nord de la plate-forme bourguignonne.....	64
2.2.1 - La coupe de St Blin	64
2.2.1.1 - Les données antérieures : calage biostratigraphique et données sédimentologiques.....	64
2.2.1.2 - Minéralogie des argiles	65
2.2.1.3 - Etude microgranulométrique.....	67
2.2.2 - Les coupes au Sud de la Faille de Vittel.....	67
2.2.2.1 - Le signal minéralogique de la coupe de Bologne.....	67
2.2.2.2 - Le signal minéralogique de la coupe de Veuxhautes-sur-Aube	69
2.3 - Coupes du Jura français.....	69
2.3.1 - La coupe de Crotenay : coupe de référence du domaine jurassien pour le Callovo-Oxfordien.....	71
2.3.1.1 - Les données antérieures : calage biostratigraphique et données sédimentologiques.....	71
2.3.1.2 - Minéralogie des argiles	71
2.3.2 - Signal argileux de l'Oxfordien moyen des coupes de Bonnevaux-le-Prieuré, Le Pontet et Girons	71
2.3.2.1 - Les données antérieures : calage biostratigraphique, données lithologiques et environnements de dépôt.....	71
2.3.2.2 - Minéralogie des argiles	73
2.3.2.2.1 - Coupe de Bonnevaux-le-Prieuré.....	73
2.3.2.2.2 - Coupe du Creux-du-Giron	73
2.3.2.2.3 - Coupe du Pontet.....	74
2.4 - Le Callovien et l'Oxfordien de la bordure ardennaise.....	76
2.4.1 - Forage A 901	76
2.4.1.1 - Données lithologiques, biostratigraphiques et séquentielles	76
2.4.1.2 - Minéralogie des argiles	78
2.4.2 - Coupes complémentaires du Callovien-Oxfordien de la bordure ardennaise.....	78
2.5 - Le Callovien et l'Oxfordien du Nord du Bassin de Paris : Boulonnais et Picardie.....	81
2.5.1 - Les coupes de Le Wast et de Colombert.....	81
2.5.2 - Les forages APO 1bis (Boulogne) et de Vermandovilliers	82
2.6 - Le Callovien-Oxfordien de la bordure occidentale du Bassin de Paris.....	82
2.6.1 - Evolution paléogéographique et paléoenvironnementale de la bordure armoricaine	84
2.6.2 - Distribution des cortèges argileux sur la bordure occidentale du Massif Armoricaïn et de la bordure méridionale anglaise.....	84
3 - INFLUENCE DE LA DIAGENESE SUR LES MINERAUX ARGILEUX DES COUPES ET FORAGES ETUDIES AU CALLOVIEN ET OXFORDIEN DU BASSIN DE PARIS.....	85
3.1 - Rappel sur les transformations minéralogiques des minéraux argileux sous l'action de la diagenèse d'enfouissement thermique.....	85
3.2 - L'évolution minéralogique du Callovien-Oxfordien à l'Est du Bassin de Paris (forages ANDRA)	86
3.2.1 - Arguments géologiques et minéralogiques.....	86
3.2.2 - Les indications paléothermométriques disponibles : données de la MO et des inclusions fluides (CREGU).....	87
3.3 - Les changements minéralogiques des argiles à l'échelle du Bassin de Paris au Jurassique moyen et supérieur	87
4 - DISCUSSION SUR L'ORIGINE DES ARGILES ET DES MODIFICATIONS MINERALOGIQUES DU BASSIN DE PARIS AU CALLOVIEN-OXFORDIEN.....	88
4.1 - Relation entre assemblages argileux, lithologie, paléoenvironnements et évolution séquentielle des dépôts.....	88

4.1.1 - Influence des paléoenvironnements et de la sédimentation différentielle	88
4.1.2 - Relation avec le découpage séquentiel	89
4.1.2.1 - A l'échelle des forages ANDRA de l'Est du Bassin de Paris.....	89
4.1.2.2 - A l'échelle du Bassin de Paris.....	91
4.2 - Signification, répartition et origine des argiles du Callovien à l'Oxfordien	92
4.2.1 - Signification des minéraux argileux identifiés	92
4.2.2 - Répartition des espèces argileuses à l'échelle du Bassin de Paris	93
4.2.3 - Localisation des sources terrigènes	94
4.2.3.1 - Origine de la kaolinite du Bathonien à l'Oxfordien inférieur.....	94
4.2.3.2 - Origine de la smectite sur la bordure ardennaise.....	96
4.2.3.3 - Origine de la chlorite.....	99
4.3 - Interprétation des changements minéralogiques observés	99
4.3.1 - Origine du changement minéralogique à l'Est du Bassin de Paris (Oxfordien inférieur)	99
4.3.2 - Comparaison avec le domaine jurassien - signification des changements minéralogiques	100
5 - CONCLUSIONS SUR LE MESSAGE TERRIGENE A HAUTE RESOLUTION DU CALLOVIEN INFERIEUR – OXFORDIEN MOYEN DU BASSIN DE PARIS	103
CHAPITRE 3.....	105
SEDIMENTOLOGIE ET MINERALOGIE DES TERRES NOIRES.....	105
(CALLOVIEN SUPERIEUR-OXFORDIEN MOYEN) DU BASSIN SUBALPIN MERIDIONAL	105
1 - LES COUPES LEVEES : DONNEES LITHOLOGIQUES, SEDIMENTOLOGIQUES ET BIOSTRATIGRAPHIQUES....	105
1.1 - Les données antérieures : données biostratigraphiques et levés préliminaires	105
1.2 - Les coupes étudiées	105
1.2.2 - La coupe d'Oze : coupe de référence pour le bassin subalpin.....	105
1.2.2.1 - Calage biostratigraphique.....	105
1.2.2.2 - Etude lithofaciologique	106
1.2.3 - Les coupes entre Montréal-les-Sources et Chalençaon	109
1.2.4 - Les coupes des Baronnie.....	111
1.2.5 - Le domaine du Diois : la coupe de Barsac	112
1.2.6 - Les coupes de la vallée du Buëch et coupes orientales (St Geniez)	112
1.3 - Discussion sur les faciès, microfaciès et horizons particuliers des Terres Noires	117
1.3.1 - Analyse des microfaciès – Relation avec les faciès identifiés.....	117
1.3.2 - L'origine de la sidérite et des carbonates ferromagnésiens	119
1.3.3 - L'origine des quartz et des albites automorphes des Terres Noires.....	121
1.3.4 - Origine des structures sédimentaires observées – relation avec le milieu de dépôts	123
1.3.5 - Minéralisations et nodules de type septaria.....	124
1.3.6 - Les niveaux gypseux du site de Beauvoisin	126
2 - CORRELATIONS INTRABASSINS : INFLUENCE D'UNE TECTONIQUE ET D'UNE HALOCINESE SYNSEDIMENTAIRES ?.....	130
2.1 - Les outils de corrélation – tentative de corrélation entre les coupes d'Oze, Montréal-les-Sources et Trescléoux	130
2.2 - Corrélations à l'échelle du bassin.....	132
2.2.1 - Selon un transect NW-SE.....	132
2.2.2 - Selon un transect E-W	132
2.3 - Interprétations tirées des corrélations	132
3 - ANALYSE DE PARAMETRES SEDIMENTOLOGIQUES ET MINERALOGIQUES	136
3.1 - Teneur en carbonates.....	136
3.2 - Mesure de la susceptibilité magnétique.....	136
3.3 - Variations des paramètres granulométriques.....	139
3.4 - Variations des paramètres associés à la matière organique	139
3.5 - Message argileux dans le Bassin Subalpin.....	143
3.5.1 - Données de la minéralogie des argiles du Callovien à l'Oxfordien moyen.....	143
3.5.1.1 - Message argileux sur des coupes de « bassin » (Thuoux, Oze, Montréal-les-Sources)	143
3.5.1.2 - Variations minéralogiques à haute résolution au passage Oxfordien inférieur/moyen	150
3.5.2 - Message argileux sur une coupe de la bordure cévenole : Quissac	150
3.5.3 - Message argileux de l'Oxfordien moyen et supérieur	152
3.5.3.1 - Coupes de « bassin » (Trescléoux, Beauvoisin).....	152
3.5.3.2 - Coupes de la bordure ardéchoise.....	155
4 - DISCUSSION SUR LES MODALITES DE L'ENREGISTREMENT SEDIMENTAIRE DANS LE BASSIN SUBALPIN	157

4.1 - L'influence de la diagenèse d'enfouissement.....	157
4.2 - Origine du matériel terrigène.....	161
4.3 - Relations entre paramètres sédimentologiques et minéralogiques et contrôles eustatique et climatique exprimés dans le bassin.....	163
4.3.1 - Relation avec les variations du niveau marin relatif.....	163
4.3.1.1 - Relation avec les cycles de basse fréquence (deuxième ordre).....	164
4.3.1.2 - Relation avec les cycles de troisième ordre.....	164
4.3.1.3 - Conclusions.....	164
4.3.2 - Relation avec la cyclicité orbitale exprimée par les alternances claires/sombres et les cyclicité de haute fréquence.....	165
5 - CONCLUSIONS SUR L'ETUDE SEDIMENTOLOGIQUE ET MINERALOGIQUE DES TERRES NOIRES DU BASSIN SUBALPIN MERIDIONAL :	166
CHAPITRE 4.....	167
CARACTERISATION MINERALOGIQUE ET GEOCHIMIQUE DE NIVEAUX D'ALTERATION DE CENDRES VOLCANIQUES (BENTONITES).....	167
1 - INTERET DE RECHERCHER ET CARACTERISER LES NIVEAUX DE BENTONITES.....	167
2 - ETAT DES CONNAISSANCES SUR LES NIVEAUX D'ALTERATION DE CENDRES VOLCANIQUES.....	169
2.1 - Définitions.....	169
2.2 - Reconnaissance de niveaux de cendres altérés.....	170
2.2.1 - Aspect sur le terrain.....	170
2.2.2 - Reconnaissance en forage	171
2.3 - Processus de formation des niveaux de cendres volcaniques et des bentonites.....	172
2.3.1 - Volcanisme explosif : naissance des cendres volcaniques	172
2.3.1.1 - Types éruptifs et produits associés.....	172
2.3.1.2 - Mise en place des cendres et répartition spatiale.....	174
2.3.1.3 - Principales caractéristiques des dépôts de cendres volcaniques par retombées aériennes en milieu marin	177
2.3.2 - Processus chimique d'altération des cendres	178
2.4 - Minéralogie des bentonites.....	180
2.4.1 - Pétrographie des bentonites et minéralogie de la fraction non argileuse.....	180
2.4.1.1 - Les phases pyroclastiques.....	180
2.4.1.2 - Les phases diagénétiques et détritiques.....	182
2.4.2 - La fraction argileuse.....	183
2.5 - Géochimie des bentonites	185
2.5.1 - Majeurs.....	185
2.5.2 - Eléments traces et terres rares	186
3 - IDENTIFICATION DE NIVEAUX DE BENTONITES DANS LA SERIE ARGILEUSE DU CALLOVIEN-OXFORDIEN. 188	188
3.1 - Identification d'un niveau riche en smectite dans le forage ANDRA HTM 102.....	188
3.2 - Identification de bentonites sur l'ensemble des forages ANDRA.....	189
3.3 - Identification de bentonites à l'affleurement dans le Bassin de Paris.....	190
3.4 - Identification de bentonites à l'affleurement dans le bassin subalpin.....	193
4 - CARACTERISTIQUES MINERALOGIQUES ET GEOCHIMIQUES DES BENTONITES DU BASSIN DE PARIS	193
4.1 - Etude macroscopique et analyse de différents paramètres sédimentaires.....	193
4.1.1 - Aspect, texture, figures sédimentaires.....	193
4.1.2 - Teneur en carbonates.....	196
4.1.3 - Susceptibilité magnétique.....	199
4.1.4 - Microgranulométrie laser	199
4.2 Minéralogie des argiles.....	199
4.2.1 - Minéralogie de la fraction argileuse par DRX et variabilité verticale	199
4.2.2 - Analyses thermiques différentielles	205
4.2.3 - Capacité d'Echange Cationique (C.E.C).....	205
4.2.4 - Datation du niveau par K-Ar	206
4.3 Caractérisation pétrographique.....	209
4.3.1 - Identification de minéraux pyroclastiques.....	209
4.3.2 - Les phases néoformées.....	213
4.3.3 - Les minéraux détritiques	215
4.4 - Caractéristiques géochimiques des bentonites du Bassin de Paris	215
4.4.1 - Profils géochimiques des éléments majeurs	215
4.4.2 - Profils géochimiques des éléments traces et terres rares	217

5 - INTERPRETATION DES DONNEES MINERALOGIQUES ET GEOCHIMIQUES - VARIABILITE LATERALE A L'ECHELLE DES FORAGES ET DE ST BLIN	217
6 - CARACTERISTIQUES MINERALOGIQUES ET GEOCHIMIQUES DES BENTONITES DU BASSIN SUBALPIN	219
6.1 - Aspect macroscopique	219
6.2 - Les Minéralisations associées aux bentonites	222
6.3 - Caractéristiques minéralogiques	222
6.3.1 - Teneur en carbonates	222
6.3.2 - Susceptibilité magnétique	225
6.3.3.- Microgranulométrie laser	226
6.3.4 - Caractérisation pétrographique	226
6.4 - Minéralogie des argiles	226
6.4.1 - Minéralogie de la fraction argileuse (<2µm) par DRX et variabilité verticale	226
6.4.2 - Analyse thermique différentielle	230
6.4.3 - Capacité d'échange cationique	232
6.5 - Caractéristiques géochimiques	234
6.5.1 - Eléments majeurs	234
6.5.2 - Eléments traces	234
6.5.3 - Terres rares	234
6.5.4 - Variations géochimiques entre bentonites du bassin subalpin	234
7 - COMPARAISON ENTRE LES DIFFERENTES BENTONITES	237
7.1 - Caractéristiques communes et différences entre bentonites des deux bassins	237
7.2 - Influence de la diagenèse d'enfouissement et rôle des circulations de fluides	239
8 - CONCLUSIONS SUR LA CARACTERISATION MINERALOGIQUE ET GEOCHIMIQUE DES NIVEAUX D'ALTERATION DE CENDRES VOLCANIQUES	240
CHAPITRE 5	241
IMPLICATIONS PALEO GEOGRAPHIQUES, GEODYNAMIQUES ET STRATIGRAPHIQUES A L'ECHELLE OUEST EUROPEENNE	241
1 - IMPLICATIONS GEODYNAMIQUES ET PALEO GEOGRAPHIQUES TIREES DU MESSAGE TERRIGENE AU CALLOVO-OXFORDIEN	241
1.1 - <i>Quelle est la part du climat sur le message terrigène ?</i>	241
1.1.1 - Interprétation climatique d'après la répartition de la kaolinite	241
1.1.2 - Interprétation climatique d'après la répartition de la smectite	242
1.1.3 - Comparaison avec les données climatologiques du Jurassique moyen/supérieur	244
1.1.4 - Conclusions	244
1.2 - <i>Le rôle joué par la paléogéographie et la tectonique au Callovien-Oxfordien</i>	246
1.2.1 - Rôle joué par les plates-formes carbonatées au Jurassique moyen/supérieur	246
1.2.2 - Les crises tectoniques enregistrées	246
1.2.3 - Variations eustatiques et changements dans les sources d'apport terrigène	247
2 - INFLUENCE DU VOLCANISME A L'OXFORDIEN : IMPLICATIONS STRATIGRAPHIQUES ET GEODYNAMIQUES	249
2.1 - <i>Intérêts stratigraphiques des niveaux de bentonites : corrélation intra et interbassins</i>	249
2.1.1 - Corrélation des bentonites du bassin de Paris	249
2.1.2 - Corrélation des bentonites du bassin subalpin	251
2.1.3 - Corrélations interbassins	252
2.1.3.1 - Critères biostratigraphiques et géochimiques	252
2.1.3.2 - Principe du traitement statistique sur la géochimie des bentonites	252
2.1.3.3 - Résultats de l'analyse multivariante discriminante	253
2.1.4 - Essai de datation isotopique par U/Pb sur zircons	254
2.2 - <i>Nature du volcanisme originel - Implications géodynamiques</i>	255
2.2.1 - Diagrammes tectonomagmatiques - implications sur le magmatisme originel	255
2.2.2 - Comportement des terres rares (REE)	258
2.3 - <i>Localisation des centres volcaniques actifs</i>	261
2.3.1 - Les sources envisageables	261
2.3.2 - Le volcanisme de Zuidwall	264
2.3.3 - Conclusions	266
3 - CONCLUSIONS SUR LES IMPLICATIONS PALEO GEOGRAPHIQUES, GEODYNAMIQUES ET STRATIGRAPHIQUES A L'ECHELLE OUEST EUROPEENNE	266
CONCLUSIONS GENERALES	269

REFERENCES BIBLIOGRAPHIQUES	273
PLANCHES PHOTOGRAPHIQUES.....	296
ANNEXES.....	335
TABLE DES ILLUSTRATIONS.....	345
<i>Liste des figures</i>	345
<i>Liste des tableaux</i>	355
<i>Annexes</i>	355
TABLE DES MATIERES	357

