

Evolution diagénétique dans la craie pélagique dolomitisée du crétacé supérieur du bassin de Paris (région de Provins, France)

Autor(en): **Gély, Jean-Pierre / Blanc, Philippe**

Objektyp: **Article**

Zeitschrift: **Eclogae Geologicae Helvetiae**

Band (Jahr): **97 (2004)**

Heft 3

PDF erstellt am: **21.07.2024**

Persistenter Link: <https://doi.org/10.5169/seals-169120>

Nutzungsbedingungen

Die ETH-Bibliothek ist Anbieterin der digitalisierten Zeitschriften. Sie besitzt keine Urheberrechte an den Inhalten der Zeitschriften. Die Rechte liegen in der Regel bei den Herausgebern.

Die auf der Plattform e-periodica veröffentlichten Dokumente stehen für nicht-kommerzielle Zwecke in Lehre und Forschung sowie für die private Nutzung frei zur Verfügung. Einzelne Dateien oder Ausdrucke aus diesem Angebot können zusammen mit diesen Nutzungsbedingungen und den korrekten Herkunftsbezeichnungen weitergegeben werden.

Das Veröffentlichen von Bildern in Print- und Online-Publikationen ist nur mit vorheriger Genehmigung der Rechteinhaber erlaubt. Die systematische Speicherung von Teilen des elektronischen Angebots auf anderen Servern bedarf ebenfalls des schriftlichen Einverständnisses der Rechteinhaber.

Haftungsausschluss

Alle Angaben erfolgen ohne Gewähr für Vollständigkeit oder Richtigkeit. Es wird keine Haftung übernommen für Schäden durch die Verwendung von Informationen aus diesem Online-Angebot oder durch das Fehlen von Informationen. Dies gilt auch für Inhalte Dritter, die über dieses Angebot zugänglich sind.

Evolution diagénétique dans la craie pélagique dolomitisée du crétacé supérieur du bassin de Paris (région de Provins, France)

JEAN-PIERRE GÉLY¹ & PHILIPPE BLANC²

Key words: Chalk, dolomite, dedolomite, carbonate diagenesis, Upper Cretaceous, Paris Basin, cathodoluminescence, stable isotopes, $\delta^{18}\text{O}$, $\delta^{13}\text{C}$.

Mots clés: Craie, dolomite, dédolomite, diagenèse carbonatée, Crétacé supérieur, Bassin de Paris, cathodoluminescence, isotopes stables, $\delta^{18}\text{O}$, $\delta^{13}\text{C}$.

RESUME

Deux forages scientifiques, appelés Poigny 701 et Sainte-Colombe 702 (Provins, Seine-et-Marne, France) ont permis de reconnaître la cause des anomalies de vitesses mesurées dans les profils sismiques. Elles résultent de dolomitisations syn-sédimentaire et d'enfouissement de la craie du Crétacé supérieur. Cette craie est constituée originellement d'organismes pélagiques de mer chaude. Dans le forage 701, des hardgrounds indiquent l'existence d'un régime hydrodynamique particulier au Campanien inférieur. Au même moment, dans le forage 702, une dolomitisation massive a affecté les premiers mètres des sédiments au fond de la mer. Elle a été engendrée par la lente circulation d'une masse d'eau de mer enrichie en magnésium sous l'interface eau de mer/sédiment. Ce magnésium pourrait provenir de la recristallisation d'éléments biogéniques du domaine de péri-plateforme situé au nord-ouest du Bassin de Paris. Très rapidement après son dépôt, la craie a été soumise à une compaction progressive et une diagenèse calcitique d'autant plus marquées que l'enfouissement était important. Au Campanien supérieur-Maastrichtien, l'enfouissement était maximal avec une anomalie thermique positive, dans un régime compressif pyrénéen naissant. A ce moment, une dolomitisation diffuse affecta la craie sous l'intervalle de dolomite massive. Enfin, lors de l'émergence progressive du Bassin de Paris, à partir du début du Cénozoïque et jusqu'au Quaternaire, la masse de craie fut progressivement envahie, au moins à son sommet, par de l'eau douce continentale, ce qui provoqua une dédolomitisation partielle.

ABSTRACT

Two deep scientific boreholes, named Poigny 701 and Sainte-Colombe 702, located in the Paris Basin near Provins (Seine-et-Marne, France), recovered a complete Upper Cretaceous chalk succession. A correlation between the boreholes lithostratigraphy, reflexion seismic profiles and diagenetic patterns shows that major velocity variations measured in the seismic reflection profiles correspond to dolomitized chalk intervals. Dolomitizations occurred during early and burial diagenesis. The understanding of these complex diagenetic events has an important economic consequence on the static correction of the chalk formation in the Paris Basin. Optimisation of petroleum prospecting below chalk cover is thus possible. The chalk series of the 701 and 702 boreholes range from the Cenomanian to the upper Campanian. In this succession, micrite has a primarily biogenic origin; it consists of pelagic organisms, indicative of warm seawater with values around 25°C. Several hiatuses occur in the 701 borehole. These hiatuses indicate the existence of particular hydrodynamic conditions. Deep-water channels were locally recognised in the Paris Basin as in Normandy and Picardy. In the 702 borehole, massive dolomitisation affected the upper meters of sediment below the sea floor. This early phase of massive dolomitisation was induced by slow circulation of a magnesium-rich seawater mass, along the seawater/sediment interface. Thus, this area was a zone of intense marine circulation between the North-West infralittoral and the South-West bathyal domains, across the London-Paris Basin. Magnesium-rich seawater had as origin the recrystallisation of the biogenic peri-plateform carbonates. During both dolomitisation and dissolution of the calcite matrix of the massive dolomite, the calcite had cemented chalk around the massive dolomite body. After deposition, the chalk series was progressively compacted and lithified by burial calcite cement. During the late Campanian-Maastrichtian, the burial compaction of the chalk and thermal gradient reached their maximum, as compressive stresses from the Pyrenean orogenesis affected the Paris Basin. At this time, compaction of the massive dolomite induced the expulsion of magnesium-rich fluids into the underlying already compacted chalk series. In 702 borehole, a diffuse dolomitisation then affected strongly underlying the chalk series. In 701 borehole, this diffuse dolomitisation affected slightly the lower half of the chalk series. Laterally, dolomitisation decreases gradually and affected a only smaller thickness of the chalk series, disappearing laterally. During the progressive emergence of the Paris Basin, from the Paleogene to the Quaternary, the chalk series were partially invaded by continental fresh water. Thus partial dedolomitisation affected the massive dolomite, whereas total dedolomitisation affected only the upper first meters of it.

¹ Attaché Muséum National d'Histoire Naturelle de Paris, 43 rue Buffon, 75000 Paris, France.

² Université Pierre et Marie Curie, Paris VI, UPMC-CNRS FR 32, 4 pl. Jussieu, 75252 Paris cedex, France. E-mail blancmcb@ccr.jussieu.fr

1. Introduction

L'exploration pétrolière des réservoirs du Jurassique et du Trias dans le Bassin de Paris reste difficile par la présence d'anomalies de vitesse sismique situées dans la craie du Crétacé supérieur (Lavigne & Héritier 1961). Le programme de recherche *CRAIE 700* (Hanot & Renoux 1991; Hanot & Mégnién 1999; Mégnién 2000; Hanot 2000) a pour objectif de comprendre l'origine et la genèse de ces anomalies de vitesse. Pour cela, deux forages de recherche, profonds de 700 mètres chacun, ont été entièrement carottés dans la série de la craie. Ils sont distants de deux kilomètres environ (Hanot & Mégnién 1999) (Fig. 1). Le forage 701 situé à Poigny (Seine-et-Marne), décrit en détail par Pomerol (2000) et Barrier (2000), a traversé une craie non dolomitique ou très faiblement dolomitique, craie dite «lente» ou «normale» par les géophysiciens pétroliers, dans la région de Provins, sous le plateau tertiaire de la Brie. Sur une anomalie de vitesse sismique, le forage 702 situé à Sainte-Colombe, décrit en détail par Robaszynski (2000) et Barrier (2000), a traversé une dolomite massive puis une craie dolomitique, craie dite «rapide». Ces forages parfaitement corrélés entre eux (Robaszynski & Bellier 2000; Janin 2000; Masure 2000) montrent que les anomalies de vitesse sismique dans le Bassin de Paris sont dues à la présence de dolomite dispersée dans la craie.

Dans le Bassin de Paris, la dolomite et la calcite issue d'une dédolomitisation (dédolomite) dans la craie du Crétacé supérieur sont peu fréquentes et localisées (Fritz 1967; Fontes et al. 1970). Elles sont connues à proximité des gisements de craies phosphatées en Picardie (Jarvis 1980, 1992), et sont associées à des fonds durcis et des chenaux sous marins à Etretat (Seine-Maritime) (Fröhlich 1981; Quine 1988; Quine & Bosence 1991). Dans la craie, les grandes structures sédimentaires témoignent de variations d'accommodation (Mettraux et al. 1999) ou de mouvements tectoniques syn-sédimentaires (Pomerol & Mortimore 1990; Mortimore & Pomerol 1991, 1997). La genèse de la dolomite en environnement pélagique reste toujours controversée (pour une revue générale voir Scholle, 1974, 1977; Scholle et al. 1983; Purser et al. 1994b; Negra et al. 1994) car les recherches portent essentiellement sur les craies non dolomitisées (Neugebauer 1973, 1974; Schlanger & Douglas 1974; Kennedy & Garrison 1975; Hancock 1976, 1993; Pomerol 1983; Barchi 1995).

Un modèle de diagenèse en milieu continental pendant le Tertiaire a été proposé par Thiry et al. (2003) pour expliquer la dolomitisation de la craie des forages 701 et 702. Cependant, ces auteurs n'étaient pas leur interprétation par des observations précises et des analyses croisées des carottes, et ne discutent pas des conditions physiques nécessaires à la réalisation de leur processus de dolomitisation.

La présente étude, à l'aide d'un large inventaire minéralogique et géochimique, vise à comprendre la dolomitisation de la craie pélagique du Crétacé supérieur, à établir la chronologie relative des différentes phases diagénétiques, à dater ces phases diagénétiques par rapport aux événements géodynamiques connus dans le bassin, à déterminer la nature et l'origine des eaux parentes des différentes phases diagénétiques.

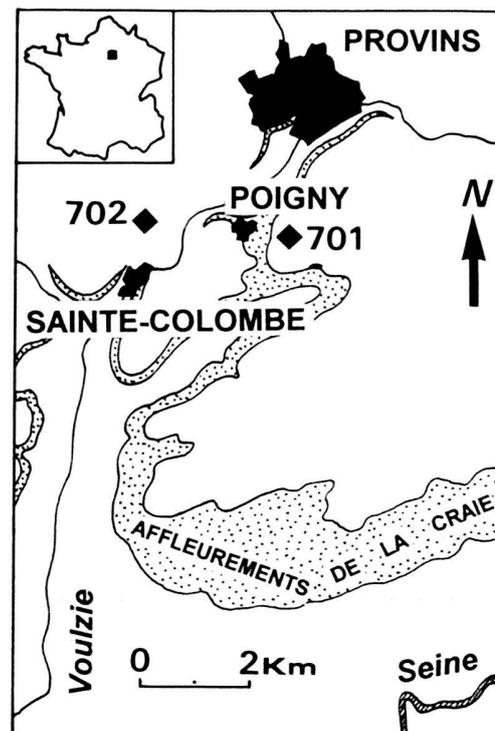


Fig. 1. Carte de localisation des forages Poigny 701 et Sainte-Colombe 702 dans le Bassin de Paris.

2. Méthodes

L'étude comparée des carbonates a été effectuée sur les carottes des deux forages. L'observation des macrofaciès et des microfaciès a été complétée par l'utilisation de la cathodoluminescence. Cette dernière permet de visualiser la répartition des ions Mn^{2+} et Fe^{3+} en trace dans le cristal de carbonate, souvent avec plus de sensibilité qu'avec les sondes électroniques (Machel & Burton, 1991; Machel et al. 1991, Pagel et al. 2000). Les images de cathodoluminescence ont été comparées à la cartographie élémentaire par microanalyse de fluorescence X par dispersion d'énergie (EDS) couplée au microscope électronique à balayage (MEB) (pour l'application de cette méthode d'analyse voir Blanc et al. 1994). Les analyses ont été doublées par micro-analyses à la sonde électronique de Castaing. Enfin, les teneurs en strontium des carbonates ont été interprétées et des mesures isotopiques de l'oxygène et du carbone ont été réalisées tant sur la dolomite que sur la matrice calcitique de la craie. La dolomite dispersée dans la matrice calcitique a été isolée par une attaque ménagée à l'acide acétique 1N.

3. Description des deux forages

Sous la couverture cénozoïque, dans les deux forages, les dix premiers mètres de craie sont altérés, donnant une craie jaunâtre, tantôt pulvérulente, tantôt durcie (Fig. 2).

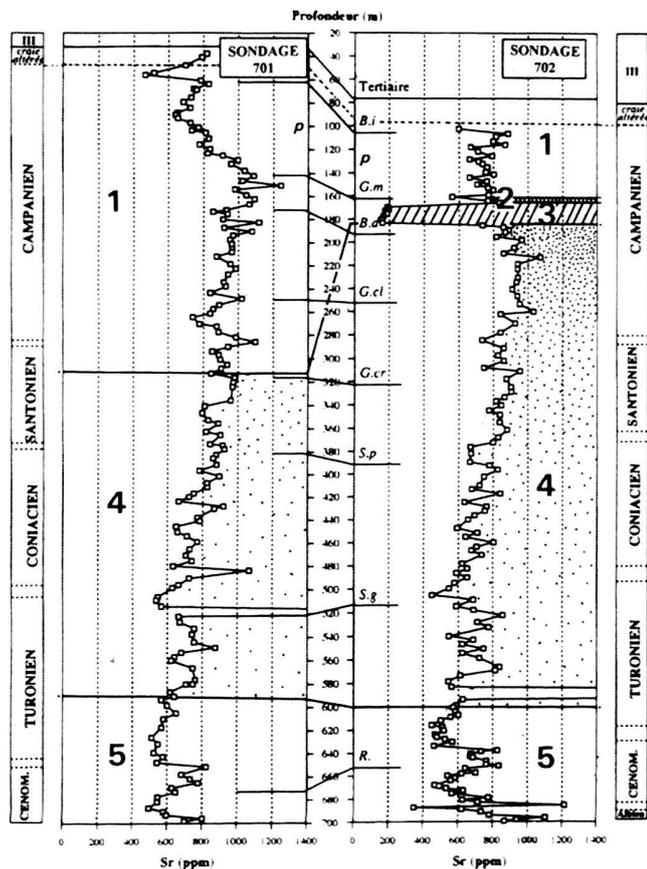


Fig. 2. Représentation des sondages 701 et 702, et courbe de concentration en Sr (d'après Le Callonnec et al., 2000); 1: craie blanche; 2: craie dédolomitisée; 3: dolomite massive; 4: craie partiellement dolomitisée (les pointillés symbolisent l'abondance de la dolomite dispersée dans la craie); 5: craies à calcsphères et craies grésoglaucieuses. Niveau d'apparition de: B.i: *Bolivina incrassata*; G.m: *Gavelinella monterelensis*; G.cl: *G. clementiana typica*; G.cr: *G. cristata*; S.p: *Stensioeina polonica*; S.g: *S. granulata*; R: *Rotalipora spp.*; p: niveau à *Magas pumilus* (d'après Robaszynski et al. 2000).

En dessous de la craie altérée, dans le forage 701, jusqu'à 317 m de profondeur et dans le forage 702 jusqu'à 165 m de profondeur, une craie bioturbée blanche à grise est totalement dépourvue de dolomite, de fantômes de rhomboédres de dolomite on de calcite de dédolomitisation. Un niveau à *Magas pumilus* du Campanien supérieur a été parfaitement corrélé entre les deux forages (à 100 m de profondeur dans le forage 701 et à 130 m dans le forage 702; Robaszynski 2000).

Dans le forage 701, entre 317 m et 600 m de profondeur, certains bancs de craie contiennent de petits rhomboédres de dolomite dispersés. Ils sont peu abondants (de 3 à 15 %) et leur taille varie entre 50 à 100 μm . Les carottes de ce forage présentent cependant le faciès habituel de la craie, bien connu sur les affleurements de Champagne, situés à quelques dizaines de kilomètres au sud du sondage (Pomerol 1983).

Dans le forage 702, entre 165 et 168 m, une craie dédolomitisée est bien reconnaissable sur les carottes par sa dureté

élevée. En dessous, un corps de dolomite massive est épais de 15,85 m (entre 168 et 183,85 m de profondeur). La dolomite massive est gris-beige à noire, parfois très tendre et friable. Les rhomboédres peuvent atteindre une taille de 150 μm . Cette dolomite massive conserve, encore partiellement, les structures sédimentaires et les bioturbations originelles. Elle contient des silex identiques à ceux présents dans la craie blanche du forage 701 et dans la série des craies du Bassin de Paris. Ces silex qui affectent souvent les très nombreux terriers et bioturbations, témoignent classiquement de phénomènes de silicification très précoces (Rasmussen 1971; Kennedy & Juignet 1974; Fröhlich 1981). Dans le forage 701, la craie contemporaine de la craie dédolomitisée et de la dolomite massive du forage 702 présente de nets arrêts de sédimentation (à 140 m et à 142 m de profondeur) et reste indemne de toute diagenèse dolomitique, y compris de fantômes de rhomboédres de dolomite ou de calcite de dédolomitisation (Robaszynski et al. 2000).

Dans les deux forages, les craies affectées par la diagenèse dolomitique sont anté-Campanien supérieur, situées systématiquement sous la craie blanche à *Belemnitella mucronata* et à *Magas pumilus*. La limite Campanien/Santonien, à environ 290 m de profondeur dans les deux forages (Robaszynski et al. 2000), est située dans une craie légèrement dolomitique, sous la dolomite massive dans le forage 702 et dans une craie non dolomitique dans le forage 701. La dolomite massive du forage 702 affecte précisément une partie de la craie du Campanien inférieur (Robaszynski et al. 2000).

Dans le forage 702, sous la dolomite massive, entre 183,85 et 185 m de profondeur, une craie dolomitique, de couleur gris-beige à noire, contient encore jusqu'à 50 % de rhomboédres de dolomite dans une matrice calcitique. En dessous, la craie est de moins en moins dolomitique, jusqu'à 15 % de dolomite au maximum. Elle est de nouveau blanche à grise comme celle située au dessus du corps de dolomite massive, mais reste cependant plus compacte et plus dure. Les rhomboédres de dolomite sont de petite taille, entre 50 à 100 μm .

Dans le Santonien, le Coniacien et le Cénomaniens, les macrofaciès sont identiques dans les deux forages. Cependant, les microfaciès montrent une dolomitisation toujours plus importante dans le forage 702 que dans le forage 701. Sous la dolomite massive, on observe une diminution de teneur en dolomite du haut vers le bas dans la série de la craie et du forage 702 vers le forage 701 (Fig. 2). Latéralement, la teneur en dolomite diminue progressivement et affecte une hauteur de craie de plus en plus faible (forage 701), jusqu'à disparaître dans les craies à l'affleurement. En dessous de 600 m de profondeur, la dolomite est absente dans les craies à calcsphères et les craies grésoglaucieuses du Cénomaniens inférieur.

4. Microfaciès et caractéristiques géochimiques

4.1. Calcite matricielle de la craie des forages 701 et 702

Dans les deux forages, la craie normale non dolomitisée est un calciwackestone à débris bioclastiques ou un calcimudstone à

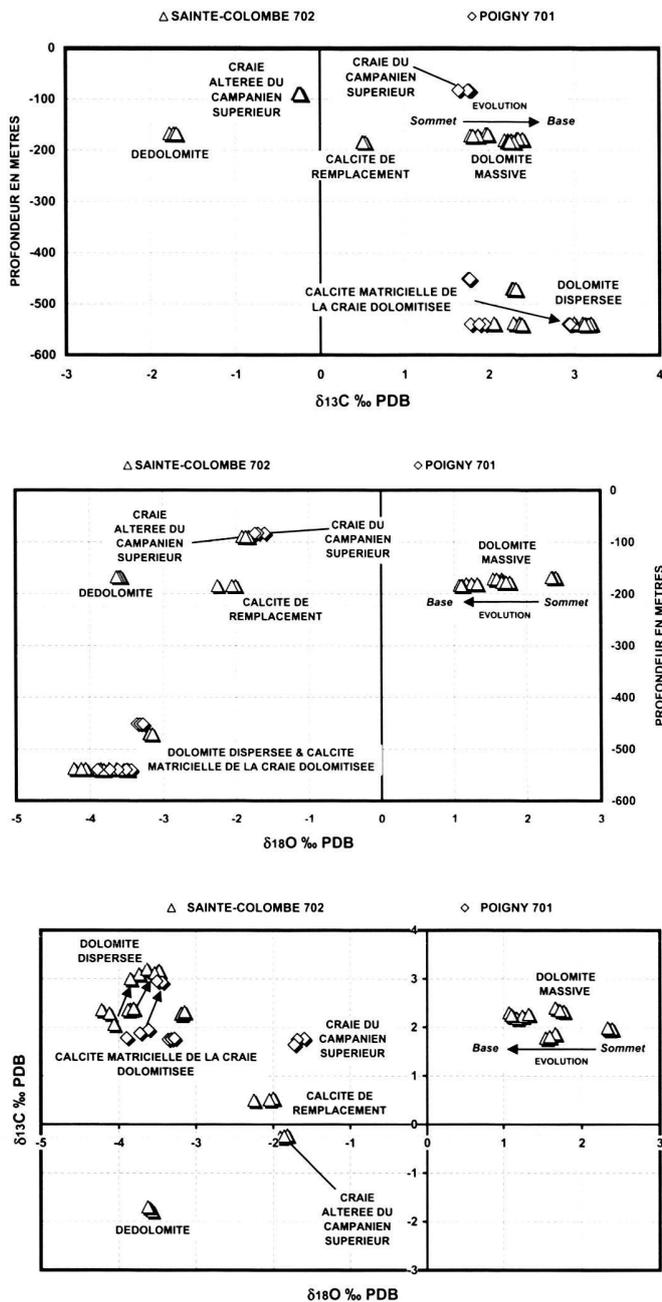


Fig. 3. $\delta^{18}\text{O}$ PDB et $\delta^{13}\text{C}$ PDB des carbonates des forages Poigny 701 et Sainte-Colombe 702;

3a: $\delta^{13}\text{C}$ PDB en fonction de la profondeur;

3b: $\delta^{18}\text{O}$ PDB en fonction de la profondeur; 3c: $\delta^{18}\text{O}$ PDB/ $\delta^{13}\text{C}$ PDB.

Les calcites matricielles de la craie du Campanien supérieur reflètent les conditions de sédimentation et du début de diagenèse, tandis que les craies compactées sous-jacentes ont subi une diagenèse calcitique liée à l'enfouissement. La dolomite massive montre une diminution du $\delta^{18}\text{O}$ PDB entre le sommet et la base de l'intervalle dolomitique. Cela indique une zone de mélange entre des eaux proches de la composition marine. Les calcites de remplacement sont codiagénétiques avec la dolomite massive. Les dolomites dispersées ont comme précurseur les calcites matricielles de la craie compactée. La dedolomite a une signature isotopique de diagenèse en environnement d'eau météorique.

foraminifères. En cathodoluminescence, la craie est de couleur orangée avec une intensité variant du jaune orangé au brun. Le pic d'émission est situé à 615 nm.

Au MEB, la matrice de la craie est formée de nanograins de calcimicrite originelle (jusqu'à 2 μm) avec une structure punctique à serrée (nomenclature de Loreau 1972). Les coccolithes sont abondants. Une néomicrite calcitique de ciment (pour la définition voir Gély & Loreau 1986), souvent en ciment syntaxial sur des coccolithes, réduit la porosité de la micrite originelle. Cependant, la craie du Campanien supérieur, dans les deux forages, est peu affectée par la diagenèse d'enfouissement (Pl. 1, photo 1) sous la couverture tertiaire qui a atteint une centaine de mètres d'épaisseur au maximum. Les teneurs en strontium sont de l'ordre de 800 ppm (Le Callonnec et al. 2000) (Fig. 2). Le $\delta^{18}\text{O}$ est de $-1,7$ ‰ (PDB) et le $\delta^{13}\text{C}$ est de $+1,7$ ‰ (PDB) dans le forage 701 (Fig. 3; Tab. 1).

La néomicrite de ciment évolue, avec l'augmentation de la profondeur, en une néomicrite de remplacement avec quelques grains inclus. La taille des grains augmentant, la néomicrite se transforme en un microspar calcitique dont la taille maximale atteint 50 μm . La structure de la matrice devient engrenée. Avec la profondeur, les teneurs en strontium diminuent (minimum de 500 ppm; Fig. 2). Le $\delta^{18}\text{O}$ diminue également avec la profondeur, jusqu'à $-4,1$ ‰ (PDB) et le $\delta^{13}\text{C}$ augmente jusqu'à $+2,3$ ‰ (PDB) sur des échantillons de roche totale (Plain et al. 2000; tableau 1a et 1b). Parallèlement, la porosité primaire élevée dans le Campanien supérieur (38 %), diminue jusqu'à une valeur minimale de 17 % à la base de la série dans le forage 701 (Mégny et al. 2000) (Fig. 4; Tab. 2). La perméabilité évolue de la même façon, entre 6 et 0,5 millidarcy selon la profondeur (Fig. 5; Tab. 2).

Dans la craie située à 500 mètres de profondeur, une analyse d'image au MEB révèle que 40 % de la fraction calcitique est d'origine diagénétique. Cette craie a une composition isotopique globale en $\delta^{18}\text{O}$ égale à -4 ‰ (PDB).

4.2. Dolomite massive du forage 702

Lorsque la dolomite est friable, il n'existe pas de ciment calcitique entre les rhomboédres; la porosité atteint alors 25 % d'après les analyses d'image et les mesures de porosité sur plug (Fig. 4). La perméabilité est de 1500 millidarcy (Fig. 5). L'intervalle de dolomite massive est un bon niveau réservoir potentiel; l'ouverture de porosité lors de la dolomitisation est d'ailleurs un phénomène fréquent (Purser et al. 1994a).

Lorsque la dolomite est plus dure, elle est cimentée partiellement par une calcisparite poecilotopique, à larges plages englobant parfois plusieurs rhomboédres.

Dans la dolomite massive, les rhomboédres ont une taille dans le plus grand allongement du cristal variant le plus souvent de 50 à 100 μm , jusqu'à 150 μm à 177,55 m de profondeur.

Certains cristaux ont des faces irrégulières, avec de nombreux nanograins inclus, reliques calcitiques de la craie originelle, et des sommets tronqués. Les rhomboédres ont une forme ovoïde à 168,45 m, 168,6 m et 177,55 m de profondeur.

Tab. 1. $\delta^{18}\text{O}$ PDB et $\delta^{13}\text{C}$ PDB des calcites et des dolomites de la série de craies des forages Poigny 701 et Sainte-Colombe 702.

FORAGE POIGNY 701	Profondeur (mètres)	$\delta^{18}\text{O}$ (PDB) (‰)	$\delta^{13}\text{C}$ (PDB) (‰)
calcite de la craie blanche	82,7	-1,60	1,77
calcite de la craie blanche	82,8	-1,69	1,75
calcite de la craie blanche	82,9	-1,73	1,64
calcite matricielle de la craie dolomitisée	451,1	-3,36	1,75
calcite matricielle de la craie dolomitisée	451,2	-3,32	1,76
calcite matricielle de la craie dolomitisée	451,3	-3,28	1,77
dolomite dispersée dans la craie	539,8	-3,49	2,95
dolomite dispersée dans la craie	539,9	-3,44	2,93
dolomite dispersée dans la craie	540,0	-3,51	2,95
calcite matricielle de la craie dolomitisée	539,8	-3,90	1,78
calcite matricielle de la craie dolomitisée	539,9	-3,62	1,95
calcite matricielle de la craie dolomitisée	540,0	-3,73	1,88

FORAGE SAINTE-COLOMBE 702	Profondeur (mètres)	$\delta^{18}\text{O}$ (PDB) (‰)	$\delta^{13}\text{C}$ (PDB) (‰)
calcite de la craie blanche altérée	89,1	-1,91	-0,26
calcite de la craie blanche altérée	89,2	-1,82	-0,22
calcite de la craie blanche altérée	89,3	-1,86	-0,24
calcite de dédolomite	167,0	-3,57	-1,78
calcite de dédolomite	167,1	-3,60	-1,73
calcite de dédolomite	167,2	-3,63	-1,70
dolomite massive	168,3	2,39	1,97
dolomite massive	168,4	2,35	1,96
dolomite massive	168,5	2,33	1,99
dolomite massive	171,2	1,66	1,87
dolomite massive	171,3	1,54	1,78
dolomite massive	171,4	1,59	1,81
dolomite massive	177,4	1,72	2,35
dolomite massive	177,5	1,77	2,33
dolomite massive	177,6	1,66	2,40
dolomite massive	177,5	1,72	2,35
dolomite massive	180,3	1,17	2,19
dolomite massive	180,4	1,24	2,23
dolomite massive	180,5	1,32	2,27
dolomite massive	183,6	1,12	2,23
dolomite massive	183,7	1,07	2,30
dolomite massive	183,8	1,10	2,25
calcite de remplacement	184,1	-2,00	0,54
calcite de remplacement	184,1	-2,25	0,50
calcite de remplacement	184,1	-2,05	0,51
calcite matricielle de la craie dolomitisée	470,5	-3,20	2,27
calcite matricielle de la craie dolomitisée	470,6	-3,19	2,29
calcite matricielle de la craie dolomitisée	470,7	-3,15	2,32
dolomite dispersée dans la craie	537,8	-3,74	3,10
dolomite dispersée dans la craie	537,9	-3,85	3,00
dolomite dispersée dans la craie	538,0	-3,64	3,20
calcite matricielle de la craie dolomitisée	537,8	-4,06	2,06
calcite matricielle de la craie dolomitisée	537,9	-4,22	2,36
calcite matricielle de la craie dolomitisée	538,0	-4,12	2,29
dolomite dispersée dans la craie	539,5	-3,50	3,14
dolomite dispersée dans la craie	539,6	-3,48	3,17
dolomite dispersée dans la craie	539,7	-3,54	3,12
calcite matricielle de la craie dolomitisée	539,5	-3,85	2,37
calcite matricielle de la craie dolomitisée	539,6	-3,88	2,36
calcite matricielle de la craie dolomitisée	539,7	-3,81	2,39

Ces rhomboédres possèdent un centre grisâtre dû vraisemblablement à de nombreuses inclusions micrométriques de matière organique (zone de croissance «1») et une frange limpide à bords externes ovoïdes (zone de croissance «2»), entre 168 et 180 m de profondeur.

D'autres cristaux ont un centre grisâtre de forme ovoïde avec une frange limpide à bords externes idiomorphes (zone de croissance 2), à 171m, 171,35 m, 172,40 m de profondeur. Cette dernière zone de croissance s'accompagne d'une nucléation de nouveaux cristaux limpides avec une frange grise à noire entre les zones de croissance.

En lumière polarisée analysée, dans les rhomboédres ovoïdes, l'extinction s'effectue en plusieurs plages. Dans les rhomboédres à bords idiomorphes, l'extinction est homogène.

Les rhomboédres présentent un faciès de cathodoluminescence avec la séquence de zones suivante (Tab. 3; Fig. 6):

- entre 168 et 172 m de profondeur, centre jaune (zone de croissance 1) et pourtour brun (zones de croissance 2);
- entre 172 et 183,85 m de profondeur, centre rouge (zone de croissance 1) (quelques rhomboédres ont un centre jaune), pourtour brun (zones de croissance 2), puis pour quelques uns une zone externe jaune (zone de croissance 3); à cette zone de croissance 3, appartiennent des rhomboédres jaunes (jusqu'à 1/3 des rhomboédres de dolomite) qui s'achèvent pour certains par une zone brune (zone de croissance 4). Les rhomboédres de dolomite des zones de croissances 3 et 4 sont automorphes (Pl. 1, photo 2).

Au MEB, les rhomboédres de forme ovoïde ont une structure punctique, présentant des contacts ponctuels entre cristaux. Ils montrent des surfaces irrégulières et des sommets inachevés incluant localement de nombreux nanograins de micrite et de

néomicrite à 184,1 m; la croissance cristalline a été rapide. Par contre, les rhomboédres automorphes, en structure engrenée, possèdent peu de nanograins inclus à leur surface. Les zones grises à noires observées en lumière naturelle dans la dolosparite correspondent à des inclusions micrométriques localisées souvent dans le cœur des rhomboédres.

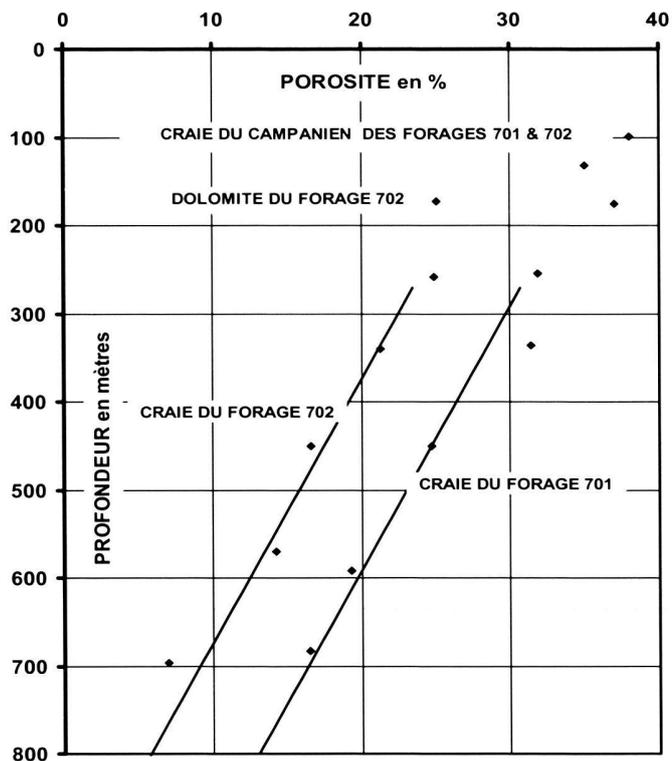


Fig. 4. Mesures de porosité en fonction de la profondeur dans les forages Poigny 701 et Sainte-Colombe 702. On remarque la forte porosité de la craie du Campanien supérieur et la diminution progressive de la porosité de la craie avec l'augmentation de la profondeur. La craie est plus dolomitisée dans le forage 702 que dans le forage 701. A profondeur équivalente, la porosité de la craie dans le forage 702 est inférieure de 7 % par rapport à celle du forage 701. La dolomitisation partielle entraîne une diminution de la porosité de la craie.

La microanalyse des rhomboédres montre une faible teneur moyenne en fer (700 ppm) et un rapport Ca/Mg constant dans tout le cristal, de l'ordre de 0,6. Les transects d'analyses chimiques ponctuelles ne montrent aucune zonation dans les cristaux de la dolomite massive. De plus, cette dolomite massive a une teneur moyenne en strontium de 180 ppm avec une tendance à la diminution vers la base de l'intervalle (Fig. 2).

Le $\delta^{18}\text{O}$ de la dolomite massive varie de +2,3 ‰ (PDB) au sommet de l'intervalle dolomitique à +1,1 ‰ (PDB) à sa base. Le $\delta^{13}\text{C}$ est de l'ordre de +2,1 ‰ (PDB) (Fig. 3a et 3c).

4.3. Calcite de remplacement sous le corps de dolomite massive du forage 702.

Une calcimicrosparite de recristallisation de la matrice calcitique de la craie est présente immédiatement sous le corps de dolomite massive sur une épaisseur d'un mètre environ. Cette évolution diagénétique est cependant faible puisqu'elle n'a pas été identifiée lors de la description des carottes de craie. Au MEB, une structure engrenée de calcimicrospar se développe largement dans la matrice calcimicrocritique originelle. Le $\delta^{18}\text{O}$

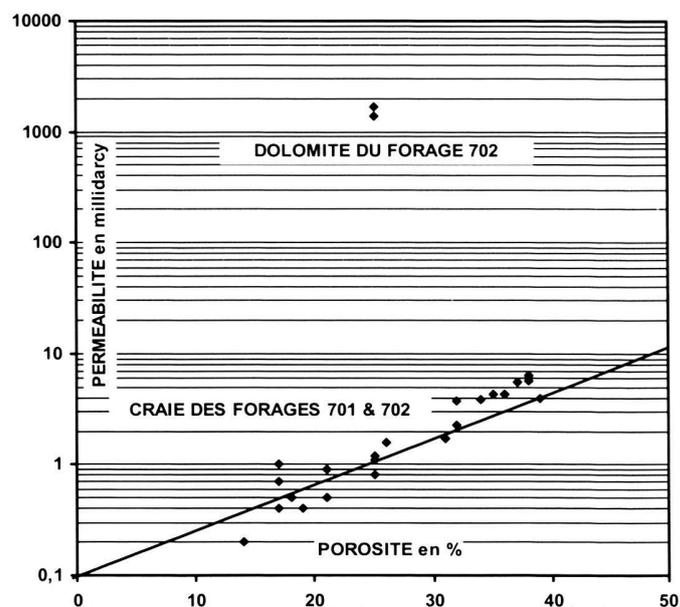


Fig. 5. Mesures de perméabilité en fonction de la profondeur dans les forages Poigny 701 et Sainte-Colombe 702. On remarque la forte perméabilité de la dolomite massive et la diminution de la perméabilité de la craie avec l'augmentation de la profondeur.

de cette calcimicrosparite est de -2 ‰ (PDB) et le $\delta^{13}\text{C}$ de +0,5 ‰ (PDB) (Fig. 3).

4.4. Dolomite dispersée dans la craie des forages 701 et 702.

Dans le forage 702, entre 185 m et 320 m de profondeur, la craie dolomitique contient des rhomboédres de dolomite de 50 μm en moyenne. Ils sont plus ou moins abondants, dispersés dans la micrite et la néomicrite calcitiques. Les rhomboédres sont automorphes, limpides mais zonés par des liserés gris à noirs parallèles aux faces. Leur extinction en lumière polarisée analysée est homogène dans tout le cristal. Ces rhomboédres représentent encore 50 % du volume total de la roche immédiatement sous le corps de dolomite massive.

En cathodoluminescence, les rhomboédres ont une séquence de zones géométriques:

- centre jaune ou rouge (zone de croissance 1), zone noire (zone de croissance 2), zone jaune ou rouge en double frange (zone de croissance 3) (Tab. 3).

Au MEB, les cristaux sont plus ou moins réguliers, et contiennent sur leurs faces des nanograins inclus de micrite originelle et de néomicrite de la diagénèse calcitique d'enfouissement. Ils présentent également des lacunes de cristallisation. Les zones grises à noires de la dolosparite observées en lame mince correspondent à des vides de dissolution en liseré entre les zones de croissance 1 et 2. Ce type de rhomboédres est fréquent jusqu'à 320 m de profondeur.

Tab. 2. Porosités et perméabilités mesurées sur carottes dans les forages Poigny 701 et Sainte-Colombe 702.

FORAGE POIGNY 701				
Profondeur (mètres)	Porosité horizontale (en %)	Porosité verticale (en %)	Perméabilité horizontale (millidarcy)	Perméabilité verticale (millidarcy)
99,6	38	38	6,3	5,7
175,0	37	39	5,5	4,0
255,0	32	34	3,8	3,9
336,0	31	32	1,7	2,3
450,0	25	25	0,8	1,1
592,0	19	21	0,4	0,5
683,0	17	17	0,7	1,0
FORAGE SAINTE COLOMBE 702				
Profondeur (mètres)	Porosité horizontale (%)	Porosité verticale (%)	Perméabilité horizontale (millidarcy)	Perméabilité verticale (millidarcy)
132,0	35	36	4,3	4,3
172,5	25	25	1394,9	1673,8
258,0	25	26	1,2	1,6
340,5	21	22	0,9	fissuré
450,0	17	18	0,4	0,5
570,5	14	14	0,2	0,2
696,0	7	12	0	0,0

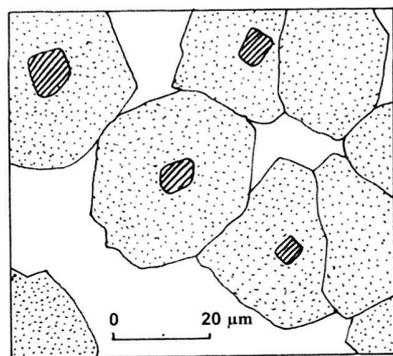


Fig. 6. Rhomboédres de dolomite massive observés en cathodoluminescence (forage 702, 180,45 m). En hachuré: cœur jaune du rhomboédre de dolomite (zone de croissance 1); en gris: frange brune du rhomboédre de dolomite (zone de croissance 2); en blanc: pore.

En dessous de 320 m de profondeur, dans les deux forages, la dolomite est rare à absente. Vers de 540–550 m de profondeur, se rencontrent de nombreux niveaux de craie plus ou moins dolomitique. La craie dolomitique, présente en lame mince, des rhomboédres de 50 à 100 µm, 200 µm à 556,3 m dans le forage 701 et à 537,85 m dans le forage 702. Les rhomboédres sont réguliers à faces planes (Pl. 1, photo 4), limpides, mais présentant des inclusions le long des plans diamétraux des cristaux. Ils sont plus ou moins abondants, entre 3 et 15 % dans les lames-minces. Ils sont dispersés dans la micrite du sédiment originel et dans la néomicrite. Leur extinction en lumière polarisée analysée est homogène.

En cathodoluminescence dans les deux forages, les rhomboédres de dolomite ne montrent que l'émission à 645 nm (Fig. 7). Ils ont tous la même séquence de zones (Fig. 8; Tab. 3; Pl. 1, photo 5): centre jaune (zone de croissance 1) (à l'équi-

Tab. 3. Répartition des faciès de cathodoluminescence des dolomites dans le forage Sainte-Colombe 702 en fonction de la profondeur (les séquences de zone des rhomboédres de dolomite dispersée dans le forage Poigny 701 sont identiques).

Profondeur (mètres)	Nucleation	Zone 1	Zone 2	Zone 3	Zone 4	Trace
168–172	–	jaune	brun	–	–	
172–183,85	brun	jaune ou rouge	brun	jaune	brun	
183,85–320	brun	jaune ou rouge	brun	jaune ou rouge double	–	
320–560	–	jaune	brun noir à noir	rouge double	– ou brun	fer
560–600	jaune	brun ou noir	noir	rouge double	–	fer

libre stœchiométrique, Fig. 9), brun noir à noir en une large bande (zone de croissance 2) (rapport Ca/Mg égal à 0,7), puis rouge (double frange) en une bande moyenne dans laquelle il est parfois possible de distinguer une alternance plus moins contrastée rouge-brun-rouge (zone de croissance 3) (rapport Ca/Mg égal à 0,6), puis parfois brun foncé (zone de croissance 4) (rapport Ca/Mg égal à 0,6).

Contrairement à la dolomite massive, la dolomite dispersée dans la craie présente de fortes variations de teneur en fer, bien mises en évidence par les transects d'analyses chimiques ponctuelles à travers le cristal ainsi que par les images en électrons rétrodiffusés (Fig. 9; Pl. 1, photos 4 & 6).

La luminescence de la calcite toujours forte, a une longueur d'onde de 615 nm, de couleur orangée, alors que les calcisphères abondantes à la base des deux forages apparaissent jaune vif, par forte intensité d'émission due à une teneur élevée en Mn²⁺.

Au MEB, les rhomboédres de dolomite sont plus ou moins réguliers. Certaines faces contiennent des grains inclus de micrite et de néomicrite et des lacunes de cristallisation.

La dolomite dispersée a un δ¹⁸O de –3,5 ‰ (PDB) et un δ¹³C de +3,1 ‰ (PDB) en moyenne (Tab. 1). La composition isotopique de la dolomite dispersée est en relation directe avec celle de la calcite matricielle (Fig. 3). L'écart des compositions isotopiques de la calcite matricielle et de la dolomite est constant, de l'ordre de +1 ‰ (PDB) pour le δ¹³C de la dolomite et de +0,3 ‰ (PDB) pour le δ¹⁸O de la dolomite.

4.5. Altération, craie dédolomitisée et dissolutions

La craie du Campanien supérieur, immédiatement sous la base des sédiments cénozoïques (échantillons à –89 m dans le forage 702), est altérée avec des valeurs en δ¹⁸O de l'ordre de –1,8 ‰ (PDB) et en δ¹³C de l'ordre de –0,2 ‰ (PDB) (Fig. 3; Tab. 1).

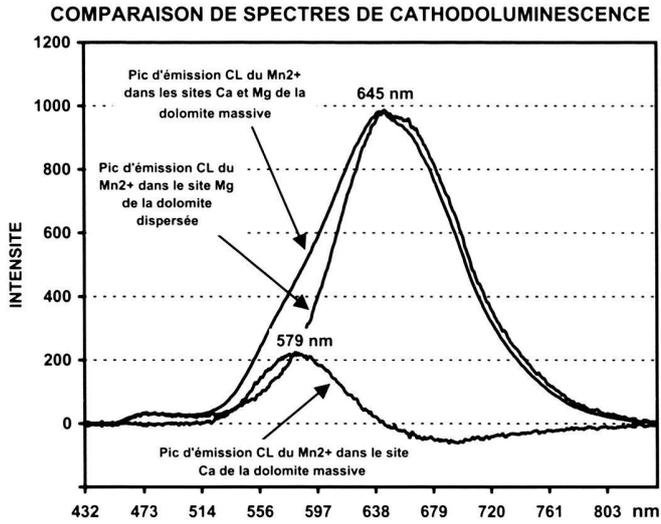


Fig. 7. Comparaison des spectres d'émission en cathodoluminescence de rhomboédres de la dolomite massive (forage 702, 171,35 m) et de rhomboédres dispersés dans la craie (forage 701, 556,30 m). Les rhomboédres de la dolomite massive se distinguent par une faible émission à 579 nm correspondant à l'émission du Mn^{2+} dans le site du Ca.

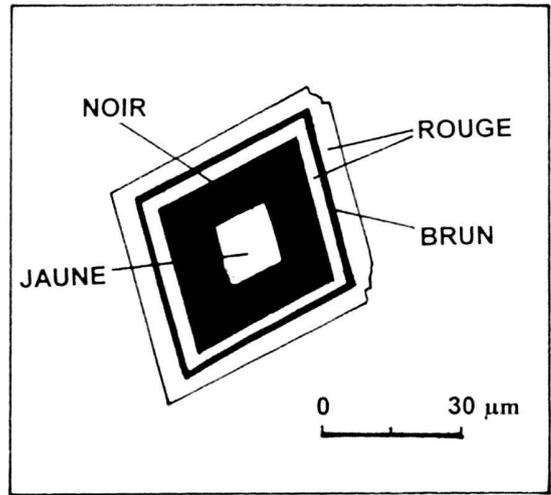


Fig. 8. Rhomboédre dispersé dans la craie observé en cathodoluminescence (forage 701, 539,90 m), cœur jaune (zone de croissance 1), frange noire (zone de croissance 2), frange rouge-brun-rouge (zone de croissance 3).

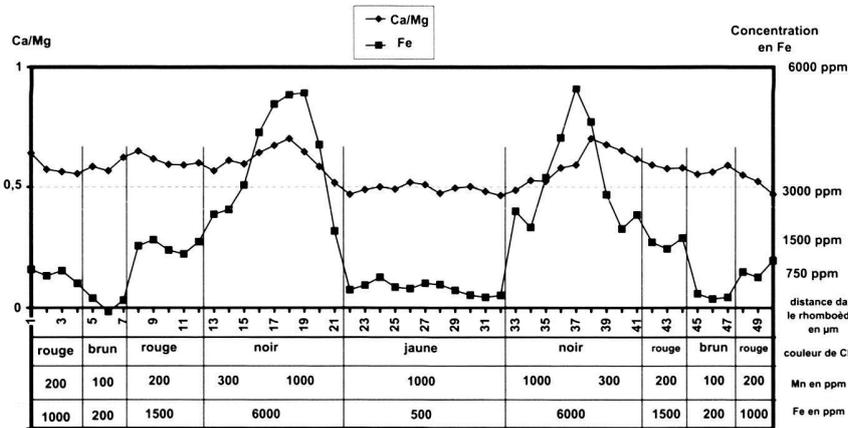


Fig. 9. Transect analytique de rhomboédre de dolomite dispersé dans la craie. Le cœur du rhomboédre est pauvre en fer et présente une stœchiométrie équilibrée. Une bande intermédiaire non luminescente est riche en fer et a un rapport Ca/Mg atteignant 0,7. La bande externe luminescente, est pauvre en fer et a un rapport Ca/Mg de 0,6 (forage 701, 539,90 m). Les émissions de cathodoluminescence sont explicables par les variations des traces de Mn et de Fe, ce dernier jouant le rôle d'inhibiteur dans la zone de croissance 2.

Dans le forage 702, la craie dédolomitisée située entre 165 et 168 m de profondeur, immédiatement au-dessus de la dolomite massive, présente en cathodoluminescence une texture wackestone à mudstone de couleur brune avec des fantômes rhomboédriques orangés en calcimicrospar (dédolomite). Au MEB, ce calcimicrospar abondant inclut de nombreux nanograins de micrite et de néomicrite. Le développement important de la néomicrite dans la matrice forme une structure serrée de grains. La porosité est réduite et les débris de coccolithes sont rares. Le $\delta^{18}O$ de la dédolomite est de $-3,6\text{‰}$ (PDB) et le $\delta^{13}C$ de $-1,7\text{‰}$ (PDB) (Fig. 3).

Directement en dessous de l'intervalle de dolomite massive, la dolomite dispersée dans la craie présente un début de dissolution. Au MEB, des vides sont localisés entre le cœur et la frange d'accroissement du rhomboédre de dolomite, pa-

rallèlement aux faces cristallines (Pl. 1, photo 3). En lumière naturelle, ces vides apparaissent noir dans les rhomboédres limpides.

5. Interprétations des microfaciès et des caractéristiques géochimiques

5.1. Calcite matricielle de la craie des forages 701 et 702

Les valeurs isotopiques de la calcite matricielle de la craie du Campanien supérieur, peu évoluée diagenétiquement, témoignent d'une précipitation de calcite en équilibre avec une eau de mer à $25^{\circ}C$ (Land 1983, 1985). Cette température correspond à l'optimum climatique du Turonien au Campanien re-

connu depuis longtemps dans la craie d'Angleterre (Kennedy & Garrison 1975). Cette craie a conservé une composition géochimique et isotopique originelle.

Avec l'augmentation de la profondeur, les évolutions de la teneur en strontium, des rapports isotopiques, de la porosité et de la perméabilité de la craie témoignent de phénomènes dissolution/cimentation calcitique liés à la compaction et l'augmentation de la diagenèse calcitique d'enfouissement.

Dans la craie située à 500 mètres de profondeur, la composition isotopique globale en $\delta^{18}\text{O}$ est égale à -4‰ (PDB) alors que 40 % de la fraction calcitique est d'origine diagénétique. Comme la calcite originelle a un $\delta^{18}\text{O}$ égal à -2‰ (PDB), la calcite d'origine diagénétique a une valeur isotopique calculée en $\delta^{18}\text{O}$ de -7‰ (PDB). Cette valeur isotopique correspond à une température de cristallisation de cette calcite de l'ordre de 40°C à 500 mètres de profondeur. Cette température élevée pour le Bassin de Paris, est la conséquence de l'anomalie thermique positive lors du maximum d'enfouissement de la pile sédimentaire de ce bassin à la fin du Crétacé (Guilhaumou & Gaulier 1991; Demars & Pagel 1994). On mesure ainsi directement l'intensité de la transformation diagénétique de la pile sédimentaire dans les conditions locales d'enfouissement.

5.2. Dolomite massive du forage 702

L'abondance de nanograins inclus, reliques calcitiques de la craie originelle, la présence des silex typiques de la craie et la conservation partielle des bioturbations et des structures sédimentaires démontrent que la dolomite massive résulte de la dolomitisation complète d'une craie pélagique à silex, comme il est par ailleurs possible de l'observer à l'affleurement, à Etretat ou en Picardie par exemple. Les corrélations biotratigraphiques montrent que la dolomite massive du forage 702 affecte seulement une partie de la craie du Campanien inférieur (Robaszynski et al. 2000).

En cathodoluminescence, la couleur brune de cette dolomite massive résulte de la faible teneur en excitateur Mn^{2+} , teneur si faible qu'elle reste en dessous du seuil de détection de la sonde électronique de Castaing. La microanalyse de ces rhomboèdres montre une faible teneur moyenne en fer (700 ppm) et un rapport Ca/Mg constant dans tout le cristal, de l'ordre de 0,6. Les transects d'analyses chimiques ponctuelles ne montrent aucune zonation dans les cristaux de la dolomite massive.

La zone de croissance 1 des rhomboèdres peut émettre une couleur de cathodoluminescence jaune ou rouge. Si le Mn^{2+} est situé uniquement dans le site Mg de la dolomite, une émission à 645 nm donne la couleur rouge. Si le Mn^{2+} est situé à la fois dans les sites Ca et Mg de la dolomite (El Ali et al. 1993), il y a deux pics d'émission à 579 et 645 nm qui donnent une couleur jaune et une couleur rouge, avec dominance spectrale du jaune. Une émission à 645 nm caractérise les marbres dolomitiques affectés par un métamorphisme. Par contre, une double émission est typique des dolomites sédimentaires non affectées par la température. Les dolomites massives comportent une partie de leur émission à 579 nm. Cela signifie qu'une

partie du Mn^{2+} est dans le site Ca. La composante à 579 nm est cependant limitée en importance dans les rhomboèdres de la dolomite massive (Fig. 7). Les conditions de cristallisation étaient vraisemblablement de faible température. D'après les images de cathodoluminescence, la zone de croissance 1, riche en inclusions, pourrait résulter du remplacement de la calcite matricielle alors que la zone de croissance 2a, d'aspect limpide, représenterait une croissance de ciment.

Comme Thiry et al. (2003) l'indiquent, l'origine de la dolomite massive est à rechercher dans une eau de mer à salinité proche de la normale; plus précisément, cette dolomitisation serait située dans une zone de mélange eau de mer/eau de mer riche en magnésium, avec une température de l'eau de l'ordre de 25°C , variation de mélange de fluides que l'on perçoit dans les variations du $\delta^{18}\text{O}$ et du strontium au sein du corps de dolomite massive. Les valeurs faiblement positives de $\delta^{13}\text{C}$ montrent que cette dolomite n'est pas associée à des phénomènes de méthanogenèse ou de sulfatogenèse (Baker & Burns 1985; Soussi & M'Rabet 1992; Mazzullo 2000).

Cette dolomitisation peut être comparée à celle observée aux Bahamas, générée par une circulation d'eau de mer enrichie en magnésium à la suite de la recristallisation des carbonates biogéniques de péri-plateforme (Mullins et al. 1985, 1988; Whitaker et al. 1994). Ce type de dolomitisation issue d'un fluide proche de la composition d'une eau de mer nécessite un moteur hydrodynamique (Land 1991; Purser et al. 1994b). Dans le forage 701, des courants sous-marins ont engendré des hardgrounds contemporains de la dolomitisation observée dans le forage 702.

5.3. Calcite de remplacement sous le corps de dolomite massive du forage 702

Les valeurs isotopiques de la calcite de remplacement sous le corps de dolomite massive du forage 702 traduisent un fractionnement isotopique lors de la dolomitisation par remplacement de la craie originelle (pour une revue voir Land 1983; Veizer 1983). Cette calcite de recristallisation peut donc être codiagénétique avec la dolomite massive comme cela a été observée dans les carbonates des Bahamas (Mullins et al. 1985, 1988). Lors de la dolomitisation, si tout le calcium de la calcite initiale participe à la formation de la dolomite, le volume de dolomite obtenu, conservant la même porosité, est supérieur de 45 % au volume initial de calcite. En absence de toute déformation liée à la diagenèse dolomitique, le calcium libéré lors de la dolomitisation a été exporté aux épontes du corps dolomitique et a formé la calcite de remplacement.

5.4. Dolomite dispersée dans la craie des forages 701 et 702

Sous la dolomite massive, on observe un gradient négatif de teneur en dolomite du haut vers le bas dans la série de la craie et du forage 702 vers le forage 701. La répartition de dolomite dispersée dans la craie entre les deux forages est directement liée à la localisation de dolomite massive dans le forage 702 (Fig. 2).

L'étude pétrographique montre que la dolomite dispersée est postérieure à la diagenèse calcitique d'enfouissement. Cela implique nécessairement des conditions de cristallisation différentes par rapport à la dolomite massive.

Les différentes luminescences dans la séquence de zones observées en cathodoluminescence sont dues à une très faible variation de teneur en fer (de l'ordre de 0,1 %), qui peut être un inhibiteur de luminescence dans les carbonates, révélée sur les cartes de répartition du fer par microanalyses couplées au MEB ainsi que par les images en électrons rétrodiffusés. On constate ainsi un enrichissement très progressif en fer vers la base de la craie partiellement dolomitisée, avec une luminescence de plus en plus faible pour la zone de croissance 2 de la dolomite. De plus, cette dolomite ne montre en cathodoluminescence que l'émission à 645 nm ce qui révèle une température de cristallisation de la dolomite dispersée supérieure à celle la dolomite massive.

Les teneurs isotopiques de la dolomite dispersée indiquent que la calcite matricielle partiellement diagénétisée lors de l'enfouissement, peut être son précurseur. En effet, le faible écart entre les rapports isotopiques de l'oxygène de la calcite matricielle et de la dolomite dispersée indique une dolomitisation à partir d'un fluide interstitiel proche de l'équilibre avec la calcite (Land 1980). Cette relation calcite matricielle-dolomite dispersée est comparable à celle décrite par Jorgensen (1983) dans les craies du Crétacé de la Mer du Nord. De plus, les teneurs isotopiques de la dolomite dispersée indiquent une mise en place lors de l'enfouissement en milieu microporeux avec une température de cristallisation de l'ordre 40°C à 500 mètres de profondeur (Fig. 4). Cette température de cristallisation de la dolomite dispersée est supérieure à celle la dolomite massive ce qui est en accord avec les données spectroscopiques de cathodoluminescence.

Age et processus de dolomitisation dans la série de la craie sont bien différenciés contrairement à ce qu'affirment Thiry et al. (2003). La dolomite massive s'est formée dans la mer du Campanien inférieur alors que la dolomite dispersée est apparue lors de l'enfouissement à la fin du Crétacé, pendant l'anomalie thermique positive.

5.5. Craie dédolomitisée et dissolutions

Les valeurs isotopiques de la craie du Campanien supérieur, immédiatement sous la base des sédiments cénozoïques révèlent que celle-ci a subi une altération météorique avec une température de l'ordre de 20°C.

Les faibles valeurs en $\delta^{13}\text{C}$ de la craie dédolomitisée située entre 165 et 168 m de profondeur dans le forage 702, immédiatement au-dessus de la dolomite massive, indiquent une précipitation de calcite en domaine d'eau douce continentale alors que les valeurs du $\delta^{18}\text{O}$ témoignent d'une température de l'ordre de 20°C.

Directement en dessous de l'intervalle de dolomite massive, la dolomite dispersée dans la craie présente un début de dissolution contemporain de la dédolomitisation de la partie supérieure du corps de dolomite massive.

Toutes ces transformations diagénétiques ont été engendrées par un envahissement de la partie supérieure de la série de la craie par de l'eau douce lors de la phase de continentalisation de la région de Provins datée du Cénozoïque à l'Actuel.

6. Environnement et processus de dolomitisation: le modèle «Crétacé»

Dans la série de la craie des forages 701 et 702, datée du Céno-manien au Campanien supérieur, la calcimicrite a une origine essentiellement biogénique, constituée d'organismes pélagiques vivant dans une eau de mer à la température moyenne de 25°C (Fig. 10).

Localement au fond de la mer du Campanien inférieur, se développent de discrets hardgrounds observés dans le forage 701 (Robaszynski, 2000), contemporain de la dolomite massive observée dans le forage 702. Ceux-ci indiquent l'existence d'un régime hydrodynamique modelant une morphologie marine de haut-fonds et de chenaux, reconnue dans tout le Bassin de Paris (Mortimore & Pomerol 1987). La région de Provins est une des zones de circulation entre les domaines infralittoral au nord-ouest du Bassin de Paris et bathyal au sud-ouest (Ziegler 1998; Dercourt et al. 2000). Contemporain des hardgrounds rencontrés dans le forage 701, un phénomène de dolomitisation affecte les premiers mètres de sédiment au fond de la mer à l'emplacement du forage 702. Cette dolomitisation est engendrée par la lente circulation d'une nappe d'eau de mer de salinité normale, légèrement enrichie en magnésium à l'interface eau de mer/sédiments. Elle peut provenir du domaine de péri-plateforme nord-occidental dans lequel la recristallisation des carbonates biogéniques entraîne un enrichissement en magnésium de l'eau. Par ailleurs, la dissolution de la matrice calcitique de la dolomite massive permet la cimentation calcitique de la craie encaissante.

Très rapidement après le dépôt de la craie, celle-ci est soumise à une compaction progressive et une diagenèse calcitique, d'autant plus marquées que l'enfouissement est important.

La dolomite dispersée se distingue de la dolomite massive par ses valeurs isotopiques, ses teneurs en fer, sa forme de cristallisation et particulièrement par sa cathodoluminescence. Ses caractéristiques minéralogiques et géochimiques indiquent une température de formation élevée. Sa genèse est donc nécessairement différente.

Lors de la compaction de la craie du Campanien supérieur – Maastrichtien, au maximum de l'enfouissement de la pile sédimentaire accompagné d'une anomalie thermique positive (Guilhaumou & Gaulier 1991; Demars & Pagel 1994), aux premières manifestations du régime compressif pyrénéen dans le Bassin de Paris (pour une revue voir Guillocheau et al. 1999, 2000), la compaction de la dolomite massive entraîne la diffusion des fluides magnésiens du réservoir dolomitique vers la craie microporeuse sous-jacente déjà compactée et faiblement cimentée. Au dessus, la craie non compactée, en se tassant, expulse une partie de l'eau d'origine marine, ce qui bloque la migration vers le haut des fluides magnésiens conte-

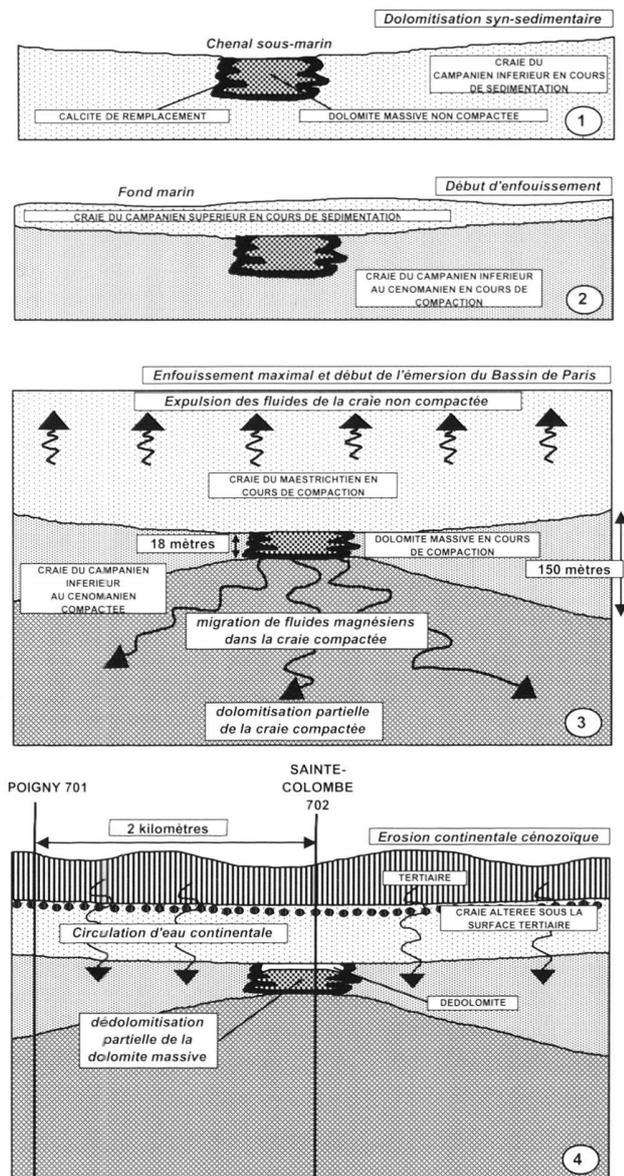


Fig. 10. schéma d'interprétation des phénomènes de dolomitisation observés dans les forages Poigny 701 et Sainte-Colombe 702.

1: dans la région du forage 702, un phénomène de dolomitisation affecte les premiers mètres de sédiments au fond de la mer. Cette dolomitisation est engendrée par la lente circulation d'une nappe d'eau de mer enrichie en magnésium à l'interface eau de mer/sédiments. Les épontes du corps de dolomite massive subissent en même temps une cimentation calcitique de la craie encasante par suite de la dissolution de la matrice calcitique de la dolomite massive;

2: la série de la craie est soumise à une compaction et une diagenèse calcitique d'autant plus marquées que l'enfouissement est important;

3: lors de la compaction de la craie du Campanien supérieur – Maastrichtien, au maximum de l'enfouissement de la pile sédimentaire sous flux thermique élevé et à l'apparition des premières manifestations du régime compressif pyrénéen dans le Bassin de Paris, une dolomitisation diffuse de contact affecte la craie sous-jacente à partir de la base du corps de dolomite massive; cette dolomitisation atteint uniquement la moitié inférieure de la craie dans la région du forage 701;

4: tardivement lors de l'émersion progressive du Bassin de Paris à partir du Cénozoïque et jusqu'au Quaternaire, la masse de craie est envahie à son sommet par de l'eau douce qui provoque une dédolomitisation du toit de la dolomite massive.

nus dans la dolomite massive. Une dolomitisation diffuse affecte alors la craie sous-jacente à partir de la base du corps de dolomite massive, donnant un gradient négatif de dolomitisation du haut vers le bas et du forage 702 vers le forage 701. Cette dolomitisation atteint la moitié inférieure de la série de la craie dans la région du forage 701. Latéralement, la dolomitisation diminue progressivement d'intensité et affecte une hauteur de craie de plus en plus faible, jusqu'à disparaître dans les craies à l'affleurement, distant d'une dizaine de kilomètres en Champagne.

Lors de l'émersion du Bassin de Paris, à partir du début du Tertiaire et jusqu'au Quaternaire, la masse de craie est envahie, au moins à son sommet, par de l'eau douce continentale qui provoque une altération de cette craie sous les dépôts du Tertiaire, une dédolomitisation totale du toit de la dolomite massive et partielle dans sa masse.

Ainsi, la dolomitisation massive est engendrée par la circulation d'une eau de mer de salinité proche de la normale et de température de 25°C, liée au domaine marin ouvert du Campanien inférieur, alors que la dolomite dispersée, par ses caractéristiques pétrographiques et géochimiques différentes, est issue d'un fluide diagénétique ayant une température de 40°C en contexte d'enfouissement et d'anomalie thermique maximaux de la fin du Crétacé.

7. Discussion entre le modèle «Crétacé» et le modèle «Tertiaire»

Hanot & Thiry (1999) et Thiry et al. (2003) proposent un modèle de dolomitisation «Tertiaire» basé sur l'argument suivant: les zones dolomitiques dans la série de la craie seraient localisées sous des chenaux sableux érodant les Argiles de Provins de l'Eocène inférieur et le toit de la craie. Ces auteurs n'ont jamais étayé leur argument par une cartographie régionale montrant une superposition de ces chenaux et des zones dolomitiques en dehors des deux forages 701 et 702. Les vitesses sismiques calculées le long du profil passant par ces forages n'apportent pas d'avantage les preuves de cette corrélation. Les cartes isobathes régionales du toit et du mur de la craie présentées par ces auteurs sont difficilement comparables et donc peu utilisables, étant donné la grande différence de densité de points de contrôle entre ces cartes. De plus, si les variations d'épaisseur de l'Eocène sont en partie dues au comblement de paléo-vallées anté-tertiaires comme l'affirment Thiry et al. (2003), ces variations résultent également d'une tectonique syn-sédimentaire à l'Eocène moyen et supérieur, bien connue par les études géologiques et les explorations pétrolières régionales (Tilloy 1960; Cavalier & Pomerol 1979).

De quelle façon les deux modèles intègrent-ils les faits d'observation majeurs et les principaux résultats analytiques ?

Dolomite massive et dolomite dispersée ont des caractéristiques pétrographiques et géochimiques distinctes. Ces faits sont constatés par Thiry et al. (2003) ainsi que dans ce présent article;

- pourtant, Thiry et al. (2003) dans leur modèle «Tertiaire», n'admettent qu'une seule phase de dolomitisation attribuée à l'Eocène moyen, engendrée par la mise en place d'un panache d'eau de mer de salinité proche de la normale envahissant *per descensum* une grande partie de la série de la craie, panache localisé sous des chenaux sableux érodant les Argiles de Provins de l'Eocène inférieur et le toit de la craie;
- le modèle «Crétacé» présente deux phases distinctes de dolomitisation, mises en place dans des contextes diagénétiques différents, comme l'attestent les faits d'observation pétrographique approfondie et les résultats de techniques analytiques croisées.

La dolomite massive a une signature géochimique prouvant qu'elle a pour origine une eau de mer de salinité proche de la normale, ce fait est constaté et argumenté par Thiry et al. (2003) et dans ce présent article;

- au Paléocène et à l'Eocène, la région de Provins étant située en domaine continental à sédimentation fluvio-lacustre à laguno-lacustre (Thiry, 1981), la mer était localisée dans un golfe à une cinquantaine de kilomètres au nord de la région; l'eau de mer de ce golfe avait une salinité évoluée en environnement littoral (Feugueur 1963). De plus, le transit d'une eau de mer dans des chenaux deltaïques, puis sa migration sous forme de panache dans une nappe phréatique, sur une telle distance, ne peut pas donner un fluide dolomitisant ayant une signature géochimique d'eau de mer de salinité proche de la normale;
- au Crétacé supérieur, la région de Provins étant occupée par un domaine marin ouvert, les conditions paléoenvironnementales correspondent parfaitement à celles révélées par les caractéristiques géochimiques de la dolomite massive.

La craie postérieure au Campanien inférieur (fig. 2, n° 1 est exempte de toute dolomite, de fantômes de rhomboèdre de dolomite ou de calcite de dédolomitisation et ne présente qu'une diagenèse calcitique d'eau douce continentale localisée immédiatement sous la surface du Tertiaire;

- depuis le Paléocène jusqu'à l'actuel, la région de Provins est située en domaine continental; dans le cas d'un envahissement des nappes phréatiques en connexion avec le golfe marin par un fluide dolomitisant, l'absence de toute dolomitisation de la partie supérieure de la craie est difficilement envisageable;
- au Crétacé terminal, lors de la compaction au maximum d'enfouissement, les craies non compactées du Campanien supérieur-Maastrichtien ont expulsé une grande quantité de fluides empêchant leur envahissement par le fluide dolomitisant présent dans la série de craie sous-jacente.

La dolomite dispersée a une signature géochimique prouvant qu'elle a pour origine un fluide de température élevée de 40°C.

Ces résultats analytiques sont incompatibles avec le modèle de Thiry et al. (2003) qui propose un seul fluide dolomitisant issu d'une eau de mer à 25°C. De plus:

- au Paléocène et à l'Eocène, l'enfouissement de la série de la craie a déjà fortement diminué par rapport à la limite Crétacé-Tertiaire et aucune anomalie thermique n'est connue à cette époque;
- le Crétacé terminal correspond au seul moment de l'histoire récente du Bassin de Paris où les fluides contenus dans la craie ont pu atteindre une température de 40°C; cela marque le maximum d'enfouissement de la fin du Crétacé, accompagnée d'une anomalie thermique positive, avant les premiers mouvements de surrection à la limite Crétacé-Tertiaire.

La dolomite dispersée se rencontre dans la série de la craie sur une hauteur de plus de 400 mètres.

- au Paléocène et à l'Eocène, la paléopente régionale, raccordant les domaines continental et marin, étant seulement de quelques dizaines de mètres, il ne pouvait exister un gradient de pression suffisant pour générer un panache d'eau de mer dans la craie sur une hauteur de plusieurs centaines de mètres; pour créer un tel panache, il serait nécessaire d'avoir une nappe en charge liée à un relief continental important d'une part, et d'avoir un exutoire en mer au niveau du talus du plateau continental servant de niveau de base d'autre part; régionalement aucune des deux conditions nécessaires n'existaient à l'Eocène;
- au Crétacé terminal, le fluide dolomitisant a migré vers la base de la série de la craie par suite d'une compaction différentielle entre craies non compactées du Campanien supérieur-Maastrichtien et craies en cours de compaction du Campanien inférieur-Cénomaniens.

Après cette comparaison critique, le modèle «Crétacé» apparaît cohérent puisqu'il intègre les faits d'observation et les résultats analytiques alors que le modèle «Tertiaire» ne tient pas compte de toutes ces données.

8. Conclusion

La série de la craie du Bassin de Paris a subi une histoire diagénétique complexe au cours du Crétacé supérieur et du Tertiaire:

- circulation d'une eau de mer enrichie en magnésium dans un chenal sous-marin engendrant une dolomitisation massive de la craie récemment sédimentée à l'emplacement du forage 702; ce phénomène est localisé dans le domaine pélagique du Campanien inférieur;
- compaction progressive de la craie lors de l'enfouissement au cours du Crétacé terminal, provoquant une diagenèse calcitique généralisée de la pile sédimentaire;

- expulsion des fluides riches en magnésium contenus dans la dolomite massive lors de l'enfouissement maximal de la craie et de l'anomalie thermique positive à la fin du Crétacé, entraînant localement la dolomitisation diffuse de la série de la craie sous-jacente; la fermeture partielle de la porosité par la dolomitisation diffuse est directement responsable de l'augmentation de la vitesse de propagation du son dans la craie;
- envahissement du sommet de la série de la craie par les eaux douces continentales causant un début de dédolomitisation, lors de l'émersion progressive du Bassin de Paris à partir du début du Tertiaire.

L'étude de la diagenèse de la craie du Bassin de Paris a montré que les anomalies de vitesses mesurées dans les profils sismiques pétroliers résultent de dolomitisations précoces et d'enfouissement. La compréhension de ces phénomènes particuliers contribue à prévoir et à corriger ces anomalies de vitesse sismique afin d'optimiser la prospection pétrolière sous couverture épaisse de craie.

Remerciements

Nous dédions ce travail à la mémoire de Claude Mégrien qui a été le promoteur des deux forages scientifiques dans la craie du Bassin de Paris et du programme de recherche *CRAIE 700*. Nous remercions Monsieur Jean-Paul Loreau pour sa revue critique du manuscrit et Messieurs Daniel Bernouilli et Karl Ramseyer, rapporteurs, pour leurs remarques constructives.

BIBLIOGRAPHIE

BAKKER, P.A. & BURNS, S.J. 1985: Occurrence and formation of dolomite in organic-rich continental margin sediments. *Bull. Am. Ass. Petrol. Geol.* 69, 1917–1930.

BARCHI, P. 1995: Géochimie et magnétostratigraphie du Campanien de l'Europe du nord-ouest. Thèse n° 95–29, Paris VI, 258 p.

BARRIER, P. 2000: Etude microfaciologique de deux forages profonds dans la craie de Provins (701 Poigny et 702 Sainte-Colombe): empilement des faciès, biodiversité et découpage séquentiel. *Bull. Inf. Géol. Bass. Paris* 37, 2, 32–43.

BLANC, Ph., ARBEY, F., CROS, P., CESBRON, F. & OHNENSTETTER, D. 1994: Applications de la microscopie électronique à balayage et de la cathodoluminescence à des matériaux géologiques (sulfates, carbonates, silicates). *Bull. Soc. Géol. France* 165, 4, 341–352.

CAVELIER, C. & POMEROL, P. 1979: Chronologie et interprétation des événements tectoniques cénozoïques dans le Bassin de Paris. *Bull. Soc. Géol. France*, (7), 21, 1, 33–48.

DEMARS, C. & PAGEL, M. 1994: Paléotempératures et paléosalinités dans les grès du Keuper du Bassin de Paris: inclusions fluides dans les minéraux authigènes. *C. R. Acad. Sci. Paris*, 319, 427–434.

DERCOURT, J., GAETANI, M., VRIELINCK, B., BARRIER, E., BIJU-DUVAL, B., BRUNET, M.F., CADET, J.P., CRASQUIN, S. & SANDULESCU, M. (Eds.) 2000: Atlas Peri-Thetys, palaeogeographical maps. CCGM/CGMW, Paris. Philip J. & Floquet M.: map 15, Early Campanian.

EL ALI, A., BARBIN, V., CALAS, G., CERVELLE, B., RAMSEYER, K. & BOURROLLEC, J. 1993: Mn²⁺-activated luminescence in dolomite, calcite and magnesite: quantitative determination of manganese and site distribution by EPR and CL spectroscopy. *Chemical Geol.* 104, 189–202.

FEUGUEUR, L. 1963: L'Yprésien du Bassin de Paris, essai de monographie stratigraphique. *Mém. serv. Explication Carte Géol. Détail. France*, 568 p.

FONTES, J., FRITZ, P. & LETOLLE, R. 1970: Composition isotopique, minéralogique et genèse des dolomites du Bassin de Paris. *Rev. Géogr. phys. Géol. dyn.* 9, 279–294.

FRITZ, P. 1967: Les rognons des niveaux dolomitiques du Bassin de Paris. Pétrographie et analyse isotopique. *Rev. Géogr. Phys. Géol. Dyn.* 9, 329–334.

FRÖHLICH, F. 1981: Les silicates dans l'environnement pélagique de l'océan Indien au Cénozoïque. *Mém. Mus. Nat. Hist. Nat. Paris, Géologie* 46, 206 p.

GELY, J.P. & LOREAU, J.P. 1986: La diagenèse calcaire et ses modalités par comparaisons pétrographiques des oolithes et de leur matrice micritique dans des carbonates résédimentés du Barrémien du Pacifique (D.S.D.P., site 463). *C. R. Acad. Sci. Paris* 302, 721–726.

GUILHAUMOU, N. & GAULIER, J.M. 1991: Détermination de paléotempératures dans les roches-mères du bassin de Paris: étude d'inclusions fluides et implications pour l'histoire thermique du bassin. *C. R. Acad. Sci. Paris* 313, 773–778.

GUILLOCHEAU, F., ROBIN, C., ALLEMAND, P., BOURQUIN, S., BRAULT, N., DROMART, G., FRIEDENBER, G.R., GARCIA, J.-P., GAULIER, J.-M., GAUMET, F., GROSDOY, B., HANOT, F., LE STRAT, P., METTRAUX, M., NALPAS, T., PRIJAC, C., RIGOLLET, C., SERRANO, O., VAIRON, J. & GRANDJEAN, G., 1999: Evolution géodynamique du bassin de Paris: apports d'une base de données stratigraphiques 3D. *Bull. Inf. Géol. Bass. Paris*, 4, 3–35.

– 2000: Meso-Cenozoic geodynamic evolution of the Paris Basin: 3D stratigraphic constraints. *Geodinamica Acta*, 13, 189–246

HANCOCK, J.M. 1976: The petrology of chalk. *Proceed. Geol. Soc. London* 86, 499–535.

– 1993: The formation and diagenesis of chalk. In: Downing, R.A., Price M. & Jones G.P. Ed., *The hydrogeology of the chalk of North-West Europe*, Clarendon Press, 14–34.

HANOT, F. 2000: Apport industriel des forages du Programme Craie 700 pour la correction des variations statiques de vitesses dans la craie du Bassin de Paris. *Bull. Inf. Géol. Bass. Paris* 37, 2, 8–17.

HANOT, F. & MEGNIEN, C. 1999: Deux forages scientifiques profonds pour étudier les phénomènes diagénétiques de grande ampleur dans la craie du Bassin de Paris. *Bull. Inf. Géol. Bass. Paris*, 36, 3, 4–9.

HANOT, F. & RENOUX, P. 1991: Petrophysical variations in the Senonian chalk of the Paris basin and their influence on static corrections. *First Break* 9, 515–526.

HANOT, F. & THIRY, M. 1999: Anomalies sismiques dans la craie et déformations superposées dans les formations tertiaires du sud-est du Bassin de Paris. *Bull. Soc. Géol. France* 170, 6, 915–926.

JANIN, M.C. 2000: Corrélation des forages *Craie 700* d'après les nanofossiles calcaires. *Bull. Inf. Géol. Bass. Paris* 37, 2, 52–58.

JARVIS, I. 1980: The initiation of phosphatic chalk sedimentation. The Senonian (Cretaceous) of the Anglo-Paris basin. In: Bendor Y.K. Ed., *Marines phosphorites. Soc. Econ. Paleont. Mineral. Spec. Publ.* 29, 167–192.

– 1992: Sedimentology, geochemistry and origin of phosphatic chalks: the Upper Cretaceous deposits of NW Europe. *Sedimentology* 39, 55–97.

JORGENSEN, N.O. 1983: Dolomitization in chalk from the North Sea Central Graben. *J. Sed. Petrol.*, 53, 557–764.

KENNEDY, W.J. & GARRISON, R.E. 1975: Morphology and genesis of nodular chalks and hardgrounds in the Upper Cretaceous of southern England. *Sedimentology* 22, 311–386.

KENNEDY, W.J. & JUIGNET, P. 1974: Carbonate banks and slump beds in the Upper Cretaceous (Upper Turonian –Santonian) of Haute Normandie, France. *Sedimentology* 21, 1–42.

LAND, L.S. 1980: The isotopic and trace element geochemistry of dolomite: the state of the art. In: Zenger D.H., Dunham J.B. & Hedington R.L. Ed., *Concepts and models of dolomitization, Soc. Econ. Paleont. Mineral. Spec. Publ.* 28, 87–110.

– 1983: The application of the stable isotopes to studies of the origin of dolomite and to problems of diagenesis of clastic elements. In: Arthur M.A. Ed., *Stable Isotopes in Sedimentary Geology, Soc. Econ. Paleont. Mineral. Short Course n° 10*, 4–1, 4–22.

– 1985: The origin of massive dolomite. *J. Geol. Educ.* 33, 112–115.

– 1991: Dolomitization of the Hope Gate Formation (N. Jamaica) by seawater: reassessment of mixing-zone dolomite. In: Taylor H.P., O'Neil J.R. & Kaplan I.R. (Eds.): *Stable isotope geochemistry: a tribute to Samuel Epstein, Geochem. Soc. Spec. Publ.* 3, 121–133.

- LAVIGNE, J. & HERITIER, F. 1961: Le problème des variations de vitesse dans le bassin de Paris: la découverte de Valence-en-Brie. *Bull. Ass. Fr. Tech. Pétrole*, 146, 193–204.
- LE CALLONNEC, L., RENARD, M., POMEROL, B., JANODET, C. & CASPARD, E. 2000: Données géochimiques préliminaires sur la série cénomano-camparienne des forages 701 & 702 du programme Craie 700. *Bull. Inf. Géol. Bass. Paris* 37, 2, 112–119.
- LOREAU, J.P. 1972: Pétrographie des calcaires fins au microscope électronique à balayage. Introduction à une classification des micrites. *C. R. Acad. Sc. Paris* 274, 810–813.
- MACHEL, H.G. & BURTON, E.A. 1991: Factors governing cathodoluminescence in calcite and dolomite and their implications for studies of carbonate Diagenesis. *Soc. Econ. Paleont. Mineral Spec. Publ. short courses* 25, Luminescence microscopy, Barker & Kopp Ed., 37–57.
- MACHEL, H. G., MASON, R. A., MARIANO, A. N. & MUCCI, A. 1991: Causes and emission of luminescence in calcite and dolomite. *Soc. Econ. Paleont. Mineral Spec. Publ. short courses* 25, Luminescence microscopy, Barker & Kopp Ed., 9–25.
- MASURE, E. 2000: Les kystes de dinoflagellés en matière organique des forages du Programme *Craie 700*: étude préliminaire. *Bull. Inf. Géol. Bass. Paris* 37, 2, 44–51.
- MAZZULLO, S.J. 2000: Organogenic dolomitization in peritidal to deep-sea sediments. *J. Sed. Res.*, 70, 10–23.
- MEGNIEN, C. 2000: Quels sont les résultats des forages du programme CRAIE 700 ? *Bull. Inf. Géol. Bass. Paris* 37, 2, 142–147.
- MEGNIEN, C., RENOUX, P. & HANOT, F. 2000: Comparaison des forages 701 et 702 au plan des diagraphies et des propriétés pétrophysiques. Indications sur les conditions de diagenèse. *Bull. Inf. Géol. Bass. Paris* 37, 2, 125–131.
- METTRAUX, M., HOMEWOOD, P., SCHAWB, A. & GUILLOCHEAU, F. 1999: Sedimentology and accommodation cycles of Paris basin campanian chalk: the key to high-resolution stratigraphy and seismic signature. *Soc. Econ. Paleont. Mineral. Spec. Publi.*, n° 63, 317–334.
- MORTIMORE, R.N. & POMEROL, B. 1987: Correlation of the upper Cretaceous White Chalk (Turonian to Campanian) in the Anglo-Paris Basin. *Proc. Geologists' Assoc.* 98, 97–143.
- 1991: Upper Cretaceous tectonic disruption in a placid Chalk sequence in the Anglo-Paris Basin. *J. Geol. Soc. London* 148, 391–404.
- 1997: Upper Cretaceous tectonic phases and end Cretaceous inversion in the chalk of the Anglo-Paris Basin. *Proc. Geologists' Assoc.* 108, 231–255.
- MULLINS, H.T., SHERWOOD, W.W., LAND, L.S., SIEGEL, D.I., MASTERS, P.M., HINCHEY, E.J., PRICE, K.R. 1985: Authigenic dolomite in Bahamian periplatform slope sediment. *Geology* 13, 292–295.
- MULLINS, H.T., DIX, G., GARDULSKI, A.F., LAND, L.S. 1988: Neogene deep-water dolomite from the Florida-Bahamas platform. *Soc. Econ. Paleont. Mineral Spec. Publ.*, 43, 235–243.
- NEGRA, M.H., PURSER, B.H. & M'RABET, A. 1994: Permeability and porosity evolution in dolomitized upper Cretaceous pelagic limestones of Central Tunisia. *Spec. Publi. Int. Ass. Sediment* 21, 309–323.
- NEUGEBAUER, J. 1973: The diagenetic problem of chalk. *Neues Jb. Geol. Paläont. Abh.* 143, 223–245.
- NEUGEBAUER, J. 1974: Some aspects of cementation in chalk. In: K.J. HSÜ and H.C. JENKINS Ed., *Pelagic Sediments: on Land and under the Sea*, *Spec. Public. Int. Ass. Sediment* 1, 149–176.
- PAGEL, M., BARBIN, V., BLANC, Ph. & OHNSTETTER, D. 2000: Cathodoluminescence in Geosciences. Springer-Verlag 514 p.
- PLAIN, C., DEVER, L., MARLIN, C. & GIBERT, E. 2000: Approche chimique et isotopique des eaux interstitielles de la craie et des phénomènes d'interactions liquide-solide (diagenèse précoce et/ou tardive). *Bull. Inf. Géol. Bass. Paris* 37, 2, p. 132–136.
- POMEROL, B. 1983: Géochimie des craies du Bassin de Paris, utilisation des éléments traces et isotopes stables du carbone et de l'oxygène en sédimentologie et en paléocéanographie. Thèse d'Etat, Paris VI n° 84–21, 540 p.
- POMEROL, B. 2000: Le forage de Sainte-Colombe (702): description lithologique. *Bull. Inf. Géol. Bass. Paris* 37, 2, 27–32.
- POMEROL, B. & MORTIMORE, R.N. 1990: Lithostratigraphie et cycles sédimentaires dans la craie du bassin anglo-parisien. *C. R. Acad. Sc. Paris* 310, 553–558.
- PURSER, B.H., BROWN A. & AISSAOUI D.M. 1994a: Nature, origins and evolution of porosity in dolomites. *Spec. Public. Int. Ass. Sediment* 21, 283–308.
- PURSER, B.H., TUCKER, M.E. & ZENGER, D.H. 1994b: Problems, progress and future research concerning dolomites and dedolomitization. *Spec. Public. Int. Ass. Sediment* 21, 3–20.
- QUINE, M. 1988: Sedimentology of the chalk of coastal Haute Normandie, France. Thèse, University of London, 375 p.
- QUINE, M. & BOSENCE, D. 1991: Stratal geometries, facies and sea-floor erosion in Upper Cretaceous chalk, Normandy, France. *Sedimentology* 38, 1113–1152.
- RASMUSSEN, H.W. 1971: Echinoid and crustacea burrows and their diagenetic significance in the Maastrichtian – Danian of Stevas Klint, Denmark. *Lethaia* 4, 191–216.
- ROBASZYNSKI, F. 2000: Le forage de Poigny (701): description lithologique. *Bull. Inf. Géol. Bass. Paris* 37, 2, 17–26.
- ROBASZYNSKI, F. & BELLIER J.-P. 2000: Biostratigraphie du Crétacé avec les foraminifères dans les forages de Poigny et de Sainte-Colombe. *Bull. Inf. Géol. Bass. Paris* 37, 2, 59–65.
- ROBASZYNSKI, F., POMEROL, B., MASURE, E., JANIN, M.C., BELLIER, J.P. & DAMOTTE, R. 2000: Corrélations litho-stratigraphiques et position des limites d'étages dans le Crétacé des sondages de Poigny et de Sainte-Colombe: une synthèse des premiers résultats. *Bull. Inf. Géol. Bass. Paris* 37, 2, 74–85.
- SCHLANGER, S.O. & DOUGLAS, R.G. 1974: The pelagic ooze-chalk-limestone transition and its implications for marine stratigraphy. In: K.J. HSÜ and H.C. Jenkyns (Eds.): *Pelagic Sediments: on Land and under the Sea*, *Spec. Public. Int. Ass. Sediment* 1, 117–148.
- SCHOLLE, P.A. 1974: Diagenesis of Upper Cretaceous Chalk from England, Northern Ireland and the North Sea. In: K.J. HSÜ and H.C. Jenkyns Ed., *Pelagic Sediments: on Land and under the Sea*, *Spec. Public. Int. Ass. Sediment* 1, 177–210.
- SCHOLLE, P.A. 1977: Chalk diagenesis and its relation to petroleum exploration: oil from chalks, a modern miracle. *Am. Assoc. Petrol. Geol. Bull.* 61, 982–1009.
- SCHOLLE, P.A., ARTHUR, M.A. & EKDALE, A.A. 1983: Pelagic environment. In: Scholle P.A., Debout D.G. & Moore C.H. Ed., *Carbonate depositional environments*, *Am. Assoc. Petrol. Geol. Mem.* 33, 620–691.
- SOUSSE, M. & M'RABET A. 1992: Rôle de la matière organique dans la diagenèse dolomitizante: exemple des dolomies du Toarcien de Tunisie. *C. R. Acad. Sci. Paris* 315, 71–76.
- THIRY, M. 1981: Sédimentation continentale et altérations associées: calcitisations, ferruginisations et silicifications. *Les Argiles Plastiques du Sparnacien du Bassin de Paris*. *Sciences Géologiques Mém.* 64, 173 p.
- THIRY, M., HANOT, F. & PIERRE C. 2003: Chalk dolomitization beneath localized subsiding tertiary depression in a marginal marine setting in the Paris Basin (France). *J. Sedim. Research* 73, n° 2, 157–170.
- TILLOY, R. 1960: Les recherches de pétrole dans le Bassin parisien: compte-rendu. 4^e congrès National Pétrole. *Bull. Ass. Fr. Tech. Pétrole*, 111, 29–51.
- VEIZER, J. 1983: Trace elements and isotopes in sedimentary carbonates. In: «Carbonates: Mineralogy and Chemistry». *Rev. Mineral.* 11, 265–299.
- WHITAKER, F.F., SMART, P.L., VAHRENKAMP, V.C., NICHOLSON, H. & WOGELIUS, R.A. 1994: Dolomitization by near-normal seawater ? Field evidence from the Bahamas. *Spec. Public. Int. Ass. Sediment* 21, 111–132.
- ZIEGLER, P.A. 1998: Evolution of the Arctic, North Atlantic and western Tethys. *Am. Assoc. Pet. Geol. Mem.* 43, 198 p.

Manuscrit reçu le 20 juin 2003
Révision acceptée le 9 septembre 2004

PLANCHE 1

- Photo 1: Structure punctique à serrée de nanograins de micrite originelle (0,3 à 1 μm) et de néomicrite (1,5 à 2 μm en moyenne), localement de grains de microspar (4 μm et plus), accompagnés de coccolithes fréquents; m: calcimicrospar; n: néomicrite (forage 701, 172,45 m, cassure fraîche non traitée, MEB-ES (électrons secondaires), la base de la photo représente 30 μm).
- Photo 2: Structure engrenée de dolosparite (zones de croissance 2 et 3), à rares nanograins de micrite et de néomicrite inclus; les plus petits rhomboédres (zone de croissance 3 – 20 μm) peuvent être inclus dans la dernière zone de croissance des gros rhomboédres (zone de croissance 3 – 60 μm) (forage 702, 183,75 m, cassure fraîche non traitée, MEB-ES, la base de la photo représente 200 μm).
- Photo 3: Rhomboédre de dolomite dispersée dans une structure engrenée de nanograins de micrite, de néomicrite et de microspar; les rhomboédres sont ovoïdes (zone de croissance 2, brune en cathodoluminescence) et une dissolution interne fait ressortir un petit rhomboédre automorphe (zone de croissance 1, rouge ou jaune en cathodoluminescence); la bordure du rhomboédre de dolomite montre des nanograins inclus de micrite et de néomicrite; le rhomboédre est en remplacement de la matrice calcitique (forage 702, 184,10 m, cassure fraîche non traitée, MEB-ER (électrons rétrodiffusés), la base de la photo représente 70 μm).
- Photo 4: Rhomboédre de dolomite dispersée dans la craie vu au MEB-ER sur lame polie. Ce faciès existe dans les deux forages (forage 701, 556,30 m: la base de la photo représente 150 μm).
- Photo 5: Rhomboédres de dolomite dispersée dans la craie vus en cathodoluminescence sur lame polie (forage 701, 556,30 m, la base de la photo représente 100 μm). On observe les zones de croissance 2 et 3, la coupe ne passant pas par le centre du cristal.
- Photo 6: Carte de répartition élémentaire du fer dans un rhomboédre de dolomite dispersée; le fer présent sous forme de trace, est localisé au cœur du cristal de dolomite et dans des franges successives correspondant aux zones de luminescence colorées visibles sur la photo 5; même surface que la photo 4 (forage 701, 556,30 m, la base de la photo représente 150 μm).

