



HAL
open science

HISTOIRE D'UNE LAGUNE À LA LIMITE ÉOCÈNE-OLIGOCÈNE DANS LE BASSIN DE PARIS : SÉRIE SÉDIMENTAIRE DE LA CARRIÈRE DE CORMEILLES-EN-PARISIS (FRANCE)

Laurence Le Callonnec, Bruno Galbrun, Alain Person, Carine Harivel, Johann Schnyder, Jean-Paul Baut, Gilles Boucher, Laurent Emmanuel, Aurélie Flouriou, Jean-Pierre Gély, et al.

► To cite this version:

Laurence Le Callonnec, Bruno Galbrun, Alain Person, Carine Harivel, Johann Schnyder, et al.. HISTOIRE D'UNE LAGUNE À LA LIMITE ÉOCÈNE-OLIGOCÈNE DANS LE BASSIN DE PARIS : SÉRIE SÉDIMENTAIRE DE LA CARRIÈRE DE CORMEILLES-EN-PARISIS (FRANCE). Bulletin d'information des géologues du Bassin de Paris, 2019, 55, pp.3 - 21. hal-02322189

HAL Id: hal-02322189

<https://hal.science/hal-02322189>

Submitted on 23 Oct 2019

HAL is a multi-disciplinary open access archive for the deposit and dissemination of scientific research documents, whether they are published or not. The documents may come from teaching and research institutions in France or abroad, or from public or private research centers.

L'archive ouverte pluridisciplinaire **HAL**, est destinée au dépôt et à la diffusion de documents scientifiques de niveau recherche, publiés ou non, émanant des établissements d'enseignement et de recherche français ou étrangers, des laboratoires publics ou privés.

**HISTOIRE D'UNE LAGUNE À LA LIMITE ÉOCÈNE-OLIGOCÈNE DANS
LE BASSIN DE PARIS : SÉRIE SÉDIMENTAIRE DE LA CARRIÈRE DE
CORMEILLES-EN-PARISIS (FRANCE)**

***LAGOON STORY AT THE EOCENE-OLIGOCENE BOUNDARY IN THE
PARIS BASIN: SEDIMENTARY SERIES OF THE CORMEILLES-EN-
PARISIS QUARRY (FRANCE)***

Laurence LE CALLONNEC¹, Bruno GALBRUN¹, Alain PERSON¹, Carine HARIVEL¹,
Johann SCHNYDER¹, Jean-Paul BAUT², Gilles BOUCHER³, Laurent EMMANUEL¹,
Aurélié FLOURIOU¹, Jean-Pierre GÉLY⁴, Bertrand GÉNAULT⁵, Déborah LAMMOUCHI¹,
Daniel OBERT¹, Maurice RENARD¹, Janine RIVELINE¹, Loïc SÉGALEN¹, Josette
TOURENQ¹, Michael VICALVI³, Pierpaolo ZUDDAS¹

(1) Sorbonne Université, CNRS-INSU, Institut des Sciences de la Terre Paris, IStEP UMR
7193, F- 752005 Paris, France. laurence.le_callonnec@sorbonne-universite.fr

(2) 3, rue Toulouse Lautrec – 91460 Marcoussis.

(3) Société Placoplatre, 105 route d'Argenteuil – 95240 Cormeilles-en-Parisis

(4) Laboratoire de Médiévisitisme Occidentale de Paris (Université Paris I – Panthéon Sorbonne,
UMR8589) – 1 rue Victor Cousin – 75232 Paris cedex 05

(5) 4bis, rue Chantault – 28000 Chartres

Résumé

Dans le cadre de la préservation du patrimoine géologique en région Île-de-France, l'Institut des Sciences de la Terre de Paris (IStEP, UMR 7193, Sorbonne Université et CNRS) a entrepris une nouvelle étude intégrée et détaillée des sédiments de la carrière de Cormeilles-en-Parisis en collaboration avec la société Placoplatre. Le front de taille et un sondage recoupant toute la série (Éocène-Oligocène) ont été examinés en détail. L'étude comprend une analyse sédimentologique de la fraction minéralogique par DRX couplée à une nouvelle approche : la susceptibilité magnétique. De nouveaux logs lithologiques détaillés sont corrélés aux précédents travaux de Soyer (1939), Cavelier (1964) et Fontes *et al.* (1967).

La partie inférieure de la série (Deuxième masse de gypse jusqu'aux Marnes d'entre-deux masses) montre un environnement très magnésien avec la formation d'argiles fibreuses allant de la palygorskite jusqu'à la sépiolite, associées au gypse. Les séquences de dépôt identifiées reflètent, en milieu continental, une saisonnalité marquée sous climat subtropical.

La Première masse de gypse est plus homogène et présente des séquences granulométriques indiquant des remaniements de clastes gypseux (intraclastes de gypse) dans le bassin.

Les formations correspondant aux « Marnes bleues d'Argenteuil » jusqu'aux « Sables de Fontainebleau » présentent quatre importantes séquences sédimentaires. Les transgressions sont marquées par un apport plus important en minéraux détritiques dans le bassin et les régressions (confinement) par la présence plus importante de calcite puis la formation de gypse.

Mots-clés : Sédimentologie, minéralogie, susceptibilité magnétique, Priabonien, Ludien, Sannoisien, Rupélien, bassin de Paris.

Abstract

The Paris Institute of Earth Sciences (ISTeP, Sorbonne Université and CNRS) has undertaken a new detailed study of the sediments from the Cormeilles-en-Parisis quarry in collaboration with the Placoplatre Company. The quarry's outcrops and a bore-hole core of the Eocene-Oligocene sediments were examined in detail. The study includes a sedimentological analysis combining the mineralogical determination by XRD and a new approach: the magnetic susceptibility. Detailed lithological logs are correlated with previous works by Soyer (1939), Cavelier (1964) and Fontes *et al.* (1967).

The lower part of the series («Deuxième masse de gypse» and «Marnes d'entre-deux masses») shows high magnesian conditions with palygorskite and sepiolite precipitation associated with gypsum. Continental deposition sequences reflect an important seasonality under subtropical climate.

The «Première masse de gypse» is more homogeneous with graded bedding which indicates reworking process of gypsum clast in the basin.

The underlying formations (from the “Marnes bleues d'Argenteuil” to the beginning of the “Sables de Fontainebleau”) record four important sedimentary sequences. The transgressions are marked by an increase in detrital mineral inputs in the basin and the regressions (confinement) by the increase of calcite followed by gypsum precipitation.

Keywords : Sedimentology, mineralogy, magnetic susceptibility, Priabonian, Ludian, Sannoisian, Rupelian, Paris Basin

Le site de Cormeilles-en-Parisis (Val-d'Oise, France) a été l'une des plus grandes carrières à ciel ouvert pour l'extraction du gypse en Europe (Farion, 2014). Elle est actuellement en cours de comblement et seule une petite partie du front de taille est encore accessible aujourd'hui. La partie affleurante de la carrière disparaîtra à la fin de l'année 2020, car l'activité à ciel ouvert cessera au profit d'une exploitation, souterraine uniquement, de la Première masse de gypse ou Haute masse.

La carrière montre, à l'affleurement, des dépôts sédimentaires datés du Priabonien (Ludien - Éocène supérieur) au Rupélien (Stampien - Oligocène) qui ont déjà fait l'objet de plusieurs études sédimentologiques, paléontologiques et géochimiques depuis le début du 19ème siècle (Cuvier, 1812 ; Cuvier et Brongniart, 1835 ; Cayeux, 1916 ; Dollfus, 1917 ; Alimen, 1936 ; Girard d'Albissin, 1955 ; de Lapparent, 1888...). L'origine du gypse ludien est l'objet de controverses depuis plusieurs décennies. Une origine marine ou continentale de lessivage de sulfates issus des évaporites du Permo-Trias (est de la France) a été proposée. Parmi les nombreux arguments évoqués, ceux qui sont en faveur d'une origine continentale sont fondés sur :

- la présence d'une faune continentale observée dans la Première masse de gypse (mammifères, poissons, Cuvier et Brongniart, 1835 ; Priem, 1901, 1908) ; les rapports isotopiques de l'oxygène déterminés sur le gypse et les carbonates (Fontes *et al.*, 1970 ; Renard, 1974) ;
- les isotopes stables du soufre du gypse dont les valeurs moyennes (+19,6 ‰) sont environ 6 ‰ plus basses que celles données pour l'eau de mer au Tertiaire (Fontes et Nielsen, 1966 ; Fontes et Létolle, 1976) ;
- les faibles teneurs en bore (Fontes et Létolle, 1976) ;
- la teneur en éléments chimiques (Mg, Sr, Na et K) des carbonates latéraux contemporains de la précipitation du gypse (Mont Pagnotte ; Renard, 1975) qui indiquent une faible salinité.

Les arguments en faveur d'une origine marine sont essentiellement minéralogiques

(Deicha, 1942, 1943, 1974 ; Lacroix, 1897), paléontologiques (mollusques, foraminifères tels que *miliolidés*, Carbonnié *et al.*, 1974) et géochimiques (Sabouraud, 1974).

Par ailleurs, la série sédimentaire – quasi continue – de Cormeilles-en-Parisis, permet de recouper la limite Éocène-Oligocène. Cet intervalle de temps correspond à un changement majeur dans l'histoire climatique de la Terre, avec le passage d'une configuration *Greenhouse* à *Icehouse*. Une baisse importante des températures est enregistrée en domaine marin et continental (Miller *et al.*, 1991 ; Zachos *et al.*, 1996 ; Ivany *et al.*, 2000 ; Billups et Schrag, 2003 ; Grimes *et al.*, 2005 ; Zanazzi *et al.*, 2007 ; Lozouet, 2012 ; Huygue *et al.*, 2015, 2017). Par exemple en Europe, une baisse moyenne d'environ 5 à 7°C a été rapportée (Mosbrugger *et al.*, 2005 ; Eldrett *et al.*, 2009 ; Hren *et al.*, 2013 ; Pound et Salzmann, 2017). Plusieurs hypothèses ont été proposées par les auteurs pour expliquer les causes d'un tel changement climatique, comme une diminution de la teneur en CO₂ atmosphérique, un accroissement du taux d'altération des silicates sur les continents ou un changement des conditions d'altération, passant d'un mode chimique à un mode physique (Ehrmann et MacKensen, 1992 ; Salamy et Zachos, 1999 ; Ravizza et Peucker-Ehrenbrinck, 2003 ; Coxall et Wilson, 2011 ; Hren *et al.*, 2013 ; Tramoy *et al.*, 2016), une augmentation de l'extension de la surface des glaciers continentaux en Antarctique (Miller *et al.*, 1991 ; De Conto *et al.*, 2007 ; Coxall et Wilson, 2011) et un approfondissement important de la *carbonate compensation depth* (CCD) de plus de 1 km (Merico *et al.*, 2008 ; Coxall et Wilson, 2011). Des impacts de météorites ont également été évoqués (Bottomley *et al.*, 1997 ; Ravizza et Peucker-Ehrenbrinck, 2003 ; Dalai *et al.*, 2006). Ce refroidissement climatique est aussi accompagné de conditions plus arides (Delhaye-Prat *et al.*, 2005 ; Costa *et al.*, 2011 ; Tramoy *et al.*, 2016), d'une augmentation de la saisonnalité (Mosbrugger *et al.*, 2005) et d'un renouvellement important de la faune et de la flore (Brunet, 1977 ; Delhaye-Prat *et al.*, 2005).

Ce travail présente une nouvelle analyse sédimentologique détaillée de la série sédimentaire de Cormeilles-en-Parisis depuis la Deuxième masse de gypse jusqu'aux Sables de Fontainebleau, à l'affleurement en carrière et à partir d'un sondage, entièrement carotté, réalisé en 2016 par la société Placoplatre, à proximité du front de taille (fig. 1). Ce levé complet couvre la limite Éocène/Oligocène dans la partie centrale du Bassin parisien à la transition entre le domaine marin et continental. Le principal objectif de cette nouvelle étude est de préciser la composition lithologique et minéralogique des faciès sédimentaires selon un pas d'échantillonnage relativement serré. Une corrélation entre d'une part ces nouveaux levés de terrain et l'étude du sondage, et d'autre part les travaux antérieurs de Soyer (1939), Cavelier (1964), Fontes *et al.* (1967) et Châteauneuf (1980), est effectuée et servira de base pour mieux comprendre les changements de faciès et leurs contrôles climatiques, eustatiques ou tectoniques.

CONTEXTE PALÉOGÉOGRAPHIQUE

Au cours du Tertiaire le Bassin parisien est jalonné de très nombreux retraits et incursions marins d'extension paléogéographique variable (Gély et Lorenz, 1991 ; Delhaye-Prat *et al.*, 2005 ; Lozouet, 2012 ; Gély, 2016). La sédimentation de cette plate-forme relativement stable était, de plus, partiellement contrôlée par le jeu syn-sédimentaire de structures plissées. On peut citer, du nord au sud, les anticlinaux du Bray, de Meudon, de la Rémarde et les synclinaux du Thérain, de Saint-Denis et de Longjumeau (fig. 2). De plus, la subsidence permanente de la partie centrale du bassin (Guillocheau *et al.*, 2000) par rapport à ses bordures facilite son isolement. Les paléo-paysages du bassin de Paris oscillent ainsi, durant cet intervalle de temps, entre quatre principaux domaines : marin ouvert et relativement stable, littoral montrant d'importantes variations de la salinité dues entre autres aux apports fluviaux, lagunaires au continentaux. Plusieurs séquences de dépôts se succèdent au cours de l'Éocène, principalement contrôlées par les variations eustatiques à l'échelle du troisième ordre, d'une durée moyenne de 2 à 3 Ma (Gély et Lorenz, 1991). La première séquence du Ludien débute par la formation marine des Marnes à *Pholadomia ludensis* transgressives, suivies du dépôt de sédiments lagunaires correspondant à des niveaux

de gypse alternant avec des marnes dans la partie la plus subsidente du Bassin parisien. Latéralement, les dépôts en bordure de lagunes sont représentés par des formations carbonatées lacustres.

Les formations supragypseuses marqueraient le début d'une nouvelle séquence de dépôt avec un retour de la mer pendant la sédimentation des Marnes bleues d'Argenteuil en environnement lagunaire (comme peut en témoigner l'association fossilifère à mollusques : *Nystia plicata*, *N. Duchasteli*, *Limnea strigosa*, à crustacé de marais salant : *Eosphaeroma margarum*, et à charophytes, Blondeau *et al.*, 1964 ; Cavelier, 1965, 1980; Châteauneuf et Trauth, 1972, Riveline, 1973). Jusqu'aux Sables de Fontainebleau, le milieu oscillerait entre un environnement continental lacustre à laguno-lacustre et un environnement littoral de type laguno- marin (Feugueur, 1948 ; Cavelier, 1964, 1965 ; Cavelier *et al.*, 1977 ; Plaziat *et al.*, 1989 ; Gély et Lorenz, 1991).

MÉTHODES

Des logs détaillés ont été réalisés à partir des affleurements visibles au niveau du front de taille dans la carrière (fig.1) et sur la carotte (figs 1 et 3 à 5).

Plus d'une centaine d'échantillons (roche totale provenant essentiellement du sondage à l'exception de la Première masse de gypse et de la partie inférieure de la Deuxième masse de gypse) ont été analysés par diffractométrie des rayons X en utilisant la méthode des poudres désorientées. L'appareil utilisé est un *Bruker D2 phaser X-Ray powder diffractometer* équipé d'un détecteur *Lynx Eye*.

Un rayonnement X monochromatique est créé par un filament de cuivre ($\text{CuK}\alpha$, $\lambda = 1,5418 \text{ \AA}$) et un filtre en nickel. L'adjonction d'un étalon interne (fluorure de sodium : villiaumite) en proportion connue (16%) permet de comparer les quantités relatives des minéraux présents (rapport des pics principaux par rapport à celui de l'étalon) dans les différents niveaux. Pour cela, la détermination des paramètres des pics est réalisée à partir du logiciel MacDiff® 4.2.5.

Douze échantillons provenant de la Deuxième masse de gypse, des Marnes d'entre-deux masses et des Marnes bleues d'Argenteuil ont également fait l'objet d'une analyse détaillée de la fraction argileuse. Un traitement à l'acide chlorhydrique suivi d'une décantation et centrifugation (protocole Holtzapffel, 1985) a permis la récupération de la fraction inférieure à $2 \mu\text{m}$.

Les données de susceptibilité magnétique sont acquises à l'aide d'un susceptomètre (Kappabridge MFK1-B société AGICO) à partir d'un champ magnétique de 200 mA/m. Ce paramètre physique des roches sédimentaires est dépendant de la nature et de l'abondance des minéraux magnétiques. Les valeurs sont très faibles, et négatives, pour les minéraux dits « diamagnétiques » (par exemple les carbonates ou le quartz), moyennes pour les minéraux dits « paramagnétiques » (par exemple les sulfures, les argiles) et très fortes pour les « ferromagnétiques » tels que les oxydes de fer. Les données présentées proviennent uniquement de l'analyse du sondage.

RÉSULTATS

Logs lithologiques et formations sédimentaires (figs 3 à 5)

Le tableau 1 donne les correspondances entre les niveaux échantillonnés pour ce travail et ceux des levés de Soyier (1939), Fontes *et al.* (1967) et Châteauneuf (1980).

Deuxième masse de gypse (2MG)

Le contact de cette formation avec les Marnes à Lucines sous-jacentes n'est pas visible en carrière (ennoyé dans la partie inférieure de la carrière) mais il doit être assez proche du

premier niveau de gypse levé dans le cadre de ce travail. Une épaisseur de 7,37 m a été observée et corrélée banc à banc avec le levé effectué par Soyer (1939). Une différence totale d'épaisseur de 48 cm est constatée entre les deux logs lithologiques (tab. 2).

Les dépôts montrent une alternance de niveaux de gypse saccharoïde massif ou lité et de liserés argileux infra-millimétriques de couleur brun à gris. Quelques niveaux de gypse pied d'alouette plus rougeâtres sont également présents. Deux bancs marneux sont observés dans la partie inférieure de la formation (niveaux notés MAL 5/8 et MAL 20/27, fig. 3 et tab. 1) et un troisième dans la partie médiane (2MG'11/13).

Seuls les 3,53 m supérieurs de la formation ont pu être recoupés en sondage (entre les cotes 65,20 m et 61,67 m).

La succession et les épaisseurs sont conformes à celles proposées par Châteauneuf (1980) mais divergent de celles de Fontes *et al.* (1967). En effet, la formation des Marnes à Lucines décrite par ces auteurs est incluse pour notre étude et celle de Soyer (1939) dans la Deuxième masse de gypse.

Marnes d'entre-deux masses (M2M)

Le contact avec la formation sous-jacente est très net. Il est marqué par le passage d'un niveau de gypse saccharoïde terminé par un joint argileux, à des calcaires marneux de couleur gris clair. Les dépôts correspondent principalement à des marnes (grises à verdâtres) relativement carbonatées renfermant des oxyhydroxydes de fer et de manganèse et des cristaux de gypse millimétriques de couleur miel. Dans la partie inférieure de cette formation, un niveau à nodules de silice (silex ménilites, Cayeux, 1929 ; Pomerol et Feugueur, 1986) et/ou de sépiolite est présent. Il constitue un niveau repère à l'échelle régionale (Cayeux, 1929). Un second niveau observé à l'affleurement pourrait servir de repère. Il renferme des coquilles de lamellibranches a été vu dans la partie supérieure de la formation.

L'épaisseur de la formation est de 4,5 m à l'affleurement et de 4,17 m (61,67 m à 57,50 m) dans le sondage. Elle est conforme à l'étude faite par Soyer (4 m). Par contre, l'analyse du faciès, à l'affleurement comme en sondage, montre essentiellement des marnes gypseuses, tandis que pour Soyer (1939), la partie supérieure de la formation correspond à des niveaux de gypse saccharoïde compact interrompus par deux petits niveaux marneux (bancs 160 à 164, fig. 3, Soyer, 1939).

Le log lithologique de Fontes *et al.* (1967) indique une épaisseur plus importante (5,75 m) pour cette formation. En effet, les auteurs incluent des niveaux massifs de gypse saccharoïde qui sont interprétés par Soyer (1939), et dans ce présent travail, comme appartenant à la formation de la Première masse de gypse. Le log lithologique de Châteauneuf (1980) indique aussi une épaisseur de 6 m pour cette formation. Il décrit également deux niveaux riches en contenu palynologique dans la partie médiane.

Première masse de gypse (IMG)

Les limites de cette formation sont très nettes à l'affleurement comme en sondage. Son épaisseur est de 16,9 m à l'affleurement, et présente des niveaux massifs de gypse saccharoïde assez rougeâtre à la base et sur les deux premiers mètres, puis ensuite blanc. Des séquences granoclassées décimétriques sont observées. Elles sont définies par des passées à gros cristaux de gypse, de taille millimétrique et de couleur miel, inclus dans une fine matrice gypseuse blanche puis par la disparition progressive de ces cristaux. Dans la partie supérieure, des niveaux centimétriques de gypse rougeâtre à gros cristaux constituent des repères. Il s'agit de la « Ceinture de la Reine » et du « Banc feuilleté » (termes utilisés par les carriers et par Soyer, 1939). Des figures sédimentaires de type rides sont également observées à un mètre du sommet. Une faune assez riche a été décrite. Elle est composée, entre autres, de *Palaeotherium crassum*, *Pal. Medium*, *Paloplotherium minus*, *Anoplotherium commune*, *Xiphodon gracile* etc. (Cuvier, 1812 ; Cavalier 1980). Des restes de crocodiles et de tortues ont également été mis en évidence ainsi que des poissons tels qu'*Amia Ignota*, *Notogoneus*

cuvieri (Priem, 1901).

En sondage, la limite supérieure de la formation se trouve à 41,51 m. L'épaisseur totale de la formation est donc de 16 m. Les niveaux repères observés sur le terrain et soulignant le sommet de la formation sont bien visibles. Deux autres, argileux, sont identifiés à la base de la formation. Ces derniers correspondent aux bancs nommés « Fonds de Plâtre dur » et sont également décrits par Soyer (1939). En carottage, les séquences granoclassées sont très nettes, mais à partir de 48,10 m les bancs massifs sont découpés par des lamines/joints. Sur le terrain, l'altération ne permet pas de les observer.

L'épaisseur définie en carrière est conforme à celle du log de Soyer (1939). Elle est plus importante (18 m) pour la description lithologique de Châteauneuf (1980). La Première masse de gypse n'a pas été décrite par Fontes *et al.* (1967).

Marnes bleues d'Argenteuil (MBA)

La limite inférieure de cette formation est très distincte et se marque par des marnes argileuses jaunâtres alternant avec des liserés de gypse rougeâtre. La partie sommitale est en revanche un peu plus fruste et correspond à des marnes feuilletées de couleur gris-vert présentant avec des liserés ferrugineux. L'épaisseur de cette formation est de 8,25 m. Globalement, les dépôts sont représentés essentiellement par des marnes grises avec deux niveaux de gypse bien identifiables dans la partie inférieure (MBA11-15 et MBA 36-38).

En sondage, la limite basale de la formation s'observe facilement ainsi que les deux niveaux de gypse. L'épaisseur de la formation est de 8,21 m.

La corrélation avec le log réalisé par Soyer (1939) est aisée. Les niveaux repères gypseux dénommés « Les Chiens » et « Les Poules » sont corrélables. L'épaisseur est assez proche, elle est de 8,81 m ; de même pour Fontes *et al.* (1967) : environ 8,20 m. Pour Châteauneuf (1980), en revanche, elle est plus importante (9,80 m) avec également dans la partie inférieure des récurrences de gypse dans les marnes et des niveaux très fossilifères (spores et pollens des groupes de végétaux Ptéridophytes, Gymnospermes et Angiospermes ; micro-organismes : plancton, *Pediastrum* ; Châteauneuf et Trauth, 1972).

Marnes blanches de Pantin et Marabet (MBP et Mar.)

La limite supérieure des Marnes blanches de Pantin est relativement progressive avec la formation sus-jacente (le Marabet), qui est marquée par la présence de plus en plus importante de gypse dans les marnes. Les Marnes blanches de Pantin sont épaisses de 8,06 m à l'affleurement. Elles se composent de marnes plus ou moins carbonatées de couleur gris clair. Dans la partie supérieure, un premier niveau de gypse marneux apparaît (MBPA 24) : le Marabet, qui se présente sous la forme de marnes gypseuses jaunes à blanches alternant avec des passées plus argileuses. Il est épais de 1,50 m. Dans la région, le contenu fossilifère a été décrit comme renfermant des gastéropodes tels que *Limnaea strigosa*, *Nystia plicata*, *Melanopsis* et des charas d'eau douce, Lozouet, 2012). Des mammifères ont également été retrouvés comme *Xiphodon* aff. *Gracile*, *Anoplotherium* sp., *Theridomys bonduelli* (Lozouet, 2012). Le Marabet représente un niveau d'émersion et a été considéré comme correspondant au « Hiatus fini-Eocène » (Pomerol, 1989).

En sondage, la limite avec le Marabet est un peu plus nette qu'à l'affleurement avec le passage d'un calcaire blanc fissuré à du gypse marneux assez grossier, lité et orangé. Le Marabet apparaît également plus massif tout en présentant de nombreuses lamines. L'épaisseur totale (MBP et Mar.) est de 6,30 m. La description de Soyer (1939) est conforme à celle réalisée dans ce travail, l'épaisseur est proche de celle observée en sondage (6,87 m). Par contre, il est probable qu'une surestimation des épaisseurs (9,56 m) ait été faite à l'affleurement du fait de nombreuses banquettes en carrière qui interrompent la formation et de déplacements latéraux. Les descriptions de Fontes *et al.* (1967) et de Châteauneuf (1980)

confirment une épaisseur moyenne de 6,50 m.

Glaises à cyrènes et Marnes vertes ou Argiles vertes de Romainville (GC et MV)

Les Glaises à cyrènes correspondent à des marnes argileuses feuilletées grises à jaunâtres alternant avec de fins niveaux de gypse ocre/orange et des liserés de limonite (0,85 m d'épaisseur à l'affleurement et 0,95 m en sondage). Elles sont très fossilifères (bivalves : cyrène = *Polymesoda convexa*, *Psammobia plana*, *Corbicula convexa*, gastéropodes : *Pirenella plicata* = *Granulolabium*, annélides : *Spirorbis* sp., débris de poissons osseux, ostracodes, charas, Girard d'Albissin, 1955) et correspondent à un milieu de dépôt, où la vie est difficile, de type laguno-lacustre parfois plus marin (paralique), probablement anoxique où les changements pouvaient être rapides pour permettre l'accumulation en masse et à plat des lits gypseux (Delhay-Prat *et al.*, 2005 ; Lozouet, 2012). Un ensemble de marnes massives grises à vertes, beaucoup moins fossilifères (Girard d'Albissin, 1955), d'environ quatre mètres d'épaisseur les recouvre. Les marnes deviennent ensuite plus carbonatées sur 0,40 m (MBP40-41). Elles pourraient correspondre à la « Bande blanche » à limnées (*Limnaea strigosa*) témoignant d'une avancée lacustre et précédemment décrite par plusieurs auteurs dont Fontes *et al.* (1967) et, récemment par Delhay-Prat *et al.* (2005). Le sommet de la formation est représenté à nouveau par des marnes vertes homogènes dans lesquelles s'intercale un petit niveau plus carbonaté. L'ensemble de la série (GC et MV) représente 5,82 m à l'affleurement et 6,45 m en sondage.

Pour Soyer (1939), les Glaises à cyrènes sont plus épaisses (1,50 m), alors qu'elles sont inférieures au mètre dans ce travail, par contre l'épaisseur des Marnes vertes est conforme (5,25 m) mais il n'identifie pas la « Bande blanche ». Châteauneuf (1980) regroupe ces deux formations sous le nom d'« Argile verte de Romainville » d'une épaisseur totale de 6 m. Pour Fontes *et al.* (1967), l'épaisseur est supérieure : 7,24 m. Dans la partie sommitale des marnes vertes, la « Bande blanche » est décrite avec une épaisseur de 0,50 m et correspondrait aux marnes plus carbonatées observées dans le sondage entre 20,35 m et 20,65 m.

Calcaires de Sannois (CS)

Les dépôts correspondent à des marnes assez sombres, à des calcaires blancs à gris clair et des marnes gypseuses. Des niveaux très fossilifères à faune marine (lamellibranches : *Corbicula convexa*, *Corbula subpisum*, *Cytherea incrassata*, *Pelecycora suborbicularis* ; gastéropodes : *Granulolabium plicatum* ; foraminifères : *Peneroplis orbicularis*, milioles, Buliminidae Girard d'Albissin, 1955 ; Delhay-Prat *et al.*, 2005 ; Lozouet, 2012) sont observés dans la partie supérieure. L'épaisseur à l'affleurement est de 4,92 m, mais les limites de la formation sont parfois assez difficiles à identifier sur le terrain, au contraire du sondage.

Sur la carotte, ces marnes sont plus faciles à repérer, avec à proximité de la base, un niveau gypseux jaunâtre interrompu par des argiles feuilletées noires et au sommet, des niveaux carbonatés jaunâtres alternant avec des marnes argileuses sombres. Ce niveau gypseux correspondrait à une lagune d'évaporation sous influence marine (Girard d'Albissin, 1955). Ces dépôts représentent une épaisseur de 5,10 m.

Le log lithologique de Soyer (1939) montre une formation un peu plus épaisse : 6,30 m. Fontes *et al.* (1967) et Châteauneuf (1980) décrivent, dans la partie inférieure, des dépôts qu'ils nomment les « Caillasses d'Orgemont ». Ils coïncident avec les alternances de marnes et de gypse présents dans la partie inférieure de ce travail alors que les coquilles de lamellibranches dominent dans la partie supérieure. La totalité de la formation correspond pour les deux auteurs à environ 5 m d'épaisseur, ce qui est conforme à notre description.

Marnes à huîtres et Sables de Fontainebleau (MH et SF)

Elles se présentent sous la forme de marnes relativement carbonatées de couleur gris clair à gris foncé. Les coquilles de mollusques sont abondantes (par exemple *Ostrea Cyathula* et *longirostris*, *Corbula* sp.; *Cerithium plicatum*, *Epitonium* et *Nystia duchasteli*) ainsi que des échinodermata, des restes de poissons tels que les Chondrichthyes, Osteichthyes (Alimen, 1936 ; Girard d'Albissin, 1955 ; Delhaye-Prat *et al.*, 2005; com. pers. J. P. Baut). Dans la partie supérieure, des niveaux lumachelliques à coquilles de bivalves sont présents. L'environnement serait de type laguno-marin à faible bathymétrie et soumis aux tempêtes. La proportion de sable augmente progressivement pour passer à la formation des Sables de Fontainebleau. L'épaisseur des Marnes à huîtres est de 4,60 m. Environ 8 m de Sables de Fontainebleau ocres à la base puis blancs sont visibles à l'affleurement et se terminent pour cette étude par deux niveaux cimentés à empreintes externes de mollusques (*Ampullina crassatina*, Lozouet, 2012). Le milieu de dépôt correspondrait à un estran à replat de marée. Le sondage montre plus difficilement les lumachelles. L'épaisseur des Marnes à huîtres y est moins importante : 2,70 m.

Soyer (1939) décrit une formation de 5,40 m à l'affleurement. Cette épaisseur est cohérente avec celle observée dans ce travail en carrière, sachant que la limite supérieure est assez difficile à identifier. Fontes *et al.* (1967) subdivisent les dépôts en deux ensembles : inférieur et supérieur, et l'observent en totalité sur environ 3,20 m. Châteauneuf (1980) décrit environ 6 m de sédiments subdivisés également en deux ensembles : les Marnes à huîtres et l'Argile à corbules de Frépillon (*Corbula subpisum* et *O. cyathula*, com. pers. J.P. Baut). Ces argiles sableuses de couleur fauve ont également été décrites par Cavelier (1980) à la base des Sables de Fontainebleau. Elles peuvent présenter de rares restes de poissons et de mammifères siréniens (Cailleux et Feugueur, 1947). Dans notre approche, elles sont bien identifiées mais incluses dans les Marnes à huîtres.

Suite à cette description et à la comparaison avec les travaux anciens, il apparaît parfois pour une même formation des différences d'épaisseurs selon les auteurs qui ont travaillé dans une carrière dont le front de taille a évolué sur 1 kilomètre environ, en 80 ans. Cela est dû principalement à une différence de position des limites dans une série sédimentaire dépourvue de véritables ruptures sédimentaires ou de discontinuités. Il existe également des différences d'épaisseur d'un même banc ou des successions d'horizons au sein d'une formation, alors que la sédimentation évaporitique est très uniforme à l'échelle du bassin endoréique. Cela peut résulter d'une lacune d'observation au niveau de l'affleurement, d'un taux de récupération sur carotte inférieur à 100% ou à des phénomènes diagénétiques en série gypseuse et plus rarement à des phénomènes sédimentaires (non-dépôts ou micro-érosions liés à des micro-topographies).

Données minéralogiques (figs 6 à 7)

La composition minéralogique des sédiments peut être regroupée en deux ensembles :

- les minéraux issus de la précipitation *in situ* dans le bassin sédimentaire (à partir de l'évaporation de la colonne d'eau et intra-sédimentaire lors de la diagenèse précoce).
- les minéraux détritiques provenant du continent, soit hérités des roches à l'affleurement, soit néoformés lors des processus d'altération. Ces derniers révèlent l'évolution climatique affectant le bassin versant.

La Première masse de gypse se distingue des autres formations sédimentaires par son importante homogénéité minéralogique. Elle renferme essentiellement du gypse et du quartz de néoformation. La silice peut s'exprimer sous la forme d'un niveau à nodules de cristobalite et/ou de quartz dans la partie inférieure de la formation. Dans les deux premiers mètres à la base de la série, de la célestine (sulfate de strontium) et des argiles fibreuses magnésiennes (palygorskite et sépiolite) ont été observées.

La minéralogie des autres formations est décrite ci-dessous en distinguant les deux cortèges de minéraux.

Le cortège minéralogique précipité in situ

Les carbonates et sulfates de calcium sont les minéraux dominants du cortège.

La calcite est très abondante dans la Deuxième masse de gypse (2MG) et dans le calcaire de Sannois (CS). Dans les autres formations lithologiques, la proportion est plus variable. Elle est absente dans la Première masse de gypse (1MG) et moins abondante dans les Marnes vertes ou Argiles vertes de Romainville (MV). Une tendance générale à la décroissance s'observe de la base des Marnes bleues d'Argenteuil (MBA) aux MV.

À partir des Glaises à cyrènes (GC), l'aragonite apparaît dans les dépôts sédimentaires, d'abord faiblement puis plus significativement dès les CS. Elle correspond aux coquilles de mollusques présentes en abondance dans ces dépôts.

La dolomite de néoformation est peu fréquente Elle est observée au sommet des MBA et à la base des Marnes blanches de Pantin (MBP), au niveau du Marabet (Mar) et au sommet des CS.

L'ankérite (de néoformation), carbonate de fer et de calcium pouvant renfermer également du magnésium et du manganèse, est présente au sommet des MBA et à la base des MBP ainsi que dans les CS.

Le gypse est prépondérant dans les formations intragypseuses (2MG à 1MG). Il peut subir des processus de dissolution et de recristallisation à plusieurs reprises. Ce minéral est inversement corrélé à la présence de calcite dans la 2MG et les Marnes d'entre-deux masses (M2M). Dans les formations supragypseuses (à partir des MBA), il est présent en fond continu dans le sédiment et plus abondant dans la partie inférieure des MBA, au sommet des MBP, dans le Mar, les GC et à la base des CS.

La célestine (sulfate de strontium) est observée dans la 2MG, les M2M et à la base de la 1MG. Elle est également présente dans les CS.

Associées à ces carbonates et sulfates, les argiles fibreuses magnésiennes (palygorskite et sépiolite) sont présentes dans toutes les formations à l'exception de la 1MG (sauf dans les deux niveaux fins repères à la base), les MV, MH et les SF. La palygorskite est plus abondante dans la M2M tandis que la sépiolite domine dans la 2MG. Les conditions de formation de la sépiolite, compilées par Galan et Pozo (2011), correspondent à une forte activité des ions de la silice et une activité plus faible des ions Mg^{2+} à des pH compris entre 8,5 et 9,5. Ce qui correspond à une alimentation de nappe en milieu évaporitique.

Le cortège minéralogique d'origine continentale

Le quartz est présent dans tous les niveaux de la série. Sa teneur est relativement stable dans les formations intragypseuses à l'exception de la partie inférieure de la 1MG (fig. 6) où il est plus abondant. Il faut noter cependant que dans ces trois formations, le quartz est très certainement issu de processus de néoformation à partir des fluides interstitiels. Dans les formations supragypseuses, par contre, les teneurs sont plus variables et il est hérité des roches à l'affleurement (origine détritique). Huit séquences sédimentaires détritiques peuvent être identifiées (I à VIII, figs 4, 5 et 7). Elles débutent par des teneurs en quartz relativement faibles qui augmentent progressivement jusqu'à un maximum. Dans les MBA, le cycle I commence avec les alternances de marnes et gypse puis continue avec des marnes. Le cycle II est marqué par un niveau de gypse à la base, puis par des marnes carbonatées qui se chargent progressivement en fraction argileuse. Le cycle III correspond pour majeure partie aux MBP et se termine au sommet du Mar. Les cycles IV et V correspondent aux GC et aux MV. La limite entre ces deux séquences n'est soulignée par aucun niveau lithologique particulier, la

sédimentation étant d'aspect homogène. Le cycle VI correspond aux CS ainsi que le VII qui marque la transition aux MH. La limite entre les deux cycles est marquée par un banc calcaire épais. Le dernier cycle (VIII) correspond à la partie inférieure des MH. Sa limite supérieure est définie par une lumachelle à huîtres.

Les illites et les kaolinites sont également des minéraux apportés dans le bassin. Ces deux minéraux sont absents des formations intragypseuses (2MG à 1MG). La kaolinite apparaît dans la partie supérieure des MBA, mais est quasiment inexistante dans les MBP et le Marabet. Elle est abondante à partir des GC. L'illite est présente en continu et montre des fluctuations qui coïncident avec celles du quartz dans les formations supragypseuses. La kaolinite, lorsqu'elle est observée dans le sédiment, montre également des fluctuations similaires à celles de l'illite et du quartz (fig. 7).

La smectite détritique n'a pas été reconnue et définie lors des analyses sur roches totales, probablement du fait d'une faible proportion de ce minéral d'une part et d'autre part de l'absence d'un pic bien caractéristique sur le spectre. Les analyses sur la fraction argileuse montrent une faible composante à la base de 2MG (de l'ordre de 10 % de la composante argileuse) et une proportion plus importante et variable dans les MBA, comprise entre 10 et

50 %. Cependant Fontes *et al.* (1967) ont identifié une proportion significative en smectite et en illite dans les 2MG (respectivement de 30 à 50 %, et de 10 à 30 % du cortège argileux) ainsi que dans les M2M (respectivement 5 à 40 % et 5 à 30 %). Un fond continu en smectite est également présent dans les formations supragypseuses (environ 20 à 50 %).

Données de susceptibilité magnétique (SM – figs 6 et 7)

Cette approche est utilisée pour la première fois sur la série de Cormeilles-en-Parisis. Les résultats de cette méthode analytique reflètent essentiellement la proportion en minéraux susceptibles d'acquies une aimantation induite lorsqu'ils sont soumis à un champ magnétique lors des mesures de SM. Ces minéraux peuvent être des oxydes et hydroxydes de fer, des argiles ou éventuellement des carbonates de calcium riches en fer jusqu'au pôle carbonate de fer (ankérite). D'une façon générale, les fortes valeurs de SM sont ainsi corrélées à l'augmentation de la composante détritique dans la série étudiée (fig. 6).

Comme précédemment observé en minéralogie, la 1MG se distingue très nettement des autres formations sédimentaires, en montrant des valeurs de susceptibilité magnétique négatives, caractéristiques du comportement diamagnétique du gypse. Pour les autres formations, les valeurs sont très variables. Un signal relativement fort est enregistré au sommet de la 2MG et dans les M2M. Dans les formations supragypseuses, le signal SM est relativement faible dans les MBA jusqu'au Marabet. Dans le détail, le signal augmente jusqu'à une valeur maximale à 33 m (dans le sondage) puis il diminue jusqu'au Mar. Cette première séquence se corrèle aux cycles I à III définis à partir des variations de la teneur en quartz.

Le signal SM augmente fortement des GC aux MV (environ 22 m en sondage) pour diminuer dans la partie médiane des CS. Deux chutes importantes du signal coïncident respectivement avec la passée plus carbonatée pouvant représenter la Bande blanche (à 20,58 m) et à 19,35 m : transition MV/CS. Cette seconde séquence est corrélée aux cycles du quartz IV, V et base du VI. La première chute coïncide avec la limite entre les cycles V et VI.

Une troisième séquence SM peut être identifiée et correspond à la partie supérieure des CS et la base des MH (cycles fin VI, VII et VIII).

Au sommet de la série étudiée, les valeurs ré-augmentent fortement à la base des Sables de Fontainebleau.

DISCUSSION

Formations intra-gypseuses : 2MG et 1MG

Les deux masses de gypses sont très différentes l'une de l'autre.

La 2MG montre des séquences de dépôts débutant par du gypse saccharoïde et se terminant par le développement de grands cristaux de gypse pied d'alouette avec des traces de dissolution et des remplissages argileux et carbonatés fortement luminescents en cathodoluminescence (fig. 8). Ces séquences de dépôts sont également identifiables sur la courbe de variations des valeurs de susceptibilité magnétique, les niveaux pied d'alouette coïncidant avec les valeurs maximales (fig. 9). La présence d'ankérite ou carbonate de calcium riche en fer dans la matrice argileuse pourrait également expliquer ces pics positifs. Du point de vue minéralogique, la forte proportion de calcite se corrèle avec une faible teneur en gypse (fig. 6).

Ces cycles élémentaires de dépôts peuvent correspondre à des épisodes d'inondation/assèchement du bassin. L'inondation de la lagune débiterait par des figures de corrosion/dissolution des cristaux de gypse pied d'alouette tapissant le fond de la lagune par une eau sous-saturée en sulfate de calcium. Cela s'accompagne par la précipitation de calcite et de palygorskite moins magnésienne que la sépiolite. Par la suite, la diminution de la tranche d'eau par évaporation provoque l'augmentation de la salinité de l'eau du bassin et du pH, et permet l'augmentation de l'activité de la silice dissoute, la formation de sépiolite et la précipitation de gypse. Ceci est compatible avec une alimentation par la nappe (Galan et Pozo, 2011). Le cycle élémentaire s'achève par la croissance de gypse pied d'alouette sur le fond de la lagune en cours d'assèchement. Trauth (1977) avait déjà proposé ce modèle de dépôt. La présence de smectite coïnciderait avec les phases d'ouverture/d'inondation (Odin *et al.*, 1977). La formation *in situ* de palygorskite et de sépiolite implique un milieu alcalin riche en silice et en magnésium correspondant plutôt à un milieu continental, comme cela a été montré pour les néoformations d'argiles fibreuses et les silicifications des calcaires du Berry de même âge (Person *et al.*, 1994). Cela impose également un lessivage continental important avec une forte hydrolyse. De telles conditions d'altération sont généralement réalisées sous climat tropical avec une saisonnalité marquée (alternance de périodes humides : dépôt de carbonate, et de périodes arides : dépôt de gypse).

La 1MG ne renferme que du gypse et du quartz. Les limites inférieures et supérieures respectivement avec les 2MG et les MBA sont très nettes en termes de faciès mais sont plus progressives du point de vue minéralogique. Le changement de milieu serait donc plus graduel. La présence de quartz pourrait provenir de processus de néoformation. En effet, cette formation n'enregistre aucun apport détritique (fig. 6). Cependant, il n'a pas été mis en évidence de cristal bipyramidé, caractéristique de ce processus de cristallisation. La présence d'un niveau à nodules de silice (cristobalite) à la base de la 1MG irait dans ce sens. Du quartz de néogénèse a également été observé dans la 2MG par Cavelier *et al.* (1977). Le gypse s'est très certainement formé *in situ* et ne résulte pas d'une cristallisation dans le sédiment à partir de circulations interstitielles lors de la diagenèse. En effet, l'observation de séquences de granoclassement indique des remaniements d'intraclastes de gypse plus grossier et translucide dans une matrice très fine et pure de gypse saccharoïde. La chimie des eaux du bassin devait donc être beaucoup moins complexe que celle existant lors de la formation de la 2MG. Le milieu pourrait correspondre à une lagune principalement alimentée par des eaux de la nappe phréatique. Un degré de saturation relativement important des eaux du bassin serait atteint permettant la cristallisation du gypse, sans pour autant atteindre des conditions de sursalure. Plusieurs auteurs ont suggéré auparavant le caractère continental de cet environnement notamment par le contenu paléontologique (Cuvier, 1812 ; Cuvier et Brongniart, 1835 ; Priem, 1901, 1908 ; Fontes, 1968 ; 1974). Le remaniement des cristaux de gypse est principalement lié au vent (générant les petites rides observées ; Schreiber *et al.*, 2007 ; Warren, 2016) ou éventuellement à un très faible apport d'eau. Un flux marin ou fluvial plus important aurait pour conséquence une dissolution des cristaux de gypse qui

sont très petits (fig. 8). Cela provoquerait également une plus grande hétérogénéité des faciès d'un point de vue minéralogique. Cependant, un changement du milieu de dépôt semble se produire dans la seconde moitié de la première masse de gypse (à partir de la cote 48 m dans le sondage). Des laminations apparaissent et la proportion de gypse est beaucoup plus variable (fig. 6). Elles pourraient aussi résulter de phénomènes de battement de la nappe (Schreiber et El Tabakh, 2000).

Les M2M montrent un changement de milieu progressif depuis la 2MG, qui refléterait un milieu « ouvert » et alternant, à la 1MG indiquant un environnement plus confiné. La sépiolite, argile plus magnésienne est moins abondante que la palygorskite plus alumineuse, dans les M2M. La baisse des teneurs en calcite et en gypse indiquerait un retour à un milieu beaucoup plus ouvert. Un niveau à nodules de sépiolite à la base témoigne de circulations de fluides interstitiels fortement magnésiens marquant une nouvelle incursion marine comme l'ont montré les données géochimiques élémentaires des carbonates du Mont-Pagnotte (Renard, 1977).

Enfin, la dominance de minéraux lourds ubiquistes (tourmaline, zircon et minéraux titanés, tab. 3), dans ces formations, implique des conditions d'alimentation stables, une pauvreté des apports due à un confinement du milieu et à l'absence de reliefs dans le bassin parisien (Blondeau *et al.*, 1964 ; Lorenz et Pomerol, 1965 ; Duplaix *et al.*, 1968).

Formations supra-gypseuses

La sédimentation évaporitique (sous-jacente) fait place à des sédiments de milieu beaucoup plus ouvert, sous influence marine, dominé par les apports détritiques. Seules la calcite et l'aragonite relèvent d'une précipitation *in situ*. La présence des marnes induit un signal de susceptibilité magnétique plus fort. Chaque niveau riche en gypse se démarque par une chute du signal de SM.

Dans ces formations sédimentaires, les minéraux ubiquistes sont progressivement associés aux minéraux hérités de roches métamorphiques (staurotide, disthène, grenat et andalousite) qui deviennent abondants à partir de la formation des GC (tab. 3 ; Duplaix *et al.*, 1968 ; Riveline, 1970 ; Riveline et Tourenq, 1977). Ils témoignent d'une ouverture du bassin vers le nord et le nord-ouest mais également d'une reprise de l'érosion des reliefs probablement liée à une réactivation tectonique. Ces mouvements favoriseraient également la subsidence de la cuvette grâce au jeu des synclinaux.

L'ensemble constitué par les MBA et les MBP montre un premier grand cycle sédimentaire dans lequel plusieurs séquences sont identifiables (fig. 7). Dans les MBA, une augmentation progressive en minéraux détritiques (quartz, illite et kaolinite dans la partie supérieure), jusqu'à un maximum à 33,5 m (en sondage) reflète une transgression. Les apports en minéraux lourds sont principalement ubiquistes (tab. 3) et issus des roches paléogènes affleurant à la périphérie du bassin. L'anticlinal du Bray est émergé à cette période et serait le pourvoyeur de particules détritiques (Châteauneuf et Trauth, 1972). Les MBA sont fossilifères (spores de type Schizeacées, pollens de conifères et plancton tels Pédiastrum, Tintinnoïdiens etc.) et témoigneraient d'un milieu lagunaire plus ou moins saumâtre (Châteauneuf, 1968 ; Châteauneuf et Trauth, 1972). Les MBP marquent une tendance régressive. La teneur en calcite montre une décroissance durant la phase transgressive et à l'inverse une augmentation lors de la fermeture du bassin. La présence de gypse associé aux argiles fibreuses magnésiennes (palygorskite et sépiolite) au niveau du Marabet confirme le niveau de confinement maximum du bassin (fig. 7). Les MBP ont été décrites comme étant très peu fossilifères. Cavelier (1965) et Châteauneuf (1968) proposent pour ces dernières un milieu à tendance continentale. Une phase d'émersion est d'ailleurs soulignée par des paléosols ou une surface d'érosion au niveau des bordures du bassin lors de la formation du Marabet (Cavelier et Pomerol, 1979).

Un second cycle sédimentaire caractérisé par une forte amplitude (en termes de données de susceptibilité magnétique) peut être défini depuis la base des GC (cote 25,95 m en

sondage), jusque dans la partie médiane des CS (cote 16,70 m). Le maximum d'enneiement serait placé dans les MV autour de la cote 22/23 m. Il coïncide avec de fortes teneurs en minéraux détritiques et une faible proportion de calcite. C'est dans ces niveaux que se marque également le changement des apports en minéraux lourds d'origine plus lointaine. Dans le détail, les GC constituent un petit cycle bref mais assez bien marqué. Ces dépôts enregistrent une salinité faible à moyenne comprise entre 3 et 16,5 ‰ (Cavelier, 1980) alors que le sommet renferme une faune marine diversifiée (mollusques et foraminifères, Girard d'Albissin, 1955 ; Delhaye-Prat *et al.*, 2005 ; Briais, 2015). Le milieu pourrait correspondre à un environnement lagunaire ouvert (Alimen, 1936 ; Girard d'Albissin, 1955 ; Delhaye-Prat *et al.*, 2005). Si l'augmentation du signal de susceptibilité magnétique est progressive et uniforme, il n'en est pas de même pour sa décroissance jusqu'à la cote 17,2 m qui montre des chutes brutales. Cela traduirait des changements minéralogiques rapides et importants et donc une certaine instabilité du milieu de dépôt. La présence de gypse est récurrente dans cet intervalle ainsi que celle de palygorskite et de sépiolite. Ceci reflète une nouvelle tendance au confinement du bassin. Cavelier (1965) avait également montré ces alternances brèves de confinement (précipitation de gypse) et d'ouverture avec des épisodes sableux. Dans la partie supérieure (dépôt de la « Bande blanche » qui correspond d'ailleurs à une chute de la SM, fig. 7), les faciès ont été décrits comme renfermant des limnées, ostracodes et charophytes d'eau douce. Le milieu pourrait ainsi être laguno-lacustre (Cavelier, 1980). Les études lithologiques à la périphérie du bassin (par exemple au Mont-Pagnotte) montrent de nombreuses lacunes de dépôt sur les bordures durant la formation du Calcaire de Sannois (Cavelier et Pomerol, 1977 ; Odin *et al.*, 1977). Elles indiqueraient des épisodes d'émersion et d'érosion.

La partie supérieure des CS constitue un troisième cycle sédimentaire relativement bref. Le milieu évoluerait vers un environnement laguno-marin (Girard d'Albissin, 1955 ; Cavelier, 1964 ; Keen, 1972 ; Cavelier *et al.*, 1977 ; Châteauneuf, 1980 ; Delhaye-Prat *et al.*, 2005). L'aragonite (sous forme de biominéralisation) apparaît de façon significative dans la série sédimentaire (fig. 7). La partie supérieure de la série (MH et SF) marque la base d'un nouveau cycle transgressif. La calcite diminue au profit de l'aragonite plus fréquente. Le gypse encore présent dans les MH disparaît totalement dans les SF. Le milieu est franchement marin comme l'attestent l'abondance en coccolithophoridés, lamellibranches, gastéropodes de type *Potamides lamarcki* et en ostracodes marins (Alimen, 1936 ; Châteauneuf, 1968 ; Keen, 1972 ; Châteauneuf, 1980 ; Cavelier *et al.*, 1981 ; Aubry, 1983 ; Ollivier-Pierre, 1993).

Source détritique : conditions d'altération et évolution tectonique

Comme cela avait été précédemment montré par Trauth *et al.*, 1969 ; le cortège minéralogique montre deux grandes coupures au sein de la série sédimentaire étudiée, entre (i) d'une part les formations intragypseuses (2MG à 1MG) où dominent les minéraux de précipitation de milieu évaporitique et (ii) d'autre part les formations supragypseuses (MBA à SF) et l'apparition des minéraux formés sur le continent ou d'héritages de roches à l'affleurement. La transition est assez rapide et se situe dans les MBA. À partir des GC, la proportion de kaolinite et de quartz dans les sédiments (fig. 7) est importante et on doit noter une présence relativement significative de minéraux lourds issus de roches métamorphiques (tab. 3 ; Duplaix *et al.*, 1968 ; Riveline, 1970 ; Riveline et Tourenq, 1977).

Une première explication de ces coupures minéralogiques s'inscrivant dans les dépôts serait liée à des variations assez drastiques du taux d'humidité et/ou de la température impactant sur les conditions d'altération chimique avec, dans un premier temps, des conditions d'hydrolyse beaucoup plus intenses puis plus faibles, en fin de cycle. Ce changement a déjà été mis en évidence à l'échelle globale, à l'Éocène, où palygorskite et sépiolite sont abondantes tandis qu'elles sont remplacées par les illites, chlorites, quartz et feldspaths à la limite Éocène/Oligocène (Chamley, 1989). Ce changement minéralogique observé à Cormeilles-en-Parisis serait donc un phénomène plus global.

Une seconde explication, en lien avec la première, serait liée à l'évolution de la

couverture végétale qui dans un premier temps aurait été très dense puis serait devenue plus parsemée, favorisant ainsi, lors du ruissellement, l'érosion et le transport des particules vers le centre du bassin.

Enfin, une réactivation tectonique des surfaces continentales qui deviendraient exposées et érodées, alimenterait le détritisme. Dans un premier temps, la tectonique est active et principalement en compression durant l'Éocène, puis en distension à l'Oligocène. La réactivation des failles post-hercyniennes de direction N120°-N130° permet la création de bassins d'effondrements sur le continent, notamment à l'est du Bassin parisien. Les mouvements tectoniques sont influencés principalement par la phase pyrénéenne au Ludien (formations intragypseuses et MBA) et au Stampien (MH et SF) et par les phases alpines au Sannoisien (MBP à CS ; Cavelier et Pomerol, 1979 ; Robin *et al.*, 1998 ; Guillocheau *et al.*, 1999, 2000 ; Briais, 2015). Cette activité relativement faible au Ludien devient de plus en plus significative dès le Sannoisien et reste importante par la suite (Alimen, 1936 ; Cavelier et Pomerol, 1979). Ainsi, la réactivation et l'exondation des anticlinaux proches du bassin étudié durant notamment le dépôt des GC a une incidence directe sur le flux de particules détritiques, notamment certains minéraux lourds (disthène et brookite ; Pomerol, 1968 ; Timar-Geng *et al.*, 2006 ; Briais, 2015). À l'Oligocène, un mouvement de bascule important du bassin permet à la transgression stampienne de s'étendre plus vers le sud (Trauth *et al.*, 1969 ; Lozouet, 2012). Cela permet un flux plus important de minéraux d'origine métamorphique (association grenat, épidote, brookite et hornblende) provenant des assises situées au nord et au nord-ouest du bassin. De même, des études comparatives à l'échelle du Bassin parisien ont montré que la kaolinite est plus abondante à l'est du bassin et serait originaire principalement des reliefs des Ardennes-Vosges et pour moindre partie du Massif central. En effet, la ceinture laguno-lacustre ou lacustre à faciès calcaire à la périphérie du bassin dans la partie sud limitait les apports détritiques en provenance du Massif central (Pomerol, 1964 ; Blondeau *et al.*, 1968). L'illite, plus abondante au nord-ouest, viendrait de plus loin et serait amenée par des courants marins du nord.

Le premier grand cycle sédimentaire enregistré dans les formations supragypseuses s'inscrit dans la continuité des formations intragypseuses en termes d'amplitude de valeurs de la susceptibilité magnétique et d'association minéralogique. Il traduirait essentiellement une incursion marine de faible ampleur ravinant les surfaces continentales proches et une diminution progressive du couvert végétal. La végétation est décrite comme étant subtropicale, extra palustre et de milieu humide dans la Première masse de gypse (Gruas-Cavagnetto, 1977). Le second grand cycle sédimentaire reflèterait une transgression marine plus importante associée à la fois à une augmentation de l'érosion des surfaces continentales et à un changement climatique plus net. Le passage d'un climat subtropical à tempéré serait attesté par l'association de pollens (avec par exemple augmentation des conifères) et de spores (déclin des ptéridophytes : Schizaeaceae) à partir des MBP (Châteauneuf et Trauth, 1972 ; Châteauneuf, 1980 ; Cavelier *et al.*, 1981 ; Ollivier-Pierre *et al.*, 1987). Une diminution de la couverture végétale est également proposée à l'Oligocène (Tramoy *et al.*, 2016) voire dès MBP (Châteauneuf et Trauth, 1972), indiquant un climat plus aride avec le remplacement de la forêt par une lande à arbustes et à plantes herbacées.

CONCLUSION

Ce travail réactualise les nombreuses études réalisées précédemment sur les dépôts sédimentaires éocènes et oligocènes du Bassin de Paris. Il apporte de nouvelles informations grâce à l'utilisation de la mesure de la susceptibilité magnétique dans les sédiments et à une analyse minéralogique plus détaillée. La série géologique de Cormeilles-en-Parisis, est décrite à la fois à l'affleurement et en sondage ce qui a permis de mettre en corrélation les précédents travaux stratigraphiques réalisés depuis 1939 jusque dans les années 1980. L'apport de nouvelles données sédimentologiques permet également de préciser les conditions de formation des deux masses de gypse. Elles mettent aussi en évidence, dans les formations

supragypseuses, quatre importantes séquences de dépôt dans lesquelles des paraséquences peuvent être identifiées. La première inclut les Marnes bleues d'Argenteuil jusqu'au Marabet, la seconde englobe les Glaises à cyrènes jusqu'à la partie médiane des Calcaires de Sannois, la troisième est définie par la partie supérieure des Calcaires de Sannois et le début des Marnes à huîtres et la dernière correspond aux Sables de Fontainebleau. La phase transgressive se marque par un apport important en minéraux détritiques dans le bassin associé à une baisse de la teneur en calcite, alors que la phase régressive se distingue par la formation de gypse et d'argiles fibreuses magnésiennes ou par des faciès calcaires.

Cette étude constitue ainsi un précurseur pour d'autres travaux (telle la géochimie) qui permettront de préciser les changements environnementaux, les conditions de formation du gypse ainsi que la position de la limite Éocène/Oligocène.

REMERCIEMENTS

Nous remercions la société Placoplatre pour son aide et de sa collaboration, en nous permettant l'accès aux fronts de taille et à l'étude du sondage réalisé pour le creusement de la galerie. Un grand merci également au Musée du plâtre et à la Commission Régionale du Patrimoine Géologique d'Île-de-France (CRPG) pour nous avoir aidés dans la réalisation de cette étude. Ce travail a bénéficié du soutien financier (projet « coup de pouce ») de l'ISTeP (UMR 7193, Sorbonne Université et CNRS).

Pour l'interprétation des références aux couleurs dans les légendes des figures ou dans le texte, le lecteur est renvoyé à la version pdf de cet article.

For the interpretation of references to colors in the figure captions or in the text, the reader is referred to the pdf version of this article.

RÉFÉRENCES BIBLIOGRAPHIQUES

- ALIMEN H. (1936) – Étude sur le Stampien du bassin de Paris. Mémoires de la Société Géologique de France, 14, 31, 309 p.
- AUBRY M.P. (1983) – Corrélations biostratigraphiques entre les formations paléogènes épicontinentales de l'Europe N.W. basées sur le nannoplancton calcaire. Thèse Université Pierre et Marie Curie, Paris, 228 p.
- BILLUPS K. et SCHRAG D.P. (2003) – Application of benthic foraminiferal Mg/Ca ratios to questions of Cenozoic climate change. *Earth Planet. Sci. Lett.*, 209, 181-195.
- BLONDEAU A., CAVELIER C. et POMEROL Ch. (1964) – Influence de la tectonique du pays de Bray sur les formations paléogènes au voisinage de sa terminaison orientale. *Bull. Soc. géol. France*, 7, 6, 357-367.
- BLONDEAU A., CAVELIER C., MÉGNIEN C. et POMEROL Ch. (1968) – Interprétation générale et conclusions relatives aux sondages exécutés dans le Bassin de Paris à Chaignes (Eure), Montjavoult (Oise), Cires-lès-Mello – Le-Tillet (Oise), Ludes (Marnes). Mémoire BRGM, 59, 175-187.
- BOTTOMLEY R., GRIEVE R., YORK D. et MASAITIS V. (1997) – The age of the Popigai impact event and its relation to events at the Eocene/Oligocene boundary. *Nature*, 388, 362-368.
- BRIAIS J. (2015) – Le Cénozoïque du bassin de Paris : un enregistrement sédimentaire haute résolution des déformations lithosphériques en régime de faible subsidence. Thèse Université de Rennes 1, Rennes, 450 p.
- BRUNET M. (1977) – Les mammifères et le problème de la limite Éocène-Oligocène en Europe. *Géobios*, Mémoire spécial, 1, 11-27.

- CAILLEUX A. et FEUGUEUR L. (1947) - Présence d'*Halitherium Schinzi* dans le Stampien inférieur de Cormeilles-en-Parisis (Seine-et-Oise). *C. R. Soc. géol. France*, 11, 227-218.
- CARBONNIÉ M., DEICHA G., FONTES J.C., LABOURGUIGNE J., LE CALVEZ Y., MÉGNIEN C., POMEROL Ch., RENARD M. et SABOURAUD C. (1974) – Compte rendu des discussions sur l'origine du gypse Ludien. *Bull. Inf. Géol. Bass. Paris*, 41, 67-68.
- CAVELIER C. (1964) – L'Oligocène marin des buttes de Cormeilles, Sannois et Argenteuil. Collection Paléogène (Bordeaux, 1962). Mémoire BRGM, 28, 1, 75-123.
- CAVELIER C. (1965) - Le Sannoisien de Sannois (Seine-et-Oise) dans le cadre du bassin de Paris et sa signification stratigraphique. *Bull. Soc. géol. France*, 7, 7, 228-238.
- CAVELIER C., LE CALVEZ Y., DAMOTTE R., AUBRY M.P. et RIVELINE J. (1977) – La faune (Mollusques, Foraminifères, Ostracodes, Nannoplancton et Characées) de l'Éocène supérieur et de l'Oligocène dans le sondage du Mont-Pagnotte (Oise). *Bull. Inf. Géol. Bass. Paris*, 14, 2, 26-30.
- CAVELIER C. et POMEROL Ch. (1977) – Proposition d'une échelle stratigraphique standard pour le Paléogène. *Newsl. Stratigr.*, 6, 1, 56-65.
- CAVELIER C. et POMEROL Ch. (1979) – Chronologie et interprétation des événements tectoniques cénozoïques dans le bassin de Paris. *Bull. Soc. géol. France*, 21, 33-48.
- CAVELIER C. (1980) – Ludien. Sannoisien. Stampien. *Mémoire BRGM*, 109, 237-257.
- CAVELIER C., CHÂTEAUNEUF J.J., POMEROL C., RABUSSIÉ D., RENARD M. et VERGNAUD-GRAZZINI C. (1981) – The geological events at the Eocene/Oligocene boundary. *Palaeogeogr. Palaeoclimatol. Palaeoecol.*, 36, 223-248.
- CAYEUX L. (1916) – Introduction à l'étude pétrographique des roches sédimentaires. Mém. Carte géologique détaillée de la France, Imp. Nationale éd., 524 p.
- CAYEUX L. (1929) – Les roches sédimentaires de France : Roches siliceuses. Mém. Carte géologique détaillée de la France, Imp. Nationale éd., 774 p.
- CHAMLEY H. (1989) – Clay sedimentology. Springer-Verlag Berlin Heidelberg GmbH éd., 623 p.
- CHÂTEAUNEUF J.J. (1968) – Étude palynologique et planctonique du Paléogène de Cormeilles-en-Parisis : résultats stratigraphiques. *C. R. Acad. Sci. Paris*, D, 267, 938-941.
- CHÂTEAUNEUF J.J. et TRAUTH N. (1972) – Palynologie, composants minéralogiques majeurs et phase argileuse des Marnes bleues d'Argenteuil, Contribution à la reconstruction du milieu de dépôt. Mémoire BRGM, 77, 329-336.
- CHÂTEAUNEUF J.J. (1980) – Palynostratigraphie et paléoclimatologie de l'Éocène supérieur et de l'Oligocène du Bassin de Paris (France). Document BRGM, 13, 448 p.
- COSTA E., GARCÉS M., SAEZ A., CABRERA L. et LOPEZ-BLANCO M. (2011) – The age of the « Grande Coupure » mammal turnover: New constraints from the Eocene-Oligocene record of the Eastern Ebro Basin (NE Spain). *Palaeogeogr. Palaeoclimatol. Palaeoecol.*, 301, 97-107.
- COXALL H. et WILSON P. (2011) – Early Oligocene glaciation and productivity in the eastern equatorial Pacific: Insights into global carbon cycling. *Paleoceanography*, 26, 1-18.
- CUVIER G. (1812) – Recherches sur les ossements fossiles de quadrupèdes, où l'on rétablit les caractères de plusieurs espèces d'animaux que les révolutions du globe paraissent avoir détruites. Tome troisième, contenant le discours préliminaire et la géographie minéralogique des environs de Paris. Déterville éd., Paris, 256 p.
- CUVIER G. et BRONGNIART A. (1835) – Description géologique des environs de Paris. Edmont d'Ocagne éd., Paris, 3e édition, 685 p.
- DALAI T., RAVIZZA G. et PEUCKER-EHRENBRINCK B. (2006) – The Late Eocene ¹⁸⁷Os/¹⁸⁸Os excursion: Chemostratigraphy, cosmic dust flux and the Early Oligocene glaciation. *Earth Planet. Sci. Lett.*, 241, 477-492.
- DE CONTO R., POLLARD D. et HARWOOD D. (2007) – Sea ice feedback and Cenozoic evolution of Antarctic climate and ice sheets. *Paleoceanography*, 22, 1-18.
- DEICHA G. (1942) - Sur les conditions de dépôt dans le golfe du gypse parisien. *C.R. Acad. Sci.*, 214, 863-864.

- DEICHA G. (1943) - Genèse et facies du gypse. *Bull. Soc. Fr. Minéral.*, 66, 153-160.
- DEICHA G. (1974) – Fluctuations cristallogénétiques et séquences évolutives dans le gypse parisien. *Bull. Inf. Géol. Bass. Paris*, 41, 15-17.
- DELHAYE-PRAT V., CASSAGNE B., RUBINO J.L. et GUILLOCHEAU F. (2005) – Sédimentologie de la formation des Sables de Fontainebleau et architecture des dépôts oligocènes du Bassin de Paris. Mémoire de l'ASF, 50, 129 p.
- DOLLFUS G.F. (1917) – Essai d'une nouvelle explication de la carte géologique de Paris au 80 000e. *Bull. Serv. Carte géol. Fr.*, 25, 1436, 14-30.
- DUPLAIX S., FONTES J.Ch., FRITZ P. et SELO M. (1968) – Connaissance du gypse parisien : contribution sédimentologique. *Rev. Géogr. Phys. Géol. Dyn.*, 2, X, 1, 27-34.
- ELDRETT J., GREENWOOD D., HARDING I et HUBER M. (2009) – Increased seasonality through the Eocene to Oligocene transition in northern high latitudes. *Nature*, 459, 969-974.
- EHRMANN W. et MACKENSEN A. (1992) – Sedimentological evidence for the formation of an East Antarctic ice sheet in Eocene/Oligocene time. *Palaeogeogr. Palaeoclimatol. Palaeoecol.*, 93, 85-112.
- FARION V. (2014) – La carrière de gypse de Cormeilles-en-Parisis. In GÉLY J.P. et HANOT F. (dir.). Le Bassin parisien, un nouveau regard sur la géologie. Ass. Géol. Bass. Paris éd., Mémoire hors-série, 9, fiche 68, p. 193.
- FEUGUEUR L. (1948) – Présence du *Xiphodon aff. Gracile Cuv.* dans les marnes blanches sannoisiennes de Cormeilles-en-Parisis. *C. R. somm. Séances Soc. Géol. France*, 13-14, p. 262.
- FONTES J.Ch. et NIELSEN H. (1966) – Isotopes de l'oxygène et du soufre dans le gypse parisien. *C. R. Acad. Sci.*, Paris, 262, 2685-2687.
- FONTES J.Ch., FRITZ P., GAUTHIER J. et KULBICKI G. (1967) – Minéraux argileux, éléments-traces et compositions isotopiques ($^{18}\text{O}/^{16}\text{O}$ et $^{13}\text{C}/^{12}\text{C}$) dans les formations gypsifères de l'Éocène supérieur et de l'Oligocène de Cormeilles-en-Parisis. *Bull. Centre Rech. Pau*, SNPA, 1, 2, 315-366.
- FONTES J.Ch. (1968) – Le gypse du bassin de Paris, historique et données récentes. Mémoire BRGM, 58, 359-386.
- FONTES J.Ch., FRITZ P. et LETOLLE R. (1970) – Composition isotopique, minéralogique et genèse des dolomies du Bassin de Paris. *Geochim. Cosmochim. Ac.*, 34, 279-294.
- FONTES J.Ch. (1974) – Le dossier du Gypse Parisien. Essai critique sur la notion des facies. *Bull. Inf. Géol. Bass. Paris*, 41, 3, 7-14.
- FONTES J.Ch. et LETOLLE R. (1976) – ^{18}O and ^{34}S in the Upper Bartonian gypsum deposits of the Paris Basin. *Chemical Geology*, 18, 285-295.
- GALAN E. et POZO M. (2011) – Palygorskite and sepiolite deposits in continental environments. Description, genetic patterns and sedimentary settings. In: Galan E. et Singer A., éd., *Developments in clay science*, 3, 125-173
- GÉLY J.P. et LORENZ C. (1991) – Analyse séquentielle de l'Éocène et de l'Oligocène du Bassin de Paris (France). *Rev. Inst. Franç. Pétrole*, 46, 6, 713-747.
- GÉLY J.-P. (2016) – Le Paléogène du bassin de Paris : corrélations et reconstitutions paléogéographiques. *Bull. inf. Géol. Bass. Paris*, 53, 4, 2 à 13.
- GIRARD d'ALBISSIN M. (1955) – Étude sur le Sannoisien de l'île de France. Mémoire pour l'obtention du Diplôme d'Études Supérieures. Université de Paris- Faculté des Sciences, 142 p.
- GRIMES S., HOOKER J., COLLINSON M. et MATTEY D. (2005) – Summer temperatures of late Eocene to early Oligocene freshwaters. *Geology*, 33, 3, 189-192.
- GRUAS-CAVAGNETTO C. (1977) – Étude palynologique de l'Éocène du bassin anglo-parisien. Doctorat ès Sciences, Université de Paris VI, 287 p.
- GUILLOCHEAU F., ROBIN C., ALLEMAND P., BOURQUIN S., BRAULT N., DROMART G., FRIEDENBERG 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. et GRANDJEAN G. (1999) – Évolution géodynamique du

- bassin de Paris : apport d'une base de données stratigraphiques 3D. *Bull. Inf. Géol. Bass. Paris*, 36, 4, 3-35.
- GUILLOCHEAU F., ROBIN C., ALLEMAND P., BOURQUIN S., BRAULT N., DROMART G., FRIEDENBERG 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. et GRANDJEAN G. (2000) – Meso-Cenozoic geodynamic evolution of the Paris Basin ; 3D stratigraphic constraints. *Geodin. Acta*, 13, 189-246.
- HOLTZAPFFEL T. (1985) – Les minéraux argileux : préparation, analyse diffractométrique et détermination. Soc. Géol. Nord, publication n° 12, 136 p.
- HREN M., SHELDON N., GRIMES S., COLLINSON M., HOOKER J., BUGLER M. et LOHMANN C. (2013) – Terrestrial cooling in Northern Europe during the Eocene-Oligocene transition. *Proceedings of the National Academy of Sciences*, 110, 19, 7562-7567.
- HUYGUE D., LARTAUD F., EMMANUEL L., MERLE D. et RENARD M. (2015) – Paleogene climate evolution during the Paleogene in the Paris basin from marine molluscs oxygen stable isotope composition. *J. Geol. Soc.*, 172, 576-587.
- HUYGUE D., EMMANUEL L., RENARD M., LARTAUD F., GENOT P., RIVELINE J. et MERLE D. (2017) – Significance of shallowmarine and non-marine algae stable isotope ($\delta^{18}\text{O}$) compositions over long periods: Example from the Paleogene of the Paris Basin. *Palaeogeogr. Palaeoclimatol. Palaeoecol.*, 485, 247-259.
- IVANY L., PATTERSON W. et LOHMANN K. (2000) – Cooler winters as a possible cause of mass extinctions at the Eocene/Oligocene boundary. *Nature*, 407, 887-890.
- KEEN M.C. (1972) – The Sannoisian and some other Upper Palaeogene Ostracoda from northwest Europe. *Paleontology*, 15, 2, 267-325.
- LACROIX A. (1897) – Le gypse de Paris et les minéraux qui l'accompagnent. *Nouvelles Arch. Mus. Hist. Nat.*, 3, 9, 201-296.
- LAPPARENT A. de (1888) – Description géologique du bassin parisien et des régions adjacentes. La géologie en chemin de fer coll., Librairie F. Savy éd., Paris, 608 p.
- LORENZ C. et POMEROL Ch. (1965) – Caractères sédimentologiques et micropaléontologiques des formations de Ducy, Mortefontaine, Saint-Ouen et des marnes à *Pholadomya ludensis* dans le Bartonien du bassin de Paris. *Bull. Soc. géol. France*, 7, 7, 292-295.
- LOZOUET P. (coord.) (2012) – Stratotype Stampien. Museum national d'Histoire naturelle, Paris – Biotope, Mèze éd., coll. Patrimoine géologique, 4, 464 p.
- MERICO A., TYRRELL T. et WILSON P. (2008) – Eocene/Oligocene ocean de-acidification linked to Antarctic glaciation by sea-level fall. *Nature*, 452, 979-983.
- MILLER K., WRIGHT J. et FAIRBANKS R. (1991) – Unlocking the Ice House: Oligocene-Miocene oxygen isotopes, eustasy and margin erosion. *J. Geophys. Res.*, 96, 4, 6829-6848.
- MOSBRUGGER V., UTESCHER T. et DILCHER D. (2005) – Cenozoic continental climatic evolution of Central Europe. *Proceedings of the National Academy of Sciences*, 102, 42, 14964-14969.
- ODIN G., RENARD M. et RIVELINE J. (1977) – Étude minéralogique des argiles du sondage du Mont-Pagnotte (Oise). *Bull. Inf. Géol. Bass. Paris*, 14, 2, 19-20.
- OLLIVIER-PIERRE M.F., MAUPIN C., ESTEOULE-CHOUX J. et SITTLER C. (1993) – Transgression et paléoenvironnement à l'Oligocène en Bretagne (France). Sédimentologie, micropaléontologie, palynologie et palynofaciès du Rupélien du Bassin de Rennes. *Palaeogeogr. Palaeoclimatol. Palaeoecol.*, 103, 223-250.
- OLLIVIER-PIERRE M.F., GRUAS-CAVAGNETTO C., ROCHE E. et SCHULER M. (1987) – Éléments de flore de type tropical et variations climatiques au Paléogène dans quelques bassins d'Europe nord-occidentale. Mémoire Travaux E.P.H.E., Institut, Montpellier, 17, 173-205.
- PERSON A., TOURENQ J. et TROCHON T. (1994) – Sépiolite et silicifications, indicateurs de paléoenvironnement lacustre, au sommet des calcaires cénozoïques du Berry (Bassin de Mehun-sur-Yèvres, Cher). *Geobios*, 16, 293-305.

- PLAZIAT J.C., KOENIGUER J.C., MAESTRATI P. et POISSON A. (1989) – Les critères d’environnements marins et continentaux dans les Sables de Fontainebleau (Stampien du Bassin de Paris). Actes 114e congrès national des Sociétés Savantes Paris, Géologie du Bassin de Paris, CTHS éd., 119-142.
- POMEROL Ch. (1968) – Progrès récents dans la connaissance des formations tertiaires du bassin de Paris. *Bull. Soc. géol. France*, 7, 10, 5-12.
- POMEROL Ch. et FEUGUEUR L. (1986) - Bassin de Paris. Ile de France, Pays de Bray. Guides géologiques régionaux. Masson et Cie éd., 3e édit., 216 p.
- POUND M. et SALZMANN U. (2017) – Heterogeneity in global vegetation and terrestrial climate change during the late Eocene to early Oligocene transition. *Nature – Scientific Reports*, 7, 43386.
- PRIEM F. (1901) – Sur les poissons fossiles du gypse de Paris. *Bull. Soc. géol. France*, 3, 28, 841-860.
- PRIEM F. (1908) – Étude des Poissons fossiles du Bassin parisien. *Ann. Paléont.*, vol. h. s., 144 p.
- RAVIZZA G. et PEUCKER-EHRENBRINK B. (2003) – The marine $^{187}\text{Os}/^{188}\text{Os}$ record of the Eocene/Oligocene transition: the interplay of weathering and glaciation. *Earth Planet. Sci. Lett.*, 210, 151-165.
- RENARD M. (1974) – Teneurs en éléments traces des carbonates associés aux gypses ludiens dans le sondage du Mont-Pagnotte (Oise). Applications au problème des conditions de dépôt du gypse du Bassin de Paris. *Bull. Inf. Géol. Bass. Paris*, 41, 3, 23-30.
- RENARD M. (1975) – Étude géochimique de la fraction carbonatée d’un faciès de bordure de dépôt gypseux (exemple du gypse ludien du bassin de Paris). *Sedimentary Geology*, 13, 191-231.
- RENARD M. (1977) – Étude géochimique des carbonates du sondage du Mont-Pagnotte (Oise). *Bull. Inf. Géol. Bass. Paris*, 14, 2, 21-25.
- RIVELINE J. (1970) – Contribution à l’étude sédimentologique et paléogéographique des sables de l’Oligocène des bassins de Paris et de Belgique. Thèse 3e cycle Université, Paris, 164 p.
- RIVELINE J. (1973) – Répartition des Characées dans les calcaires lacustres de l’Eocène terminal et de l’Oligocène basal du Sud-Est du Bassin de Paris. *C. R. Acad. Sci.*, 277, 2641-2643.
- RIVELINE J. et TOURENQ J. (1977) – Étude granulométrique et minéralogique de la fraction sableuse du sondage du Mont Pagnotte (Oise). *Bull. Inf. Géol. Bass. Paris*, 14, 2, 11-14.
- ROBIN C., GUILLOCHEAU F. et GAULIER J. M. (1998) – Discriminating between tectonic and eustatic controls on the stratigraphic record in the Paris basin. *Terre Nova*, 10, 323- 329.
- SABOURAUD C. (1974) – Étude des liquides inclus dans les cristaux du gypse parisien. *Bull. Inf. Géol. Bass. Paris*, 41, 19-21.
- SALAMY K. et ZACHOS J. (1999) – Latest Eocene-Early oligocene climate change and Southern Ocean fertility: inferences from sediment accumulation and stable isotope data. *Palaeogeogr. Palaeoclimatol. Palaeoecol.*, 145, 61-77.
- SCHREIBER B. et EL TABAKH M. (2000) – Deposition and early alteration of evaporites. *Sedimentology*, 47, 215-238.
- SCHREIBER B., LUGLI S. et BABEL M. (2007) – Evaporites through space and time. *Geological Society, Spec. Pub.*, 285, 376 p.
- SOYER R. (1939) – Coupe géologique de Corneilles-en-Parisis. *Bull. Soc. géol. France*, 5, 9, 653-672.
- TIMAR-GENG Z., FUGENSCHUCH B., WETZEL A. et DRESMANN H. (2006) – Low-temperature thermochronology of the flanks of the southern Upper Rhine Graben. *International Journal Earth Sciences*, 95, 685-702.
- TRAMOY R., SALPIN M., SCHNYDER J., PERSON A., SEBILO M., YANS J., VAURY V., FOZZANI J. et BAUER H. (2016) – Stepwise palaeoclimate change across the

Eocene-Oligocene transition recorded in continental NW Europe by mineralogical assemblages and $\delta^{15}\text{N}$ org (Rennes Basin, France). *Terra Nova*, 28, 3, 212-220.

TRAUTH N. (1977) – Argiles évaporitiques dans la sédimentation carbonatée continentale et épicontinentale tertiaire : Bassins de Paris, de Mormoiron et de Salinelles (France), Jbel Ghassoul (Maroc). *Mémoires Sci. Géol.*, 49, 195 p.

TRAUTH N., SOMMER F. et LUCAS J. (1969) – Évolution géochimique d'une série sédimentaire paléogène dans le bassin de Paris. *Bulletin du service de la carte géologique d'Alsace et de Lorraine*, 23, 4, 279-310.

WARREN J.K. (2016) – Evaporites. A geological compendium. Berlin, Springer, 1854 p.

ZACHOS J., QUINN T. et SALAMY K. (1996) – High-resolution (104 years) deep-sea foraminiferal stable isotope records of the Eocene-Oligocene climate transition. *Paleoceanography*, 11, 3, 251-266.

ZANAZZI A., KOHN M., MACFADDEN B. et TERRY D. (2007) – Large temperature drop across the Eocene-Oligocene transition in central North America. *Nature*, 445, 639-642.

Fig. 1 : La carrière de Cormeilles-en-Parisis. (a) Localisation. (b) Vue aérienne de la zone d'exploitation à ciel ouvert avec la localisation du sondage réalisé par Placoplatre. Les altitudes (cote NGF) du fond de la carrière et des Sables de Fontainebleau sont reportées. (c) Photographie du front de taille de la carrière à ciel ouvert avec positionnement des formations sédimentaires étudiées. On peut apercevoir l'ouverture des galeries d'exploitation souterraine dans la Première masse de gypse.

Fig. 1 : The Cormeilles-en-Parisis quarry. (a) Location. (b) Aerial view of the open-mining area with the location of the Placoplatre borehole. The altitudes (NGF) of the bottom of the quarry and of the «Sable de Fontainebleau» are reported. (c) Photography of the front of the open-mine quarry with the position of the studied sedimentary formations. We can see the opening of the underground mining galleries in the "Première masse de gypse".



Fig. 2 : Carte de localisation des formations priaboniennes et rupéliennes étudiées. Les limites d'extension de certaines formations sont également reportées ainsi que les structures tectoniques ayant joué durant cet intervalle de temps (D'après Cavelier, 1980 ; Gély et Lorenz, 1991).

Fig. 2 : Location map of the Priabonian and Rupelian studied formations. The extension limits of some formations are also reported, as are the tectonic structures that have played a role during this time interval (from Cavelier, 1980; Gély and Lorenz, 1991).

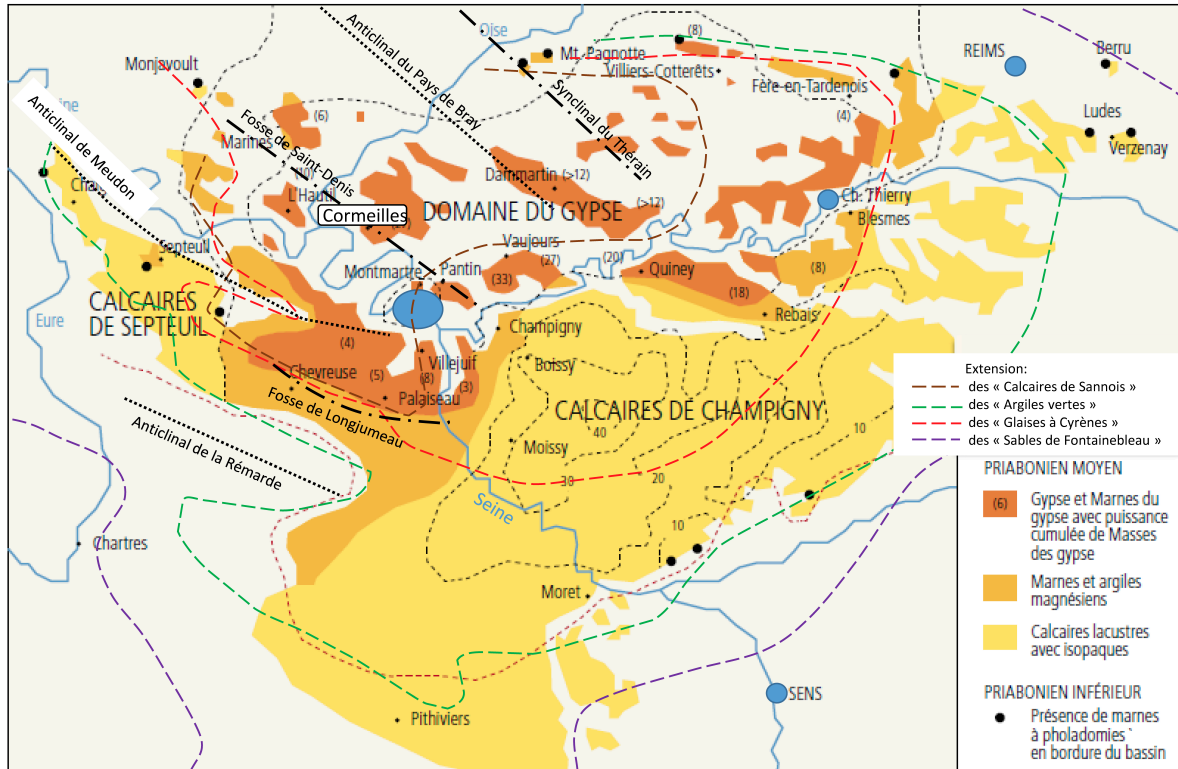


Fig. 3 : Comparaison des logs lithologiques de la série intragypseuse (Deuxième masse de gypse à Première masse de gypse) de Cormeilles-en-Parisis, réalisés à partir des observations du front de taille (en carrière) et du sondage, avec celui réalisé par Soyer (1939).

Fig. 3 : Lithological log comparisons of the lower part of the series ("Deuxième masse de gypse" to "Première masse de gypse") from Cormeilles-en-Parisis outcrop in the quarry and from the borehole, with that from the Soyer's study (1939).

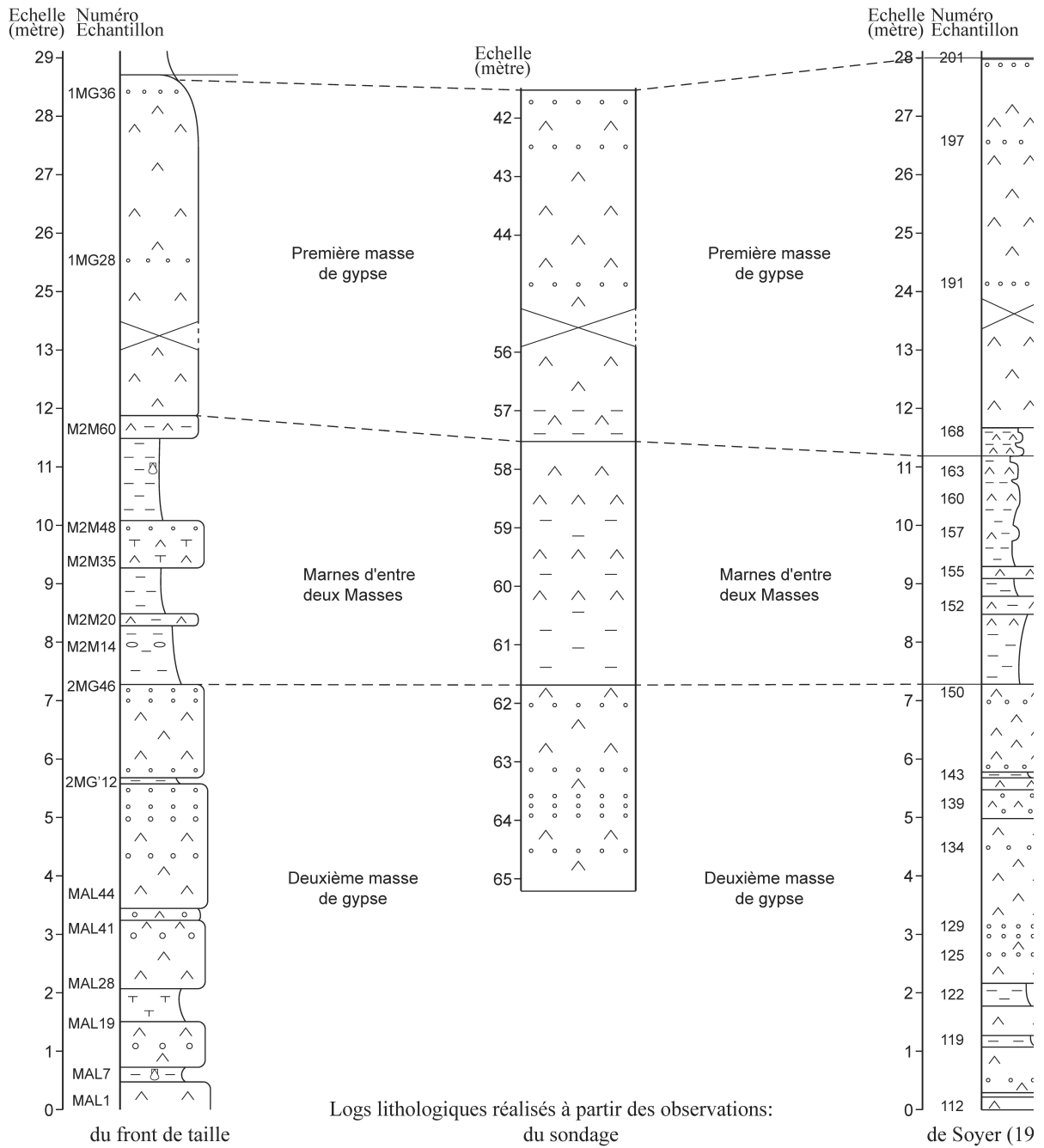


Fig. 4 : Comparaison des logs lithologiques de la série supragypseuse (des Marnes bleues d'Argenteuil au Marabet) de Cormeilles-en-Parisis, réalisés à partir des observations du front de taille (en carrière) et du sondage, avec celui réalisé par Soyer (1939). La légende est définie dans la figure 3. Les cycles définis à partir de l'évolution des teneurs en quartz et du signal de susceptibilité magnétique (SM) sont reportés respectivement en rouge et en vert.

Fig. 4 : Lithological log comparisons of the "Marnes bleues d'Argenteuil" to "Marabet" formations from Cormeilles-en-Parisis outcrop in the quarry and from the borehole, with that from the Soyer's study (1939). The legend is defined in figure 3. The cycles defined from the evolution of the quartz contents and the magnetic susceptibility signal (MS) are reported in red and green respectively.

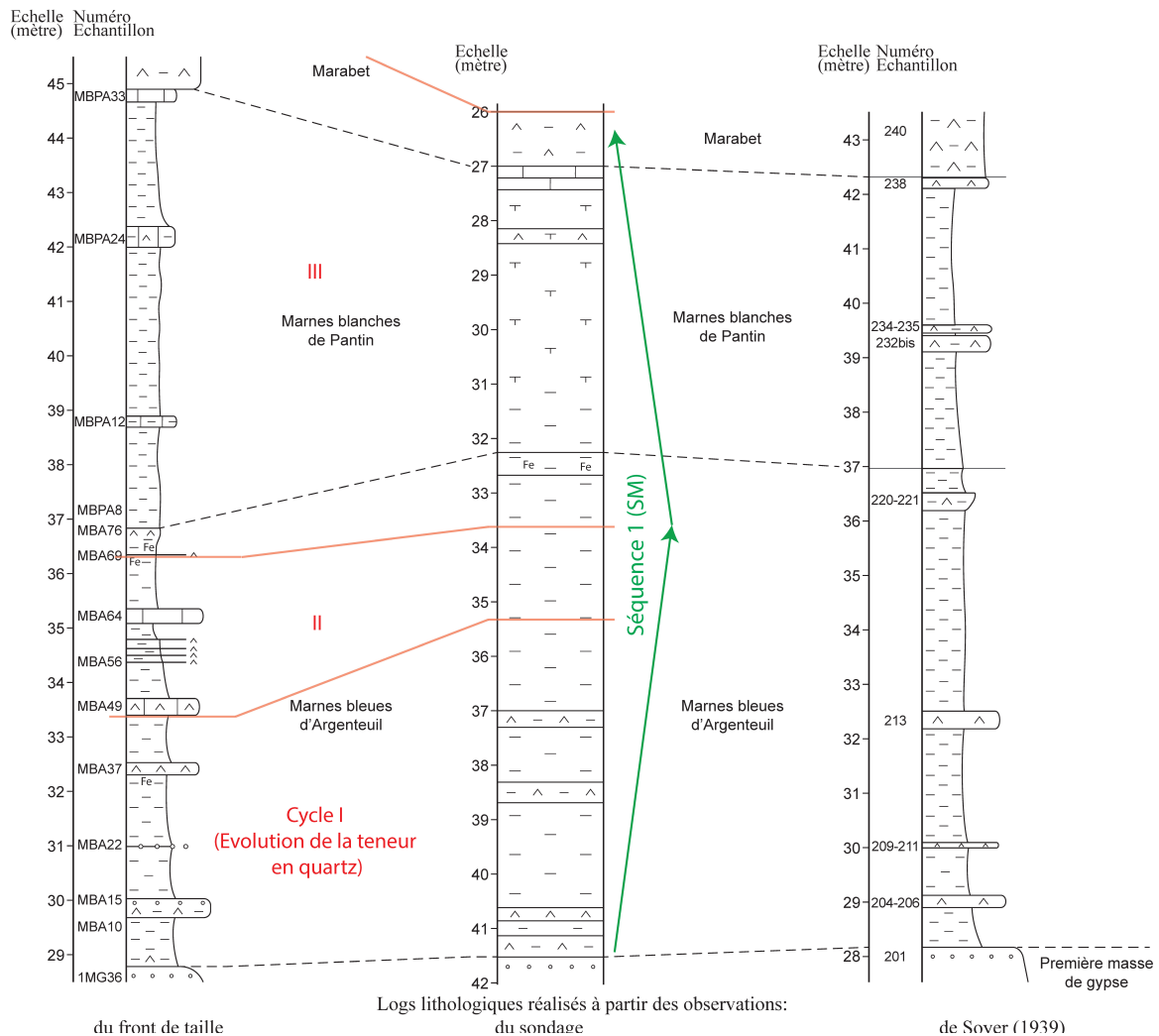


Fig. 5: Comparaison des logs lithologiques de la série supragypseuse (du Marabet aux Sables de Fontainebleau) de Cormeilles-en-Parisis, réalisés à partir des observations du front de taille (en carrière) et du sondage, avec celui réalisé par Soyer (1939). La légende est définie dans la figure 3. Les cycles définis à partir de l'évolution des teneurs en quartz et du signal de susceptibilité magnétique (SM) sont reportés respectivement en rouge et en vert.

Fig. 5: Lithological log comparisons of the "Marabet" to the "Sables de Fontainebleau" formations from Cormeilles-en-Parisis outcrop in the quarry and from the borehole, with that from the Soyer's study (1939). The legend is defined in figure 3. The cycles defined from the evolution of the quartz contents and the magnetic susceptibility signal (MS) are reported in red and green respectively.

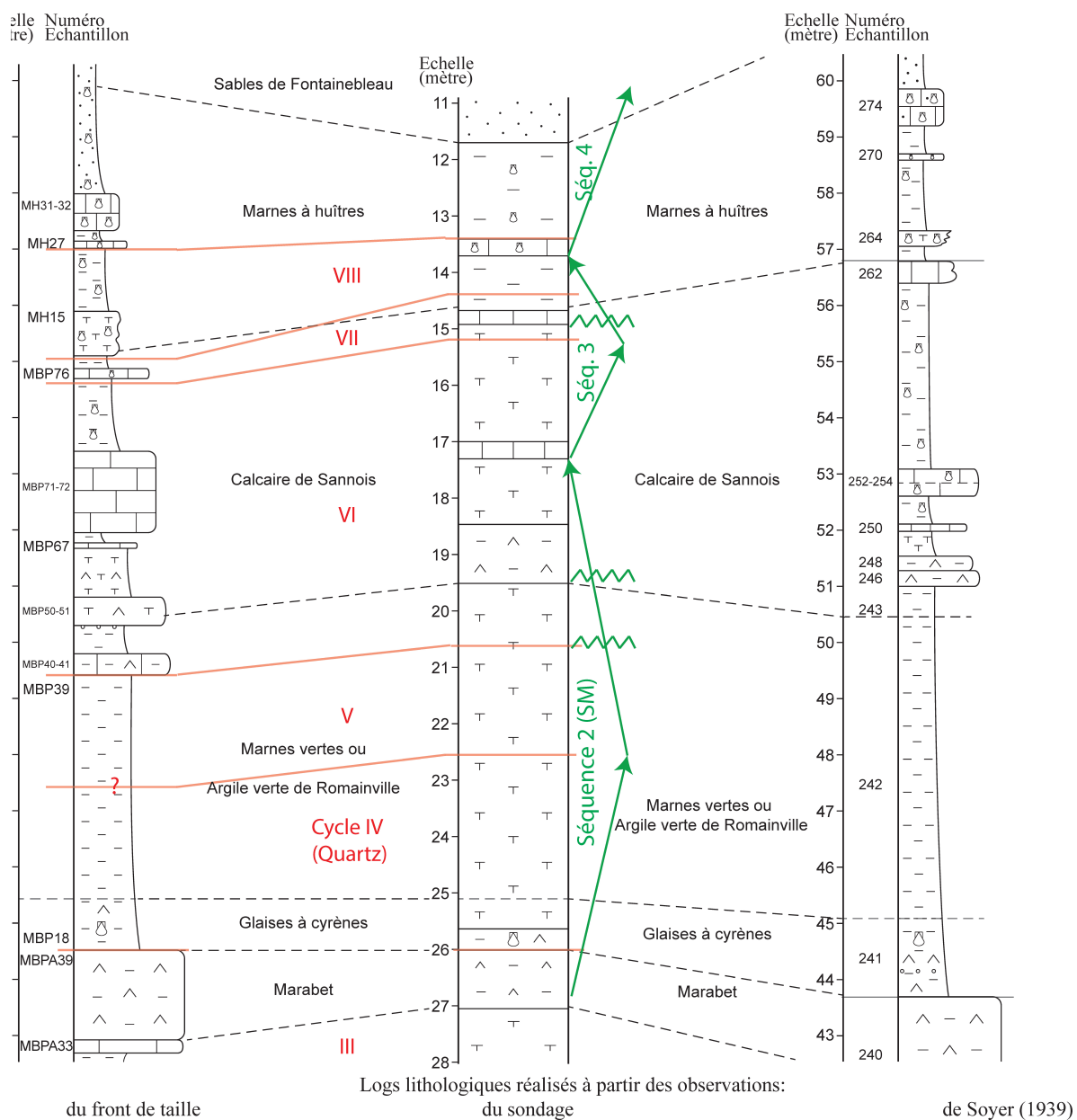


Fig. 6 : Évolution du cortège minéralogique de la série Éocène-Oligocène de Cormeilles-en-Parisis et des données de susceptibilité magnétique. Les données minéralogiques sont exprimées en rapport de pic par rapport à un étalon interne (NaF). Toutes les analyses ont été réalisées sur le sondage exceptées celles de la base de la Deuxième masse de gypse et de la Première masse de gypse dont les résultats proviennent des prélèvements effectués en carrière.

Fig. 6: Evolution of the mineralogical composition of the Eocene-Oligocene series from Cormeilles-en-Parisis and magnetic susceptibility data. Mineralogical data are expressed as a peak ratio to an internal standard (NaF). All analyses were performed on the bore-hole except the base of the “Deuxième masse de gypse” and the “Première masse de gypse”, the results were obtained from samples taken in the quarry.

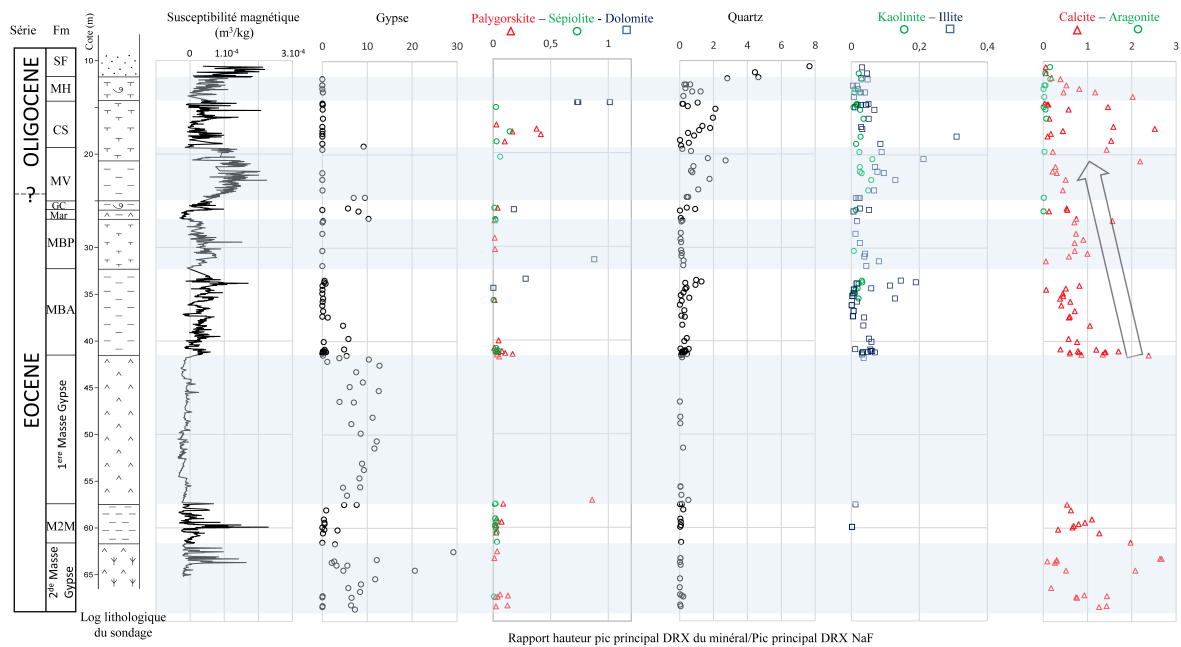


Fig. 7 : Évolution du cortège minéralogique des formations supragypseuses de Cormeilles-en-Parisis et des données de susceptibilité magnétique. Les données minéralogiques sont exprimées en rapport de pic par rapport à un étalon interne (NaF). Toutes les analyses ont été réalisées sur le sondage exceptées celles de la base de la Deuxième masse de gypse et de la Première masse de gypse dont les résultats proviennent des prélèvements effectués en carrière.

Fig. 7: Evolution of the mineralogical composition of the overlying formations from Cormeilles-en-Parisis and magnetic susceptibility data. Mineralogical data are expressed as a peak ratio to an internal standard (NaF). All analyses were performed on the bore-hole except the base of the "Deuxième masse de gypse" and the "Première masse de gypse", the results were obtained from samples taken in the quarry.

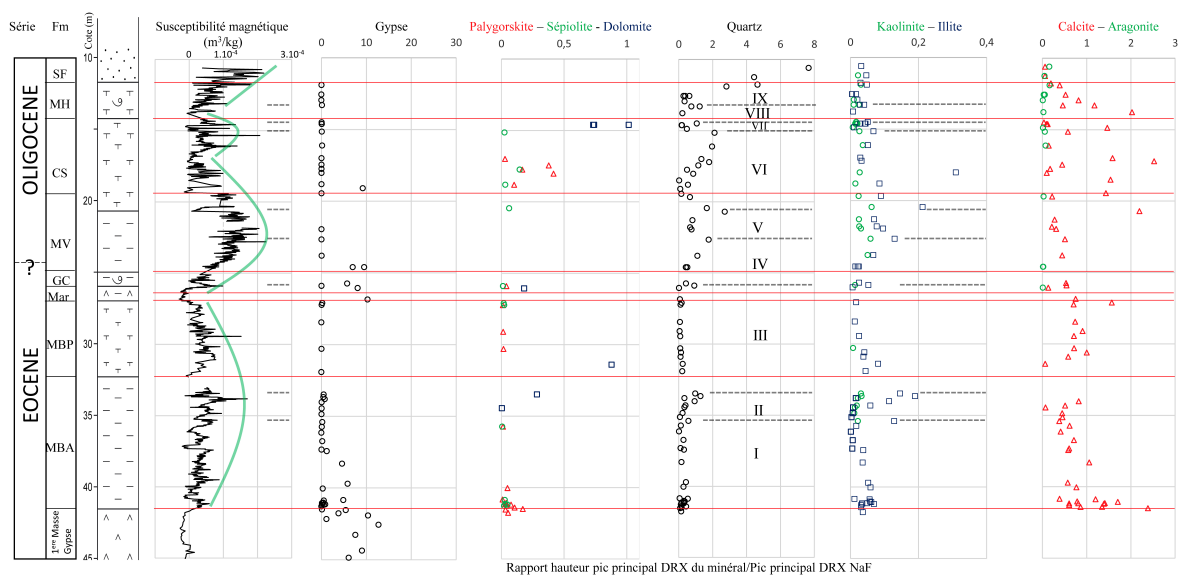


Fig. 8 : Observation en microscopie optique (LPNA et LPA) de lames minces réalisées dans la Deuxième masse de gypse (a) et dans la Première masse de gypse (d). Le tiret rouge donne l'échelle : 1 mm. (b) Observation en cathodoluminescence de la matrice argileuse présente entre les cristaux de gypse « pied d'alouette » de la Deuxième masse de gypse. Les teintes sont caractéristiques de la présence de calcite. (c) Observation au microscope électronique à balayage des cristaux de gypse « pied d'alouette » de la Deuxième masse de gypse.

Fig. 8 : Thin sections observation (PPL and XPL) of the « Deuxième masse de gypse » (a) and of the “Première masse de gypse” (d). The red line gives the scale: 1 mm. (b) Cathodoluminescence observation of the clay matrix between the gypsum crystals in the “Deuxième masse de gypse”. The color is characteristic of the presence of calcite. (c) Scanning electron microscope observation of the gypsum crystal from the “Deuxième masse de gypse”.

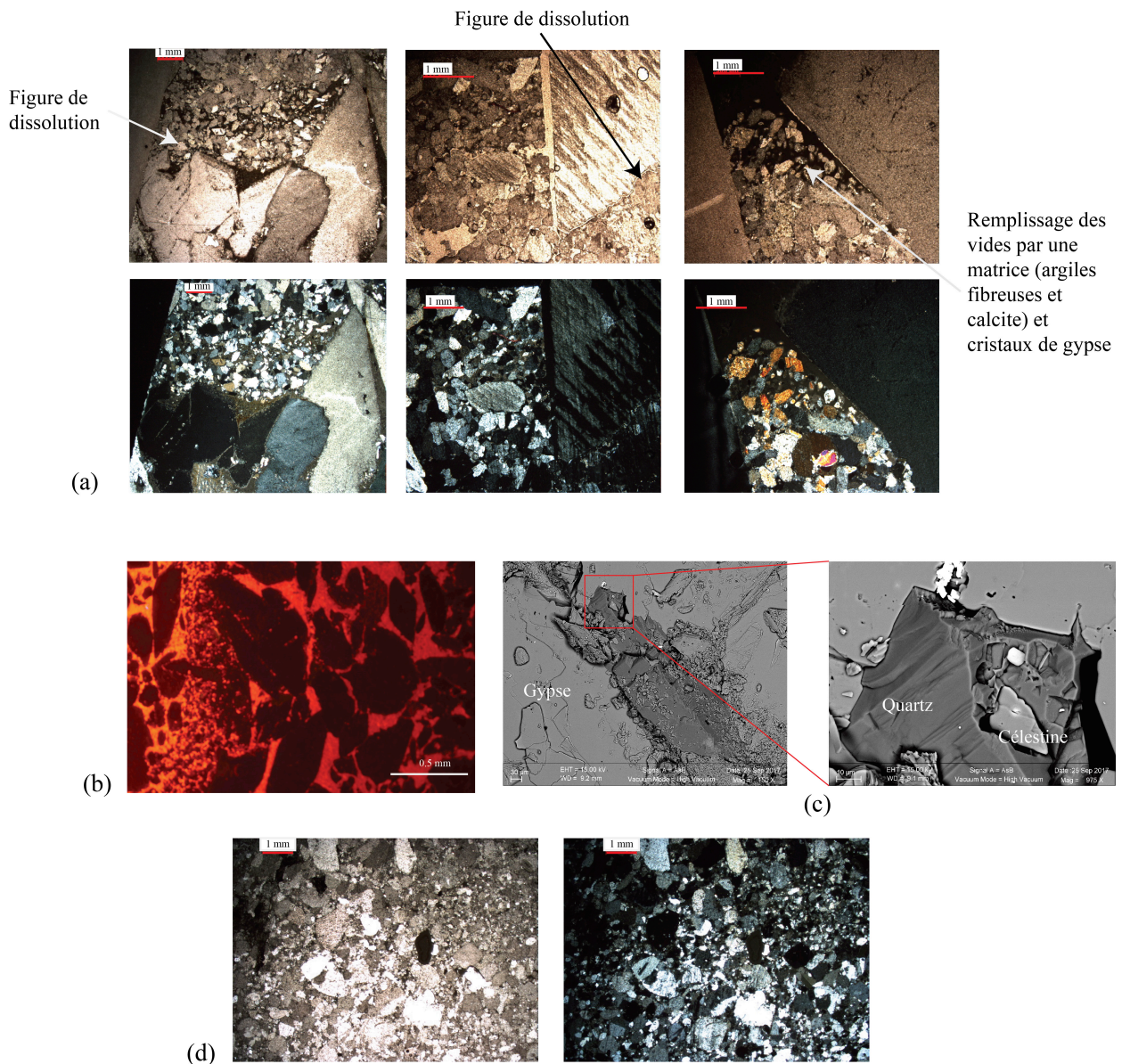
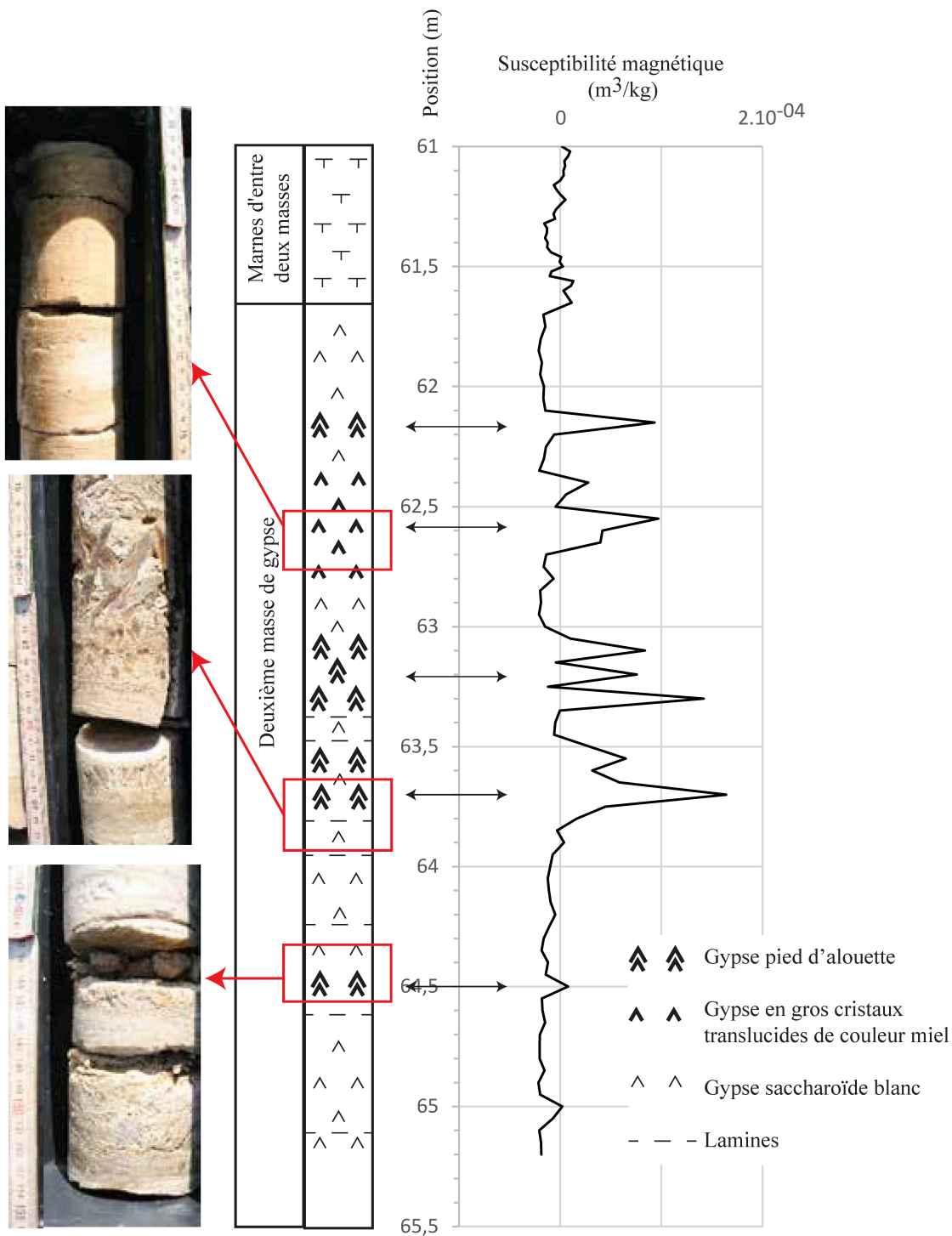


Fig. 9 : Détail de l'enregistrement de la susceptibilité magnétique de la partie supérieure de la Deuxième masse de gypse.

Fig. 9: Detail of the magnetic susceptibility record of the upper part of the "Deuxième masse de gypse".



Tab. 1 : Corrélations des niveaux lithologiques principaux de ce travail (front de taille et sondage) avec ceux de Soyer (1939), Cavelier (1964) et Fontes *et al.* (1967). Les positions en mètres sont également indiquées pour ce travail et celui de Soyer.

Tab. 1 : Correlations of the main lithological levels of this work (front and bore-hole) with those of Soyer (1939), Cavelier (1964) and Fontes et al. (1967). The positions in meters are also indicated for this work and that of Soyer.

Tab. 2 : Synthèse des positions en mètres des formations sédimentaires étudiées à Corneilles-en-Parisis en carrière et en sondage (ce travail) ainsi que par Soyer (1939). Les épaisseurs des formations sont également indiquées.

Tab. 2 : Synthesis of the positions in meter of the sedimentary formations studied in the Corneilles-en-Parisis quarry and on the bore-hole (this work) as well as by Soyer (1939). The thicknesses of the formations are also indicated.

Formations sédimentaires	Cote de la base de la formation (m) Log levé à l'affleurement	Epaisseur de la formation (m)	Cote de la base de la formation (m) Log levé à partir du sondage	Epaisseur de la formation (m)	Cote de la base de la formation (m) Log levé par Soyer (1939)	Epaisseur de la formation (m)
Sable Fontainebleau	61,92		11,7		62,12	
Marnes à huîtres	57,32	4,6	14,4	2,7	56,76	5,36
Calcaire de Sannois	52,4	4,92	19,5	5,1	50,46	6,3
Marnes vertes	47,43	4,97	25	5,5	45,21	5,25
Glaises à cyrènes	46,58	0,85	25,95	0,95	43,71	1,5
Marabet	45,08	1,5	26,95	1	42,31	1,4
Marnes blanches de Pantin	37,02	8,06	32,25	5,3	36,84	5,47
Marnes bleues d'Argenteuil	28,77	8,25	41,51	9,26	28,03	8,81
Première masse de gypse	11,87	16,9	57,5	15,99	11,19	16,84
Marnes entre deux masses	7,37	4,5	61,67		7,19	4
Deuxième masse de gypse					0	7,19

Tab. 3 : Pourcentages des minéraux lourds dans la coupe de Corneilles-en-Parisis et du Mont-Pagnotte pour la Deuxième masse de gypse (d'après Duplaix *et al.*, 1968 ; Riveline, 1970 ; Riveline et Tourenq, 1977).

Tab. 3 : Percentages of heavy minerals from the Corneilles-en-Parisis section and the Mont-Pagnotte section for the "Deuxième masse de gypse" (from Duplaix et al., 1968 ; Riveline, 1970 ; Riveline et Tourenq, 1977).