LA RÉSERVE NATURELLE RÉGIONALE GÉOLOGIQUE DE PONTLEVOY (LOIR-ET-CHER, FRANCE) : PRÉSENTATION ET NOUVELLES DONNÉES SUR LES FORMATIONS MIOCÈNES AU SUD DE BLOIS

THE GEOLOGICAL REGIONAL NATURAL RESERVE OF PONTLEVOY (LOIR-ET-CHER, FRANCE): PRESENTATION AND NEW DATA ON THE MIOCENE FORMATIONS SOUTH OF BLOIS

par Jean-Jacques MACAIRE¹, Claude LE DOUSSAL², Florent HINSCHBERGER³, Jean-Gabriel BRÉHÉRET⁴, Sevket SEN⁵

Résumé

La Réserve Naturelle Régionale Géologique (RNRG) de Pontlevoy inaugurée en 2018 comprend deux anciennes carrières (carrière du Four à Chaux et carrière du Haut de la Plaine Saint-Gilles). On peut y observer en superposition stratigraphique les principales formations miocènes du secteur situé entre Loire et Cher au sud de Blois : Calcaire de Beauce de l'Aquitanien, Sables et marnes du Blésois du Burdigalien et Faluns du Blésois du Langhien, les deux dernières étant fossilifères. Après une brève synthèse sur les formations miocènes de la région, sont présentées ici des données sédimentologiques sur les formations visibles dans la RNRG et les résultats de nouvelles fouilles paléontologiques dans les Sables et marnes du Blésois de la réserve. La prospection géophysique par conductivité électrique, ainsi que les sondages et forages carottés effectués entre les deux carrières avant l'aménagement de la réserve, ont révélé (1) la présence d'une nouvelle formation fluviatile comblant un profond chenal incisé dans le falun langhien ; cette formation peut être rapportée au Serravallien ou au Miocène supérieur et (2) la présence d'une faille à regard est et décrochement sénestre affectant l'ensemble des formations miocènes.

Mots-clés : Miocène, sédimentologie, stratigraphie, paléontologie, faille décrochante, patrimoine géologique

Abstract

The Geological Regional Natural Reserve (GRNR) of Pontlevoy, inaugurated in 2018, comprises two ancient quarries (the Four à Chaux quarry and the Hauts de la Plaine Saint-Gilles quarry). It shows the main Miocene formations, overlaying one on the other, which are characteristic of the area located between the Loire and the Cher valleys at the South of Blois: Aquitanian "Calcaire de Beauce", Burdigalian "Sables et marnes du Blésois" and Langhian "Falun du Blésois", the two last formations being fossiliferous. After a brief synthesis on the Miocene formations of this area, we present sedimentological data on the outcropping formation of the GRNR and results of new paleontological excavations in the "Sables et marnes du Blésois" of the reserve. The geophysical prospection using electrical conductivity method as well as borings and core drillings, performed before the preservation works in the area located between the two quarries showed (1) a new fluvial formation filling a deep channel cut in the Langhian falun; this fluvial formation can be dated of the Serravalian or the Upper Miocene, and (2) a senestral strike-slip fault, also regarding to the east, which affects the whole Miocene formations.

Keywords: Miocene, sedimentology, stratigraphy, paleontology, strike-slip fault, geoheritage

(1) EA 6293 - GéoHydrosytèmes Continentaux, Faculté des Sciences et Techniques, Université de Tours, Parc Grandmont, FR-37200 TOURS - jean-jacques.macaire@wanadoo.fr (3) EA 6293 - GéoHydrosytèmes Continentaux, Faculté des Sciences et Techniques, Université de Tours, Parc Grandmont, FR-37200 TOURS - florent.hinschberger@univ-tours.fr

(4) EA 6293 - GéoHydrosytèmes Continentaux, Faculté des Sciences et Techniques, Université de Tours, Parc Grandmont, FR-37200 TOURS - jean.breheret@wanadoo.fr

(5) Sorbonne Université, CR2P-UMR 7202, CNRS-MNHN, 8 rue Buffon, 75005 Paris - sen@mnhn.fr

^{(2) 29} chemin de la Grand-Pierre, Villiers, FR-41330 AVERDON - claudeledoussal@orange.fr

NTRODUCTION

Le plateau situé entre les vallées de la Loire et du Cher au sud de Blois est une région clé pour la compréhension de la stratigraphie des formations miocènes dans le sud du Bassin parisien. En effet, la formation lacustre du Calcaire de Beauce (m1a - notation de la carte géologique Montrichard à 1/50 000, Macaire, 1977), la formation fluviatile des Sables et argiles de Sologne sensu lato (m1b), et les Faluns du Blésois (m2a) rattachés aux Faluns d'Anjou et de Touraine, qui couvrent une partie ou la totalité du Miocène, s'y côtoient près de leurs limites d'extension maximum respectives (Mégnien et Mégnien, 1980 ; Cavelier, 1989). Cette proximité géographique est nette du point de vue cartographique (fig. 1), mais les relations stratigraphiques entre ces différentes formations sont rarement observées. La carrière du « Four à Chaux » à Pontlevoy est connue pour être un des rares sites où trois de ces formations (Calcaire de Beauce, Sables et marnes du Blésois constituant la partie inférieure de la formation de Sologne et Falun du Blésois), dont les deux dernières sont fossilifères, peuvent être observées en superposition (Alcaydé et al., 1976 et 1990). Cette série n'a cependant jamais fait l'objet d'une description détaillée. Son caractère exceptionnel est à l'origine du classement de ce site en Réserve Naturelle Régionale Géologique (RNRG) en septembre 2011, puis des aménagements financés par la Région Centre - Val de Loire, les fonds européens FEDER et le Conseil départemental de Loir-et-Cher. Ces aménagements ont été inaugurés en juillet 2018. Une étude géologique financée par la Région Centre - Val de Loire, comprenant notamment une prospection géophysique et des forages, a été entreprise pour accompagner les travaux de conservation et de mise en valeur du site du Four à Chaux et son extension méridionale. Le présent article vise à présenter plus en détail la RNRG de Pontlevoy et les coupes qu'elle renferme, exposer les nouveaux résultats acquis et intégrer ces données à l'ensemble des connaissances déjà acquises sur le Miocène dans cette région.

LES FORMATIONS MIOCÈNES AU SUD DE BLOIS : RÉSUMÉ DES CONNAISSANCES

Les formations miocènes sont particulièrement bien représentées au sud de Blois, entre Loire et Cher, où leur épaisseur peut atteindre 30 m (Denizot, 1927) (fig. 2). Leur stratigraphie et leur cartographie sont complexes en raison de l'interférence entre milieux marins et continentaux lacustres à fluviatiles, et des nombreuses et rapides variations de faciès dans les différentes formations représentées (Douvillé, 1884 ; Denizot, 1927, 1940 ; Macaire, 1977). Dans cette région au relief particulièrement plat, les observations, souvent ponctuelles et anciennes, ont été principalement effectuées dans les nombreuses carrières ouvertes au fil du temps.

Le Calcaire de Beauce (m1a)

Dans le Blésois, la formation miocène basale est le Calcaire de Beauce. Il repose, entre Loire et Cher, soit sur les formations argilo-siliceuses du Crétacé supérieur, soit sur les formations siliceuses éocènes (fig. 2). Le calcaire de Beauce est l'unité la plus récente et méridionale de la vaste formation lacustre déposée



Fig. 1 : Localisation de la région étudiée et des principales formations géologiques miocènes dans le sud-ouest du Bassin parisien. Fig. 1: Location of the studied area and of the main Miocene geological formations in the south-western Parisian Basin.



Fig. 2 : Carte géologique simplifiée des principales formations miocènes entre Loire et Cher au sud de Blois. D'après la carte géologique à 1/50 000 n° 459, Montrichard, éd. BRGM, modifiée.

Fig. 2: Simplified geological map of the main Miocene formations between the Loire and Cher rivers at the south of Blois. From the geological map Montrichard number 459 at a scale of 1:50 000, BRGM ed.

dans le centre sud du Bassin parisien depuis l'Oligocène (Denizot, 1927). Il s'agit de marnes et calcaires à faciès palustres et lacustres variés, pouvant atteindre 20 m d'épaisseur, pauvres en fossiles, à bancs de meulière, attribués à la formation de Beauce grâce à des mollusques gastéropodes trouvés à Pontlevoy (Denizot, 1927) et plus particulièrement à l'Aquitanien supérieur par analogie avec les vertébrés trouvés à Larray (commune de Billy) près de Selles-sur-Cher (base de la zone MN2b : Ginsburg et Hugueney, 1980). Les faciès calcaires et marneux contenant des argiles fibreuses (sépiolite et/ou attapulgite : Macaire, 1976), l'absence de poissons et la présence de gastéropodes pulmonés (helix, planorbes, limnées...) témoignent de plans d'eau temporaires. Les isohypses du mur de la formation (Macaire, 1977) montrent une paléosurface basale très irrégulière (dénivelées jusqu'à 20 m) avec des allongements principaux N40 passant par Pontlevoy.

La Formation de Sologne (m1b)

La Formation de Sologne, dans ses confins occidentaux, peut atteindre 20 m d'épaisseur et recouvre le Calcaire de Beauce.

La partie inférieure de cette formation est bien identifiée sous le nom de Sables et marnes du Blésois équivalents aux Sables et marnes de l'Orléanais plus orientaux (Douvillé, 1879 et 1881 ; Denizot, 1927, 1968). Il s'agit d'argiles et sables renfermant des niveaux de marnes et de calcaires, témoignant d'un milieu fluviatile avec des récurrences lacustres temporaires et de faible extension. L'absence d'argiles fibreuses à côté de l'illite et de la kaolinite dans ces calcaires confirme la dominance des apports détritiques terrigènes à cette époque et constitue un critère de distinction entre les calcaires de la Formation du Blésois et ceux de la Formation de Beauce dont les faciès sont par ailleurs très similaires (Macaire, 1976). Les faunes de mammifères trouvées à Chitenay situent la Formation du Blésois au début du Burdigalien dans la zone MN3 (de Vibraye, 1860 ; Douvillé, 1879 ; Mayet, 1908; Ginsburg, 2000). Cependant, Ginsburg (ibid.) indique que les faunes du secteur Thenay-Pontlevoy sont plus récentes (zone MN5a) et que la Formation du Blésois s'est développée au moins jusqu'au Burdigalien terminal. La faune de mammifères des sables fluviatiles de la région de Pontlevoy-Thenay (voir ci-après le § relatif à la paléontologie), comme celles de Contres, indique un environnement de bord de rivière : les Suidae et les Tragulidae habitent les milieux humides. La présence de restes divers de poissons, crocodiles et tortues d'eau douce confirme l'importance des étendues aquatiques. L'abondance des ruminants, en particulier folivores, implique un milieu à végétation dense et permanente. La grande diversité des mammifères récoltés indique un environnement présentant des niches écologiques diverses et riches en ressources alimentaires.

La partie supérieure de la Formation de Sologne (ou Formation de Sologne *sensu stricto*) est uniquement constituée de sables quartzo-feldspathiques souvent lités, à graviers de silex, et de niveaux argileux. Elle est d'autant plus développée qu'on se rapproche de la Sologne, vers l'est. Elle est marquée en surface par la présence d'un vieux sol à bandes d'accumulation argiloferriques brun-rougeâtres (Gigout *et al.*, 1972 ; Rasplus, 1982). Strictement azoïque, son âge n'est pas connu avec précision. Elle paraît se développer jusque dans le Miocène supérieur (Mégnien et Mégnien, 1980), voire jusqu'à au moins la fin du Miocène (Rasplus, 1982). Ses interrelations avec le falun d'origine marine au sud de Blois amènent à quelques précisions évoquées ci-après.

Les Faluns du Blésois (m2a)

Les Faluns du Blésois constituent les termes les plus orientaux de la transgression marine miocène qui a donné les Faluns d'Anjou et de Touraine dans le sud-ouest du Bassin parisien. Ils présentent deux unités superposées (Roux *et al.*, 1980 ; Charrier *et al.*, 1980) :

- l'unité inférieure, la plus représentée, est constituée de sable fin à moyen riche en fragments de coquilles carbonatées, à litage souvent oblique et à niveaux gréseux. Elle peut contenir des graviers et galets de calcaire lacustre, de silex et des ossements roulés. Son épaisseur peut atteindre 8 à 10 m.

 l'unité supérieure, peu épaisse (1 à 2 m), peu fréquente et plus grossière (sables grossiers très riches en coquilles et graviers plus abondants). Elle comble des chenaux inscrits dans l'unité inférieure.

L'unité inférieure de falun, bien représentée à Pontlevoy notamment, correspond au faciès « pontilévien », distinct du faciès « savignéen », plus occidental (région de Savigné-sur-Lathan), plus carbonaté et consolidé (Lecointre, 1947). Le faciès pontilévien, sableux, à bioclastes généralement de petite taille, a été interprété comme de très faible profondeur (10 m maximum), au-dessous de la zone de balancement des marées (*ibid*.). Le caractère très littoral est confirmé par des faciès plus fins, silto-argileux, à galets mous, avec des séquences marquant le battement des marées (région de Contres) ou évoquant les schorres (Camy-Peyret et Vuillemier, 1973, 1975). Sur la base des restes de mammifères, Ginsburg (1963 et 2000) et Ginsburg et Sen (1977) attribuent la partie basale des faluns de Thenay-Pontlevoy à l' « Helvétien inférieur », et plus précisément au début du Langhien (biozone MN5b).

Dans leur étude d'ensemble des faluns du Blésois et du Lochois, Barrier et Goddÿn (1998) indiquent que les Faluns du Blésois sont localisés dans une « dépression globalement synforme orientée NO-SE » et que des « couloirs de fracturation N-S (Pontlevoy, Soings) et NE-SO (Contres) montrent des compartiments effondrés vers l'ouest ». Ces auteurs précisent que l'épaisseur des faluns est plus réduite (0-5 m) dans le secteur Sambin-Pontlevoy-Thenay que dans le secteur Contres-Soings (10 à 20 m) et que le substratum de cette formation « évoque un plan incliné vers l'O-NO descendant en pente douce de 120 m à 100 m ». Du point de vue sédimentologique, ils inscrivent les dépôts faluniens du Blésois dans un mégacycle comprenant 6 séquences.

Relations stratigraphiques entre la Formation de Sologne (m1b) et les Faluns du Blésois (m2a)

Les relations stratigraphiques entre Formation de Sologne et faluns sont complexes. Les forages effectués dans la région de Thenay, à l'est immédiat de Pontlevoy (Roux *et al.*, 1980), ont montré que les affleurements de faluns sont moins étendus que ce qui est représenté sur la carte géologique Montrichard à 1/50 000 (Macaire, 1977). Le calcaire de Beauce est recouvert la plupart du temps par une argile verte plus ou moins sableuse, épaisse de plusieurs mètres, sans présence de falun. Là où le falun a été recoupé, il comble des chenaux inscrits dans les argiles sableuses vertes. Celles-ci, interprétées comme des faciès de haute slikke et de schorre contemporains des faluns par Camy-Peyret et Vuillemier (1973, 1975), semblent devoir être rattachées aux termes inférieurs de la formation fluviatile de Sologne, burdigaliens, antérieurs au dépôt des faluns (Roux *et al.*, 1980).

Au nord de Contres, à la Plaine des Rasoirs (commune de Cheverny), les faluns sont recouverts par 8 m environ de sables bruns jaunâtres azoïques, non carbonatés (Macaire et Rasplus, 1975). Ces sables sont caractérisés par un litage oblique régulier vers le S-SE sur la plus grande partie de l'épaisseur de la formation, ce qui évoque la progradation d'un front deltaïque. Les caractères minéralogiques de ces sables sont intermédiaires entre ceux des faluns et ceux des sables de Sologne (Gigout *et al.*, 1972 ; Rasplus, 1982). Sous ces sables deltaïques, les forages effectués dans ce secteur ont confirmé le passage latéral très rapide du falun aux sables argileux verdâtres, comme dans le secteur de Thenay (Roux *et al.*, 1980).

État des données paléontologiques relatives aux vertébrés dans la Formation de Sologne (m1b) et les Faluns du Blésois (m2a)

Les Sables et marnes du Blésois et les faluns superposés sont très fossilifères. Ils renferment notamment des restes de vertébrés qui ont très tôt attiré l'attention des chercheurs. Gervais (1867-1869) semble le premier à avoir publié une liste de mammifères fossiles de la région de Pontlevoy-Thenay d'après les documents qui lui ont été communiqués par l'Abbé Bourgeois. Cette liste, apparemment composite, inclut les fossiles de plusieurs gisements des environs d'Orléans et de Blois que l'abbé Bourgois et ses associés ont récolté durant les années 1840-1860 (Mayet, 1908). Dans ce mémoire, Gervais a figuré quelques dents de Deinotherium. Puis, Bourgeois (1873) a décrit le nouveau genre et espèce Amphimoschus pontileviensis, Gervais (1876) a illustré une molaire de Pliopithecus, Gaudry (1878) a décrit un nouveau Cervidae, Procervulus aurelianensis, dans les « Sables de l'Orléanais à Thenay, près Pont-Levoy ». Cependant les localisations géographique et stratigraphique (sables fluviatiles ou falun) des fossiles ne sont pas claires. C'est dans Mayet (1908) que figurent les premières indications de la provenance précise des fossiles : il indique que la riche collection de l'Abbé Bourgeois provient essentiellement des carrières de Thenay, mais certainement pas de la carrière du Four à Chaux ouverte seulement à la fin des années 1890. L'étude détaillée de cette collection faite par Stehlin (1907, 1925) n'inclut donc pas Pontlevoy.

Plus récemment, au nord-est de la commune de Thenay, au lieu-dit les Gandes, les sables fluviatiles de la partie inférieure de la Formation de Sologne m1b (Sables et marnes du Blésois) ont livré une riche faune lors de fouilles successives effectuées depuis les années 1970 : Collier et Huin (1977), Ginsburg (2000) et Gagnaison *et al.* (2012). La synthèse des diverses découvertes effectuées aux Gandes a permis de dresser la liste faunique du tableau, très semblable à la liste synthétique de « la faune de mammifères de Pontlevoy-Thenay » publiée par Ginsburg (1990). Gagnaison *et al.* (2012) ont présenté une analyse biochronologique détaillée, taxon par taxon, des mammifères récoltés aux Gandes. Il en ressort que la faune des « Sables et marnes du Blésois » se situe entre celle des « Sables de l'Orléanais » et celle

de Sansan (Gers), dans la zone mammalienne de MN5. Les taxons les plus caractéristiques de cet intervalle sont *Steneofiber depereti carnutense*, *Cynelos bohemicus* et *Amphimoschus pon-tileviensis*.

Dans la chronologie des étages/âges et la zonation MN (Mammifères, Néogène) développée par Mein (1975) lors des colloques de Montpellier, Madrid (1974), Munich (1975) et du sixième congrès du RCMNS à Bratislava (1975), les gisements de « Pontlevoy-Thenay » ont été retenus comme localité de référence de la zone MN 5. Ce choix a été documenté et renforcé par Ginsburg (1975), Fahlbusch (1976), Mein (1979) et Van der Meulen *et al.* (2012). Il a cependant été rapidement mis en doute par Collier et Huin (1977), Daams et Freudenthal (1981) et d'autres auteurs sur les arguments suivants : faune composite issue de plusieurs sites dont la contemporanéité n'est pas démontrée, provenance souvent imprécise des fossiles dans les collections anciennes ou certains travaux ultérieurs, mélanges de fossiles provenant des sables fluviatiles et du falun marin (voir Mayet, 1908), manque de micro-mammifères pour corrélations précise

Les Gandes	Pontlevoy-Thenay
Collier et Huin, 1977 ; Ginsburg, 2000 ; Ginsburg et	Ginsburg 1990
Chevrier, 2003 ; Gagnaison et al., 2012	
Steneofiber depereti carnutense Ginsburg, 1971	Steneofiber depereti carnutense Ginsburg, 1971
Steneofiber sp.	, , , , , , , , , , , , , , , , , , ,
Prolagus cf. oeningensis (Koenig, 1825)	Prolagus cf. oeningensis (Koenig, 1825)
	Hyainailouros sulzeri Biedermann, 1863
Amphicvon sp.	Amphicvon giganteus giganteus (Schinz, 1825
Cynelos bohemicus (Schlosser, 1899)	Cynelos bohemicus (Schlosser, 1899)
	Hemicvon stehlini Hurzeler, 1944
	Thaumastocvon bourgeoisi Stehlin & Helbing, 1925
Martes muncki Roger, 1900	Martes muncki Roger, 1900
	Hoplictis florancei (Mayer, 1908)
Mionictis artenensis Ginsburg, 1968	Mionictis artenensis Ginsburg, 1968
Semigenetta mutata (Filhol, 1883)	Semigenetta repelini Helbing, 1937
	Herpestes aurelianensis (Schlosser, 1888)
	Protictitherium gaillardi (Major, 1903)
Pseudaelurus quadridentatus (Blainville, 1843)	Pseudaelurus romieviensis Roman & Viret, 1934
Gomphotherium angustidens (Cuvier, 1817)	Gomphotherium angustidens (Cuvier, 1817)
	Zvgolophodon turiciensis (Schinz, 1824)
	Archaeobelodon filholi (Frick, 1933)
Deinotherium cf. bavaricum Meyer, 1831	Deinotherium cf. bayaricum Meyer, 1831
Anchitherium aurelianensis (Cuvier, 1825)	Anchitherium aurelianense (Cuvier, 1825)
	Chalicotherium grande (Lartet, 1851)
Plesiaceratherium lumiarense Antunes & Ginsburg, 1983	Plesiaceratherium lumiarense Antunes & Ginsburg, 1983
Brachypotherium brachypus (Lartet, 1837)	Brachvpotherium brachvpus (Lartet, 1837)
Prosantorhinus douvillei (Osborn, 1900)	Prosantorhinus douvillei (Osborn, 1900)
Aureliachoerus aurelianensis (Stehlin, 1899)	Aureliachoerus aurelianensis (Stehlin, 1899)
Hyotherium soemmeringi Meyer, 1841	Hyotherium soemmeringi Meyer, 1841
Listriodon lockarti (Pomel, 1848)	Bunolistridon lockharti (Pomel, 1848)
Dorcatherium guntianum Meyer, 1847	Dorcatherium guntianum Meyer, 1847
Dorcatherium cf. naui Kaup, 1833	Dorcatherium cf. naui Kaup, 1833
Dorcatherium crassum (Lartet, 1851)	
Amphimoschus pontileviensis Bourgeois, 1873	Amphimoschus pontileviensis Bourgeois, 1873
Procervulus dichotomus (Gervais, 1859)	Procervulus dichotomus (Gervais, 1859)
Stephanocemas elegantulus (Roger, 1904)	Stephanocemas elegantulus (Roger, 1904)
	Dicrocerus elegans parviceros Ginsburg, 1967
Lagomeryx rutimeyeri Thenius, 1489	Lagomeryx minimus (Toula, 1884)
Lagomeryx parvulus (Roger, 1898)	
Palaeomeryx kaupi Meyer, 1834	Palaeomeryx lathanensis Ginsburg, 1985
Palaeomeryx bojani Meyer, 1834	
Amphitragulus aurelianensis Mayet, 1908	

Tableau : Comparaison de la liste des mammifères du gisement des Gandes avec la liste composite de divers gisements de la région Pontlevoy-Thenay publiée par Ginsburg (1990).

Table: Comparison of the list of mammals from the locality of Gandes with the composite list of mammals from deposits in the Pontlevoy-Thenay region published by Ginsburg (1990).

avec d'autres gisements... Il paraît cependant que la contemporanéité des sables fluviatiles des divers affleurements fossilifères de la région Pontlevoy-Thenay est à présent bien démontrée : les faunes issues des différents sites sont homogènes. Les micromammifères sont aussi documentés à la carrière du Mincé à Thenay (Ginsburg et Sen, 1977 ; Sen et Makinsky, 1983) ainsi qu'à Contres (Augé *et al.*, 2002). Les données récentes indiquent que ces faunes constituent une référence pour la zone MN5 à la transition du Miocène inférieur au Miocène moyen : la faune de mammifères des Sables et marnes du Blésois de la région de Pontlevoy est bien documentée et calée dans la sous-zone MN5a (Burdigalien final), tandis que celle trouvée dans le falun, en grande partie remaniée mais avec de nouveaux taxons est attribuée à la sous-zone MN5b (début du Langhien) (Ginsburg, 2000).

HISTORIQUE DU SITE DU FOUR À CHAUX ET DE SA CONSERVATION

La carrière, aujourd'hui dite du Four à Chaux, est située à la sortie nord de Pontlevoy près de la D764 (X : 1° 15' 45.56'' E ; Y : 47° 23' 50.47'' N ; Z : 103.70 m) (fig. 3). Elle a été creusée un peu avant 1900 afin d'obtenir des matériaux destinés à la construction du ballast de la ligne de tramway Blois-Montrichard (Le Doussal, 2017). Point cardinal de l'actuelle réserve, la carrière du Four à Chaux retint l'attention de divers scientifiques et attira par ses fossiles de nombreux amateurs et fouilleurs clandestins.

Les données connues sur le site d'après la bibliographie

Il est fait souvent référence à la carrière du Four à Chaux dans les articles relatifs aux faluns et formations associées, notamment ceux consacrés à la paléontologie, mais les dépôts n'ont jamais fait l'objet de description précise. Les premières descriptions d'ordre stratigraphique sont celle de Dollfuss (1900), puis de Denizot (1927, « extraction Perroche ») qui mentionne la présence de sable grossier, gris, type « Sable de la Sologne » sous le falun. La coupe décrite un peu plus précisément par Macaire *in* Alcaydé *et al.* (1976 et 1990), et reprise par Ginsburg (2000), mentionne la superposition suivante, de bas en haut :

- calcaire dur de l'Aquitanien perforé ou non par des Pholades,

- sable gris fossilifère du Burdigalien (base de la Formation de Sologne),

- sables grossiers à graviers et galets de silex, riches en coquilles marines (falun),

- falun : sable coquillier à niveaux grésifiés,

- sable brun-roux azoïque (niveau d'altération du falun).

Des compléments dans la description et l'interprétation des sédiments sont apportés ci-après.

Du point de vue paléontologique, comme indiqué ci-dessus, beaucoup des faunes étudiées ne concernent pas la carrière du Four à Chaux. Seul Ginsburg (2000) fait référence précisément aux faunes de cette carrière et donne la liste des taxons trouvés dans les sables fluviatiles qu'il situe dans la biozone MN5a (Burdigalien terminal) : *Steneofiber depereti carnutense, Deinotherium* cf. *bavaricum, Brachypotherium brachypus, Protictitherium gaillardi, Bunolistridon lockharti, Hyotherium soemmeringi, Dorcatherium crassum* et *Palaeomeryx bojani*. Mais des éléments fauniques de la zone MN4b non précisés auraient aussi été trouvés dans ces sables, indiquant leur persistance jusqu'à l'extrême fin du Burdigalien. Les faluns quant à eux sont situés dans la biozone MN5b (début du Langhien).

De la carrière du Four à Chaux à la RNRG de Pontlevoy (fig. 3)

Depuis 1980, la carrière du Four à Chaux est propriété du Comité Départemental de la Protection de la Nature et de l'Environnement de Loir-et-Cher (CDPNE). Cette association a initié et porté les projets successifs qui ont abouti au statut de protection et à l'état actuels.

Après quelques travaux de mise en valeur et l'installation de panneaux informatifs, la carrière du Four à Chaux (appelée ciaprès c-FAC) reçut l'agrément au titre de réserve naturelle volontaire en 1986. En 2008, année internationale de la planète



Fig. 3 : Schémas de localisation. A : localisation de Pontlevoy entre Loire et Cher ; B : localisation de la RNRG à Pontlevoy ; C : plan de la RNRG. c-FAC : carrière du Four à Chaux ; c-HPSG : carrière du Haut de la Plaine Saint-Gilles ; f-HPSG : friche du Haut de la Plaine Saint-Gilles. Hachures : fronts de carrière.

Fig. 3: Location scheme. A: location of Pontlevoy city between the Loire and Cher river; B: location of the GRNR in Pontlevoy; C: map of the GRNR. c-FAC: Four à Chaux quarry; c-HPSG: Haut de la Plaine Saint-Gilles quarry; f-HPSG: Haut de la Plaine Saint-Gilles wilderness. Hatching pattern: quarry faces. Terre, la réserve volontaire a inclus la petite carrière du « Haut de la Plaine Saint-Gilles » (c-HPSG), un des lieux d'exploitation du calcaire de Beauce qui fournissait la « pierre de Pontlevoy » (acquisition par la commune de Pontlevoy et bail emphytéotique avec le CDPNE). Un dossier de demande de classement en Réserve Naturelle Régionale fut alors établi et, en 2011, les deux carrières ont été classées par délibération de la Commission permanente du Conseil Régional Centre – Val de Loire. La réserve de Pontlevoy devient ainsi la première réserve naturelle régionale géologique (RNRG) de la Région Centre –Val de Loire.

En 2014, la réserve a été agrandie avec l'acquisition de la parcelle en friche séparant les deux carrières (f-HPSG). Les travaux d'aménagement pour le grand public et le public à mobilité réduite en 2017 et 2018, ainsi que la réalisation d'un parcours d'interprétation, ont conduit à l'état actuel de la réserve, inaugurée le 7 juillet 2018. Travaux et fonctionnement ont été – et sont – financés, pour l'essentiel, par le Conseil régional Centre – Val de Loire, le Conseil départemental du Loir-et-Cher et des crédits européens.

La réserve est également inscrite à l'Inventaire national du patrimoine géologique (INPG – fiche CEN0075) et au Schéma départemental des Espaces Naturels Sensibles du département de Loir-et-Cher. Le CDPNE est l'organisme gestionnaire de la réserve. La visite de l'essentiel du site est libre, mais l'accès à la carrière du Four à Chaux dont les fronts sont visibles de l'extérieur, doit faire l'objet d'une demande auprès du CDPNE. La RNRG de Pontlevoy est présentée dans divers guides géologiques régionaux (Le Doussal, 2015 ; Macaire et Bréhéret, 2018 ; Mulder *et al.*, 2018).

NOUVELLES DONNÉES SUR LES FORMA-TIONS SÉDIMENTAIRES DANS LES SITES c-HPSG ET c-FAC

Les opérations de préservation et d'aménagement du site de Pontlevoy en RNRG ont été accompagnées de recherches complémentaires ayant plusieurs justifications :

- la nécessité d'une description précise des formations visibles dans les fronts des anciennes carrières (c-FAC et c-HPSG) de la réserve naturelle pour leur présentation au public ;

 la nécessité de fouilles paléontologiques précises là où les sables fluviatiles burdigaliens devaient être dégagés pour l'aménagement ; - l'absence d'information sur les relations géométriques entre les formations affleurant dans c-FAC et le Calcaire de Beauce dans c-HPSG ; en particulier, quelles sont les extensions vers le sud des sables fluviatiles fossilifères burdigaliens et du falun langhien ? Ces données étaient notamment nécessaires pour planifier l'aménagement de la zone située entre ces deux sites (friche initiale : f-HPSG) et par ailleurs évaluer l'extension des gisements paléontologiques.

- l'observation, dans la partie est du front sud de c-FAC, d'une nette accentuation du pendage des bancs de falun, indice d'une déformation post-dépôt.

Ces travaux ont compris :

- une étude détaillée des fronts de carrières avec analyse pétrographique de certains niveaux ;

- une fouille paléontologique des sables burdigaliens ;

- une prospection géophysique dans la zone f-HPSG et à l'est de c-FAC ;

- une campagne de sondages à la pelle mécanique et de forages carottés au sud et à l'est du site c-FAC.

Le calcaire lacustre de Beauce dans le site c-HPSG

De l'ancienne exploitation en grande partie remblayée, il ne reste qu'une partie réduite offrant un front sud récemment mis en valeur, long de 10 m environ et haut de 3 m (fig. 4A), dont la forme résulte de l'exploitation du calcaire comme pierre de taille. Il expose plusieurs bancs décimétriques à pluri-décimétriques de la partie supérieure du Calcaire de Beauce (fig. 4A et B).

À l'œil nu, la roche, une calcilutite, montre de fins vermicules de diamètre millimétrique, qui correspondent aux emplacements de radicelles de végétaux (fig. 5A). Les cavités du réseau de racines et radicelles sont à l'origine de la microkarstification de la roche. Des « conduits », de diamètres pluri-millimétriques à pluricentimétriques, sont observables dans la masse et dans certains joints inter-bancs supérieurs (fig. 5B). Ils pourraient correspondre aux emplacements de racines d'arbres ou d'arbustes dont l'activité biologique récente est à l'origine de la dissolution du calcaire.

Les observations en lames minces ont montré que, du point de vue pétrographique, le calcaire est essentiellement une micrite, voire une intramicrite, riche en péloïdes (pelmicrite) et compor-



Fig. 4 : Front de taille dans le Calcaire de Beauce dans le site c-HPSG (A) et interprétation (B). Fig. 4: The Calcaire de Beauce in c-HPSG site quarry face (A) and interpretation (B).



Fig. 5 : Faciès du Calcaire de Beauce à c-HPSG. A : empreintes de racines (faciès « vermiculé ») ; B : conduits interbancs centimétriques de dissolution karstique ; C : structure en grumeaux micritiques à fissures courbes (pelmicrite, microfaciès LPNA x100) ; D : fantômes de valves d'ostracodes (microfaciès LPNA x100) ; E : fantômes de coquilles de gastéropodes dulçaquicoles (microfaciès, LPNA x100) ; F : fragment de moulage d'axe internœud avec fantômes de cellules corticantes d'une algue charophyte (microfaciès, LPNA x400).

Fig. 5: Calcaire de Beauce facies in c-HPSG site. A: rootlet casts ("vermicular facies"); centimetric cavities due to karstic dissolution between limestone banks; C: micritic lump structure with curved cracks (pelmicrite, microfacies LPNA x100); D: ostracod valve ghosts (microfacies LPNA x100); E: freshwater gastropod shell ghosts (microfacies, LPNA x100; F: a cast of internode axis with ghosts of corticating cells of a charophyte alga (microfacies, LPNA x400).

tant quelques bioclastes (fig. 5C), selon la classification de Folk (1959). Selon la classification texturale de Dunham (1962), il s'agit d'un *mudstone* calcaire ou un *wackestone* aux microfaciès variés. Les fantômes de valves d'ostracodes sont abondants (fig. 5D). De rares restes (également fantômes) de gastéropodes dulçaquicoles (fig. 5E), ainsi que d'axes internœuds et de gyrogonites de Charophytes s'y rencontrent (fig. 5F).

Ces caractéristiques témoignent du milieu dans lequel le Calcaire de Beauce s'est formé. Il s'agit d'un calcaire lacustre à palustre dont les boues calcaires à l'origine se sont déposées sur les fonds d'un lac peu profond, largement étendu à l'Aquitanien. Selon les horizons, la masse de calcite aurait pour origine une précipitation du calcaire par l'alcalinisation des eaux consécutive à l'assimilation chlorophyllienne du CO_2 par les végétaux, dont les Charophytes, ou lors d'éventuels blooms (*whitings*) de microphytoplancton (cyanobactéries, diatomées), et également en conséquence de la concentration par l'évaporation au cours de phases de régressions lacustres (Gierlowski-Kordesch, 2010 ; Alonso-Zarza et Wright, 2010). Il s'y ajoute la calcification dans les sols calcimorphes (Freytet et Plaziat, 1982 ; Alonso-Zarza et Wright, 2010) pour ce qui concerne les faciès palustres.

Les bancs de calcaire sont surmontés d'un niveau de calcaire ameubli par la gélifraction qui a été exploitée sous le nom de « mani ». Cette couche est couverte par une formation superficielle sablo-limono-argileuse brune, peu carbonatée, contenant des fragments de calcaire et de meulière, épaisse d'environ 0,5 m (fig. 4). Cette formation superficielle est polygénique : elle est constituée de produits d'altération du calcaire sous-jacent mêlés à des éléments sableux issus du démantèlement des formations miocènes ultérieures et à des apports limoneux éoliens quaternaires.

Les formations exposées dans le site c-FAC

L'ancienne carrière présente aujourd'hui un front sud (environ 30 m de longueur pour 5 m de hauteur) et un front est (longueur 10 m, hauteur 5 m) (figs 3, 6 et 7).

Le Calcaire de Beauce

Le Calcaire de Beauce n'est visible que sur le plancher de la carrière. Il est disposé en bancs décimétriques à pluri décimétriques présentant un faible pendage vers le sud-est. Son épaisseur ne peut être appréciée ici. Il s'agit d'une calcilutite semblable à celle observée à c-HPSG, très riche en carbonates (97 %). La présence d'argile fibreuse (attapulgite) à côté des smectites dans la fraction argileuse confirme les observations de Macaire (1976) et les conditions sub-arides du contexte lacustre. Les bancs sont érodés, formant des gradins dont la surface présente deux aspects très différents. Celle en relief (vers le nord), initialement recouverte par le falun, comporte de multiples perforations de diamètre centimétrique dues à l'activité de pholades (g. *Pholas*) dont les coquilles de certains spécimens fossiles demeurent dans ces cavités (S1, fig. 8) ainsi que d'autres perforations de petite taille, rapportées à *Polydora*. Ces traces fossiles ou ichnofossiles correspondent aux ichnogenres *Gastrochaenolites* et *Polydora*. Des tubes de serpules sont soudés à la surface de ces bancs. L'ensemble des traces fossiles correspond à l'ichnofaciès *Trypanites* caractéristique de substrats indurés ainsi que le représente ici le Calcaire de Beauce avec sa texture compacte fortement cimentée par la calcite et, selon les passées, par la silice. Ces témoignages des fossiles et des ichnofossiles traduisent



Fig. 6 : Vue d'ensemble des fronts dans le site c-FAC. Fig. 6: Overview on c-FAC site quarry faces.



- Fig. 7 : Vue rapprochée du front sud à c-FAC. S1 : surface du Calcaire de Beauce perforée par des pholades ; S2 : surface du Calcaire de Beauce karstifiée et non perforée par les pholades.
- Fig. 7: Close-up view of c-FAC site southern quarry face. S1: Calcaire de Beauce surface perforated by Pholas; S2: Calcaire de Beauce karstified surface, without Pholas burrows.



Fig. 8 : Loges de pholades perforées dans le Calcaire de Beauce à c-FAC. Fig. 8: Pholas burrows in the c-FAC site Calcaire de Beauce.

une exposition du toit des couches de ce calcaire aux eaux marines peu profondes (littoral). L'affleurement actuel représentait le littoral à l'aube du dépôt des faluns au Langhien.

La surface devant le front sud en légère dépression, initialement recouverte par les Sables et marnes du Blésois, est dépourvue de perforations (S2, fig. 7). Elle présente quelques rigoles de dissolution, probables témoins d'une karstification de surface. Cette disposition atteste qu'à cet endroit la surface des calcaires lacustres fut soustraite à l'exposition aux eaux marines. Il n'y a donc pas d'indice de transgression antérieure au dépôt des sables fluviatiles burdigaliens, comme déjà remarqué ailleurs par Collier et Huin (1977). Au contact du calcaire avec la formation sableuse sus-jacente se développe parfois un lit argileux d'épaisseur pluricentimétrique, très peu carbonaté (2,4 % de CaCO₃) et ne contenant que des smectites dans la fraction argileuse. Il peut être d'origine sédimentaire, ou être issu de la décarbonatation du calcaire sous sa couverture sableuse.

Les Sables et marnes du Blésois

Cette formation qui recouvre le Calcaire de Beauce offre une modeste épaisseur à la base du front sud (jusqu'à 1,50 m). Régulièrement recouverte par la chute d'éléments issus du falun qui la surplombe, cette formation a pu être observée en détail lors des opérations de fouilles paléontologiques en 2011 et 2012. Elle se présente sous la forme de faisceaux de sable parfois silteux grisâtre à ocre, à litage oblique, d'inclinaison et orientation variables d'un faisceau à l'autre, et à surfaces d'érosion interfaisceaux irrégulières et incurvées (fig. 9). Des lentilles ou lamines silto-argileuses peuvent être intercalées, parfois démantelées sous forme de galets mous. L'analyse granulométrique par tamisage (échantillon décarbonaté) a montré des teneurs en sables variant de 31,3% (unité 6) à 95,5% (unité 5) avec parfois des petits graviers (de 0% unité 5 à 21% unité 7). Selon les unités, la fraction sableuse peut être homométrique, grossière ou fine, ou hétérométrique. Les grains sont subarrondis pour les plus grands à an-



- Fig. 9 : Vue des sables burdigaliens (unités 1 à 10) dans le front sud du site c-FAC. 1 : sable hétérométrique gris à petits graviers parfois pulvérulents ; 2 : sable moyen à grossier gris laminé ; 3 : sable grossier ocre lité ; 4 : sable fin silto-argileux à lamines alternantes ocres et grises ; 5 : épais (jusqu'à 50 cm) corps de sable moyen, assez homométrique, gris, à lamination fortement oblique ; 6 : silt argilosableux, gris à ocre, à litage peu visible, à grains siliceux noirâtres et carbonatés blanchâtres ; 7 : sable grossier assez homométrique, à petits graviers, ocre à gris, à litage oblique ; 8 : sable hétérométrique lité, à granules siliceux et parfois calcaires, galets mous et lamines plus silteuses ; 9 : sable fin silteux en lamines alternantes grises à ocres ; 10 : sable moyen à grossier, à petits graviers et galets mous.
- Fig. 9: View of the Burdigalian sands (1 to 10 units) in the south face of c-FAC site. 1: greyish heterometric sand with little gravels sometime weathered; 2: greyish medium to coarse laminated sand; 3: ochre layered coarse sand; 4: clayey-silty fine sand with alternating ochre and grey laminae; 5: thick body (up to 50 cm) of grey quite homometric medium sand, with oblique laminae; 6: grey to ochre clayeysandy silt, with not very visible bedding and blackish siliceous or white carbonated grains; 7: ochre to grey quite homometric coarse sand, with little gravels and oblique bedding; 8: beds of heterometric sand, with siliceous or sometime carbonated granules, soft pebbles and laminae of more silty material; 9: alternating ochre and grey laminae of silty fine sand; 10: medium to coarse sand with little gravels and soft pebbles.

guleux pour les petits et quartzo-feldspathiques, avec un peu de muscovite et de calcite. Le quartz domine avec quelques agrégats polycristallins, et les teneurs estimées en feldspaths alcalins correspondent à celles indiquées par Macaire (1977) dans le secteur (15 à 21%) ainsi que par Rasplus (1982) pour l'ensemble de la Sologne (24% en moyenne). Les teneurs en carbonates (calcimétrie Bernard) sont très faibles (de l'ordre de 1%) excepté dans l'unité 6 marneuse (29% de CaCO₃), riche en fraction argilo-silteuse (66,6%). Les smectites, parfois accompagnées de traces de kaolinite, sont largement dominantes dans la fraction argileuse (analyse par DRX).

La variabilité de la granularité et du litage sont caractéristiques de sédiments fluviatiles déposés par un cours d'eau de basse à moyenne énergie, avec des phases d'assèchement temporaire accompagnées de dépôt de carbonates (unité 6) caractéristiques de la partie inférieure de la formation de Sologne (Sables et marnes du Blésois). Le sédiment peut être qualifié de submature (Folk, 1951 et 1959 ; Suttner et Dutta, 1986), mais les teneurs en feldspaths assez élevées et la présence de mica indiquent des apports nets depuis le socle centralien caractéristiques de la Sologne (Rasplus, 1982). C'est dans la couche basale 1 (fig. 9) qu'a été trouvé l'essentiel des fossiles lors des campagnes de fouille de 2011 et 2012.

Les Faluns du Blésois

Structures sédimentaires

Dans la carrière c-FAC, l'épaisseur maximum de falun visible sur le front de taille sud est de 5 m. Ces sables présentent des structures à litage oblique en auge correspondant à des sections de dunes subaquatiques. L'ensemble paraît organisé en quatre petites unités (*cosets*) eu égard à la taille des dunes subaquatiques diminuant de la base vers le sommet et soulignées par les grésifications (fig. 10).

À la partie inférieure (unité 1), un faisceau d'épaisseur métrique de quelques dunes hydrauliques composées de sables grossiers, à disposition en auges d'épaisseurs pluridécimétriques, comporte vers le bas d'abondants blocs centimétriques à pluridécimétriques de grès comportant occasionnellement des galets mous micritiques (fig. 11). Un certain nombre de ces blocs sont colonisés par des huîtres (fig. 12). La malacofaune relativement abondante est dominée par Ostrea crassissima, Ostrea edulis et Turritella sp.

Au-dessus (unité 2 à 4), les sables faluniens se montrent également formés de l'accumulation de dunes hydrauliques à disposition en auges dont l'épaisseur pluridécimétrique à la base s'amincit globalement vers le sommet et au sein des unités (fig. 13). Ces sables présentent des grésifications plus ou moins densément cimentées qui affectent essentiellement le bas des lits frontaux des dunes subaquatiques situés à la base des unités 2 et 3. La disposition des lits frontaux, indiquant le sens de la migration des dunes, semble plutôt organisée selon une direction est-ouest, parfois selon des sens opposés susceptibles d'être liés à des courants de marées. La malacofaune est réduite à l'état de bioclastes.

Dans la partie est du front sud, les limites entre faisceaux à litage oblique montrent un pendage qui s'infléchit vers l'est, dont la valeur ne peut être seulement d'origine sédimentaire (figs 6 et 14). L'origine tectonique de cette inflexion sera discutée plus loin.

Teneur en carbonates et granularité des sédiments

Les analyses ont porté sur un total de 18 échantillons de falun non grésifié prélevés dans les 4 unités et localisés sur la fig. 10.





Fig. 10 : Coupe du falun langhien dans le front sud de la carrière c -FAC. 1 à 4 : unités décrites dans le texte. Points blancs : échantillons analysés.

Fig. 10: Section in the Langhian falun in the c-FAC quarry south face. 1 to 4: units described in the text. White points: analyzed samples.

Les teneurs en carbonates ont été déterminées par pesée avant et après attaque par HCl, et les analyses granulométriques ont été effectuées par tamisage sur les échantillons décarbonatés : elles ne prennent donc pas en compte les bioclastes qui, cependant, représentent une masse importante du sédiment. Quelques indices granulométriques ont été calculés avec le logiciel GradiStat (Blott et Pye, 2001) par la méthode des moments arithmétiques : Moyenne (M en mm), D90 (taille des particules les plus grosses à 90% de la courbe cumulée des poids, en mm), et Indice de Classement IC (plus l'indice est grand, plus mauvais est le classement) (fig. 15). L'espacement vertical de l'échantillonnage ne permet cependant pas d'obtenir une image fidèle de l'évolution granulométrique à fine échelle.

À tous les niveaux, la fraction non carbonatée est dominée par le sable : elle est très pauvre en fraction silto-argileuse (moins de 5%) et en graviers (\pm 1% sauf pour l'échantillon le plus basal). L'unité inférieure 1 a une teneur très faible en carbonates à sa base (1,6%). Au -dessus les teneurs sont voisines de 42%. La taille des grains de sable (M = 1,623 à 0,370 mm; D90 = 4,07 à 0,56 mm; IC = 3850 à153), grossiers (avec 20% de graviers) et plutôt mal classés à la base, décroît vers le haut. Dans l'unité 2, les teneurs en carbonates oscillent autour de 39% et la granularité des sables, moyens et bien classés, est assez homogène (M = 0,245 à 0,377 mm, D90 = 0,375 à 0,590 mm et IC = 120 à 180). Dans l'unité 3 les teneurs en carbonates sont plus élevées et va-



Fig. 11 : Vue rapprochée de l'unité 1 de falun à c-FAC. Fig. 11: Close-up view of falun unit 1 of c-FAC site.

riables (46,3 à 65,5%), et les sables sont légèrement plus grossiers : M = 0,504 à 0,609 mm et D90 = 0,813 à 1,166 mm avec un IC de 302 à 490. Les couches les plus superficielles (unité 4) ont des teneurs en carbonates comparables à celles de l'unité 3 (34,1 à 55,5%) mais la granularité des sédiments décroît nettement vers le haut : M varie régulièrement de 0,473 mm à 0,199 mm et D90 de 0,762 à 0,376, tandis que le classement, bon, varie peu (IC = 120 à 279). Aux différents niveaux, la grésification paraît principalement liée à la granularité des sables, la cimentation s'étant plutôt opérée dans les lits plus grossiers.

Microfaciès

Les teneurs en carbonates des sédiments non grésifiés (34,1 à 65,5%) reflètent les proportions en bioclastes calcaires et, pour une petite quantité, de ciment calcaire. Les échantillons étudiés en lames minces au microscope correspondent aux sables indurés, plus ou moins consolidés par la calcite (voir *infra*) : selon la classification texturale de Dunham (1962) ce sont des *grainstones* (fig. 16A, B). Quelques passées millimétriques - lits fins qui s'intercalent au sein des lits sableux - présentent une matrice fine composée de limons et d'argiles (au sens granulométrique),



Fig. 12 : Bloc de grès colonisé par des huîtres dans l'unité 1 de falun à c-FAC. Fig. 12: Sandstone boulders colonized by oysters of falun unit 1 of c-FAC site.



Fig. 13 : Dunes hydrauliques dans l'unité 2 de falun à c-FAC. *Fig. 13: Hydraulic dunes in falun unit 2 of c-FAC site.*



Fig. 14 : Vue des formations géologiques à l'angle entre les fronts sud et est à c-FAC. Fig. 14: View of geological formations at the junction between south and east faces in the c-FAC site.



Fig. 15 : Teneurs en carbonates et granularité des faluns au site c-FAC. Unités 1 à 4 : falun. Localisation des échantillons : voir figure 10. Indices granulométriques calculés avec le logiciel GradiStat (Blott et Pye, 2001).

Fig. 15: Carbonate contents and grain-size of falun in c-FAC site. 1 to 4 units: falun. Sample location: see figure 10. Granulometric indices calculated with the GradiStat software (Blott and Pye, 2001).

formée surtout de *micrite* (fig. 16C). Les *grainstones* peuvent ainsi comporter des passées de *packstones*, liées à la survenue sporadique d'épisodes relativement calmes permettant le dépôt de particules fines.

Les éléments constitutifs des sédiments sont mixtes, terrigènes et bioclastiques. Dans l'ensemble, selon les proportions d'éléments détritiques – essentiellement quartz et feldspaths – et de bioclastes – essentiellement calcaires - ce sont des calcarénites quartzeuses et, moins fréquemment cependant, des quartzarénites calcaires.

Les éléments terrigènes sont essentiellement des grains de quartz (fig. 16D) accompagnés d'un peu de feldspaths alcalins avec de rares microclines. Les teneurs estimées en feldspaths relativement à l'ensemble quartz + feldspaths correspondent aux indications de Macaire (1977) : 5 à 10%. Les micas sont rares (muscovite et exceptionnelle biotite chloritisée). Les lithoclastes (agrégats polycristallins) sont assez fréquents, issus de roches granitiques ou métamorphiques. Les grains de quartz présentent des degrés d'arrondi (Graham, 1991) variés selon les cas, entre subanguleux à subarrondi, les petits grains étant généralement anguleux, les plus gros plutôt arrondis. Observés à la loupe binoculaire, les grains de sable ont souvent une surface luisante caractéristique du brassage en milieu marin. La glauconie est peu fréquente, rarement en grain, plutôt au sein de loges de bioclastes.

Les bioclastes observés sont tous de nature calcaire. Ils sont variés et les proportions des divers groupes sont différentes selon les horizons. Leur taille est plus ou moins comparable à celle des éléments silicoclastiques (fig. 16D) : ce sont des fragments de squelettes d'organismes (coquilles, tests) remaniés, brisés et usés par les vagues et/ou par les courants au cours du transport et, pour certains, grâce à une bioérosion ou une fragilisation par les organismes microbiens. Les bioclastes les plus fréquents proviennent de bivalves (fig. 16E), de colonies de bryozoaires (fig. 16G), d'ossicules d'échinodermes (fig. 16D) et de foraminifères benthiques, plus rarement de planctoniques. Les fragments de rhodophycées, de gastéropodes sont moins représentés. Les péloïdes sont en faible proportion. Les bioclastes de bivalves calcitiques sont plutôt bien préservés ce qui n'est pas le cas des bioclastes en aragonite (fig. 16F) incluant les gastéropodes, d'où la fréquence de fantômes de ce type de coquilles en certaines passées, notamment vers le sommet de la coupe (fig. 16H), ce qui peut être lié aux processus d'altération superficielle récents. Bien que la macrofaune ne soit caractérisée que par des fragments, Barrier et Goddÿn (1998) ont identifié Chlamys multistriata, Ancilla obtesta, Pecten subarctuatus, Turritella subangulata, Glans trapezia, Corbula revoluta et Glycimeris sp.. Parmi les pièces de colonies de bryozoaires, ces auteurs ont par ailleurs noté Cellaria fistulosa, Crisia elongata, Steginoporella elegans, Hornera frondiculata.

Entre les éléments figurés (abstraction faite des passées de *packstone*), le ciment est peu représenté : il forme une simple frange plutôt isopaque de petits cristaux de calcite autour des éléments (fig. 16A, B). La porosité est ainsi très élevée. Lorsque la cimentation est plus poussée, la sparite envahit les espaces entre les grains et se développe de manière syntaxiale sur les ossicules d'échinodermes (fig. 16D).

Eléments d'interprétation

Les structures sédimentaires correspondant à des dunes subaquatiques et les indices granulométriques traduisant un transport des particules par roulement sur le fond, dénotent une énergie substantielle des courants, de l'ordre de 0,50 à 0,90 m.s-1 et une relative faible profondeur de dépôt plutôt caractéristique de l'avant-plage. Cela est corroboré par les très abondants bioclastes, et notamment par la présence de certaines colonies de bryozoaires comme Crisia sp., typiques d'un milieu infralittoral (Barrier et Goddÿn, 1998) selon la zonation bionomique de Pérès (1961). Il doit cependant être précisé que les bioclastes, dans leur ensemble, sont remaniés ; l'accumulation des débris d'organismes provenant de différents milieux, quoique proches, ne constituant qu'une taphocénose. Le fort brassage des grains en zone littorale explique l'émoussé et l'aspect luisant des grains de quartz et les faibles teneurs en feldspaths relativement aux sables burdigaliens sous-jacents.

Dans le contexte du golfe de la Mer des Faluns, les dépôts se sont mis en place sous l'influence de courants de marées (sens des litages souvent inversés). Les lits à matrice micritique (packstones) observés en lame mince indiquent des phases sporadiques plus calmes permettant le dépôt de particules fines. La force des courants, importante à la base des faluns transgressifs remaniant les sables fluviatiles burdigaliens (unité 1), s'est ensuite affaiblie (unité 2), pour passer à une légère recrudescence (unité 3) avant une diminution progressive vers le sommet (unité 4) : cette réduction d'énergie paraît liée à un approfondissement du milieu. Cette disposition illustre ainsi une rétrogradation, c'est-à-dire une migration des systèmes sédimentaires vers la terre. Barrier et Goddÿn (1998) rapportent les faluns de c-FAC à la séquence 4 de leur mégaséquence de dépôt en milieu infralittoral inférieur à circalittoral.

Beaucoup de niveaux sont grésifiés. Les blocs de grès présents dans l'unité 1 (fig. 12) correspondent au démantèlement de grès de plage («beachrock») développés aux dépens des sables burdigaliens et des premiers dépôts des sables des faluns lors de la transgression. Dans ces grès, le ciment est largement représenté. Les grès en place dans les unités supérieures ont une origine différente. Les grésifications se sont opérées préférentiellement aux dépens des sédiments les plus grossiers où la porosité plus élevée a permis une percolation des solutions chargées de carbonates. Le ciment calcitique en franges peut s'être développé au cours de la diagenèse précoce dans le sédiment (à proximité de l'interface eau-sédiment) à partir de calcite magnésienne ou d'aiguilles d'aragonite (ce minéral étant à l'équilibre dans les conditions chimiques de l'océan au cours du Néogène comme actuellement : rapport molaire Mg/Ca entre 4 et 5) (Hardie, 1996 ; Stanley, 2006). Au cours de processus diagénétiques plus tardifs la calcite aurait ultérieurement remplacé ce minéral,



- Fig. 16 : Microfaciès du falun. A : sable peu cimenté (texture grainstone) ; ciment de calcite en franges autour des grains de bioclastes (x100, LPNA-LPA) ; B : ciment calcitique en franges au sein d'un fragment de colonie de bryozoaires (x100, LPA) ; C : matrice fine liant les grains de sable. Texture packstone (x100, LPNA-LPA) ; D : calcite syntaxique sur un ossicule d'échinoderme (x100, LPA) ; E : fragments d'une coquille de bivalve, couche prismatique composée de calcite (x100, LPA) ; F : fragment d'une coquille de bivalve composée d'aragonite (x40, LPA) ; G : fragments de colonies de bryozoaires (x100, LPA) ; H : fantômes de fragments de coquilles de bivalves dont la matière minérale en aragonite a subi la dissolution (x40, LPA).
- Fig. 16: Microfacies of falun. A: lightly cemented sand (grainstone); calcite cement in fringes around the bioclasts (x100, LPNA-LPA); B: calcitic cement in fringes within a fragment of bryozoan colony (x100, LPA); C: fine matrix binding the sand grains; packstone texture (x100, LPNA-LPA; D: syntaxic calcite on an echinoderm ossicle (x100, LPA); E: fragments of a bivalve shell, prismatic layer composed of calcite (x100, LPA); F: fragment of a bivalve shell composed of aragonite (x40, LPA); G: fragments of bryozoan colonies (x100, LPNA); H: ghosts of fragments of bivalve shells whose aragonite has undergone dissolution (x40, LPA).

ainsi que le nombre de coquilles aragonitiques ayant subi la dissolution. La calcite constituant le ciment des grès pourrait aussi avoir une origine post-sédimentaire plus récente et provenir de l'altération de la couverture superficielle avec migration en profondeur et précipitation des carbonates. Cette origine est appuyée par l'augmentation de la fréquence des lentilles gréseuses (fig. 10) et des teneurs en carbonates, y compris dans les bancs peu consolidés (fig. 15), vers le haut de la coupe, dans l'unité 4.

La formation superficielle

Dans le front sud, le falun langhien est recouvert d'une formation superficielle brune dont l'épaisseur est un peu plus faible à l'ouest (0,8 m) qu'à l'est (1,2 m) (figs 6 et 17). Cette formation est peu à pas carbonatée. Les deux échantillons analysés (figs 10 et 15) montrent un enrichissement en fraction silto-argileuse vers le sommet (38,9 et 58,7%) et une fraction sableuse fine. De rares graviers siliceux peuvent être observés. Cette formation polygénique est constituée de résidus de l'altération superficielle du falun auxquels se sont mêlés des résidus des formations néogènes qui pouvaient le couvrir et des apports silto-sableux éoliens quaternaires.

Les sables rougeâtres

Cette formation, étudiée ci-après, a été découverte récemment lors de la prospection par sondages et forages. Elle a pu être observée ensuite dans le front est de la carrière c-FAC lors des travaux de nettoyage (fig. 14). Sablo-silto-argileuse, assez homogène d'aspect et d'une épaisseur de l'ordre de 1 m, elle est située entre le falun et la formation superficielle.

Nouvelles données paléontologiques dans c-FAC

Les fouilles effectuées en 2011 et 2012 par une équipe du Muséum national d'Histoire naturelle (S. Sen, S. Peigné, C. Métais, P. Tassy, C. Argot et F. Fack) ont permis de récolter une soixantaine de spécimens de vertébrés déterminables dans les sables fluviatiles m1b et une quinzaine de spécimens dans le falun marin m2a. Ce matériel n'est pas encore été totalement étudié, mais les premières observations confirment les données de Ginsburg (2000). Le lavage-tamisage d'environ 200 kg de sables fluviatiles a livré, en plus des restes de poissons, des dents de crocodiles et des os de squamates, une quinzaine de dents de micromammifères : une prémolaires d'insectivore, 10 dents de lagomorphes et quatre molaires de rongeurs. Les taxons représentés sont Erinaceidae g. et sp. indet., Prolagus oeningensis (Koenig, 1825), Lagopsis sp., Cricetodon aureus (Mein et Freudenthal, 1971), Megacricetodon collongensis (Mein, 1958) et Miodyromys aegercii (Baudelot, 1972) (fig. 18). Ces taxons sont en accord avec ceux trouvés au Mincé près de Thenay (Ginsburg et Sen, 1977 ; Sen et Makinsky, 1983), et à Contres (Augé et al., 2002). Ils sont connus en Europe occidentale comme éléments de faunes de la zone MN5 à la transition Miocène inférieur-Miocène moyen.

NOUVELLES DONNÉES ISSUES DE LA PROSPECTION ENTRE LES SITES c-FAC ET c-HPSG

Prospection géophysique

Sur le site f-HPSG (fig. 3C), une prospection électrique a été effectuée le 21 octobre 2013 par l'EA 6293 GéHCO de l'université de Tours selon plusieurs profils. La surface prospectée (1 ha environ) est plane, si l'on excepte une très légère cuvette dans la partie sud-ouest du site.

Méthodes

La conductivité électrique des terrains a été mesurée avec deux outils :

- un conductivimètre EM31 (Géonics) qui permet de mesurer la conductivité électrique du sous-sol sans contact direct avec le



Fig. 17 : Vue rapprochée de la formation superficielle à c-FAC. Fig. 17: Close-up view of the surficial formation in c-FAC site.



- Fig. 18 : Représentation de dents de lagomorphes et rongeurs des sables fluviatiles du Four à Chaux. *Prolagus oeningensis* : A, p3 gauche (1,64 x 1,59) ; B, P3 gauche (1,44 x 2,12) ; C, P4 droite inversée (1,25 x 1,97) ; D, M1 gauche (1,13 x 1,91). *Lagopsis* sp. : E, molaire supérieure gauche (1,46 x 2,67). *Miodyromys aegercii* : F, m2 gauche (1,43 x 1,41). *Megacricetodon collongensis* : G, M2 gauche (1,20 x 1,10) ; H, m3 droite inversée (0,99 x 0, 75). *Cricetodon aureus* : I, M1 gauche (3,27 x 2,12). Toutes les figures représentent la surface occlusale des dents.
- Fig. 18: Teeth of lagomorphs and rodents from the fluviatile sands of Four à Chaux. Prolagus oeningensis: A, left p3 (1.64 x 1.59); B, left P3 (1.44 x 2.12); C, right P4 reversed (1.25 x 1.97); D, left M1 (1.13 x 1.91). Lagopsis sp.: E, left upper molar (1.46 x 2.67). Miodyromys aegercii: F, left m2 (1.43 x 1.41). Megacricetodon collongensis: G, left M2 (1.20 x 1.10); H, right m3 reversed (0.99 x 0.75). Cricetodon aureus: I, left M1 (3.27 x 2.12). All illustrations show occlusal surface of teeth.

sol (méthode par induction électromagnétique dite « Slingram » ; McNeil, 1980). La profondeur d'investigation est de 6 m environ dans le mode de prospection utilisé, mais les mesures concernent principalement la couche comprise entre 1 et 3 m. Des tests ont été effectués avant la prospection pour s'assurer de l'absence de perturbations qui pourraient être liées notamment à l'usine bordant le site à l'ouest. L'espacement moyen des points de mesures EM31 est de 5 m le long des profils, eux-mêmes espacés de 5 m, donc selon une maille carrée de 5 m de côté. Au total, 28 profils de conductivité ont été réalisés dans le site f-HPSG, soit une longueur cumulée d'environ 2,5 km, pour 500 points de mesure. La prospection EM31 a permis d'obtenir une carte de conductivité en millisiemens par mètre (mS/m) de l'ensemble du site prospecté (fig. 19). Les mesures ayant été réalisées sur une seule journée par temps sec, la conductivité est supposée ne pas avoir varié durant la durée de la prospection.

- un conductivimètre EM38 (Géonics). Cet appareil fonctionne selon le même principe que l'EM31, mais sa profondeur d'investigation est plus faible (0,5 m et 1 m). Il n'a été utilisé que pour le profil de référence réalisé dans la diagonale de la parcelle (localisation fig. 19).

Résultats et interprétations

Carte de conductivité

La carte de conductivité établie avec l'EM31 met clairement en évidence 2 zones :

- une zone résistante (gris clair à blanc sur la fig. 19) de faible étendue, située au nord-ouest en bordure de la carrière c-FAC, où la conductivité est comprise entre 10 et 20 mS/m, ce qui correspond à une résistivité de 50 à 100 Ω m. Cette zone se prolonge vers le nord-est dans le champ cultivé ;

- une zone conductrice au sud (gris foncé à noir), couvrant tout le reste du secteur d'étude : la conductivité est comprise entre 20 et 40 mS/m (soit une résistivité de 25 à 50 Ω m). Cette zone n'est pas électriquement homogène : elle montre notamment un couloir plus conducteur orienté NW-SE, lui-même parallèle à une dorsale plus résistante située immédiatement à l'est. Au sud une autre structure plus résistante se dessine, mais l'espacement des profils ne permet pas de préciser sa géométrie.

L'hypothèse la plus probable pour expliquer cette distribution de la conductivité est la présence de 2 substrats différents : au nord-ouest, la zone plus résistante (conductivité < 20 mS/m) pourrait traduire l'extension sud du falun fortement poreux qui affleure dans la carrière c-FAC, tandis que la conductivité plus élevée (> 25 mS/m) dans le reste de la parcelle correspondrait à l'extension vers le nord du calcaire lacustre, plus compact et moins poreux, qui affleure dans la carrière c-HPSG. Précisons que le calcaire affleurant au fond de la carrière c-FAC a une conductivité de 32 mS/m (à l'EM31). Dans le site f-HPSG, la variation de conductivité pourrait être due à la présence des poches de formations superficielles plus argileuses, et en s'approchant de la carrière c-HPSG à des remblais d'exploitation.

Le trait pointillé d'orientation générale WSW-ENE et en forme de Z sur la carte de conductivité est la position approximative de la transition (discontinuité) entre la zone résistante et la zone conductrice. La zone résistante correspond approximativement à l'ancienne carrière de falun c-FAC, mais s'étend aussi à l'extrême nord-est de la zone prospectée. La discontinuité ne s'accompagne d'aucune anomalie visible en surface (variation topographique, changement de végétation...). Le caractère abrupt de cette limite évoque un changement de faciès brutal d'origine paléomorphologique ou tectonique (faille).



Fig. 19 : Carte de conductivité électrique (A) et localisation de la zone prospectée dans la RNRG (B).

Fig. 19: Electrical conductivity map (A) and location of prospected area in the GRNR (B).

Profil de référence

Le profil de conductivité de référence (fig. 20), long de 100 m et orienté NW-SE est localisé sur la fig. 19. La conductivité a été mesurée tous les 5 m depuis l'extrémité nord-ouest du profil, pour trois profondeurs d'investigation différentes : 6m avec l'EM31, 1m avec l'EM38 en mode V et 0,5 m avec l'EM38 en mode H. La courbe obtenue avec l'EM31 montre que la transition assez brutale entre 25 et 45 m, entre la zone résistante au nordouest et la zone conductrice au sud-est, correspond à un changement lithologique assez profond (jusqu'à 6 m). Cependant, la transition électrique encore plus marquée à faible profondeur (jusqu'à 1 m) entre 30 et 40 m sur le profil, réalisé avec l'EM38 en mode V, semble plutôt indiquer une influence des faciès les moins profonds. Quant au profil obtenu avec l'EM38 en mode H, il ne montre pratiquement plus de variation de conductivité : la faible profondeur d'investigation ne concerne que le « sol », plus homogène, sans atteindre les formations géologiques sousjacentes. La zone plus résistante observée par les trois méthodes entre les points 60 et 80 m le long du profil paraît surtout due à un épaississement des formations superficielles de type « sol ».

Conclusion de la prospection géophysique

Les données géophysiques montrent donc une forte hétérogénéité cartographique des propriétés électriques du sous-sol dans le site f-HPSG et à l'est de la carrière c-FAC, probablement liées à des variations de faciès lithologiques. Le caractère brutal des variations pourrait être d'origine tectonique (faille) ou érosive (paléorelief). Ces observations ont incité à approfondir la prospection par des sondages mécaniques superficiels et des forages plus profonds.

Prospection par sondages et forages mécaniques

Sondages

7 fosses (S1 à S7) ont été creusées à la pelle mécanique jusqu'à une profondeur maximum de 3 m environ, en novembre 2013. Elles sont localisées sur la figure 21. Étroites et peu accessibles, ces fosses ne permettaient qu'une observation rapide et approximative des faciès et de leurs limites stratigraphiques. Les observations effectuées sont les suivantes :



Fig. 20 : Profils de conductivité électrique de référence sur le site f-HPSG. Localisation : voir figure 19.

Fig. 20: Reference electrical conductivity profiles in the f-HPSG site. Location: see figure 19.



Fig. 21 : Carte de localisation des sondages, des forages carottés et des coupes stratigraphiques.

Fig. 21: Location map of borings, core drillings and stratigraphic sections.

- S1 (profondeur 90 cm) :

0-70 cm, « sol » brun sablo-limoneux,

70-90 cm, falun (refus au-delà) ;

- S2 (profondeur 310 cm) :

0-80 cm, « sol » brun sablo-limoneux,

80-310 cm, sable rouge-orangé, un peu argileux, d'aspect homogène ;

- S3 (profondeur 130 cm) :

0-60 cm, « sol » brun sablo-limoneux,

60-120 cm, sable rouge-orangé, un peu argileux, d'aspect homogène,

120-130 cm, falun (refus au-delà);

- S4 (profondeur 300 cm) :

0-80 cm, « sol » brun sablo-limoneux,

80 à 300 cm, sable rouge-orangé un peu argileux, d'aspect homogène ;

- S5 (profondeur 290 cm) :

0-80 cm, « sol » brun limono-sableux,

80-250 cm, limon sablo-argileux gris et ocre clair (hydro-morphies),

250 à 290 cm sable rouge-orangé peu argileux ;

- S6 (profondeur 210 cm) :

0-80 cm, « sol » brun limono-argileux,

80 à 200 cm, limon argileux mêlé à un peu de sable, passées roussâtres,

200-210 cm, calcaire marneux beige altéré (refus au-delà) ;

- S7 (profondeur 220 cm) (au fond d'une légère dépression, ancienne extraction probable de calcaire) :

0-180 cm matrice limono-argileuse brune à passées plus sableuses rousses et blocs de calcaire mêlés (remblai anthropique),

180-220 cm, blocs de calcaire \pm en place (refus au-delà).

Ces sondages montrent la disparition rapide du falun au sud du site c-FAC et la présence de plus en plus superficielle du calcaire lacustre de Beauce en s'approchant du site c-HPSG. Ils montrent surtout l'existence d'une autre formation représentée par des sables rougeâtres homogènes, un peu argileux (sondages S2, S3, S4 et S5), pouvant atteindre plus de 230 cm d'épaisseur sous le « sol » (S2) et recouvrant localement le falun dans la zone de transition de la conductivité électrique du sous-sol (S3). Ces sables peuvent aussi se trouver plus en profondeur (à 250 cm en S5) sous une formation limono-sableuse grisâtre en se rapprochant de la partie orientale de f-HPSG.

Forages carottés

Quatre forages carottés (FC 1 à FC 4) localisés sur la figure 21 ont été réalisés en 2014 et 2015 avec une foreuse à percussion de type Eijkelkamp®. Les logs de forages sont représentés sur la figure 22 avec leur interprétation stratigraphique. Cinq formations distinctes ont été observées. Elles sont notées selon les conventions de la carte géologique.

Le Calcaire de Beauce aquitanien (m1a) a été atteint à la base de la pile dans les forages FC1, FC3 et FC4 à des profondeurs



Fig. 22 : Logs des forages carottés et interprétation stratigraphique. Fig. 22: Logs of core drillings and stratigraphic interpretation.

respectives de 5,75, 7,65 et 4,70 m. Le refus à 6,30 m dans le forage FC 2 pourrait aussi correspondre au toit du calcaire. Dans le forage FC1 seulement, le calcaire est recouvert d'un matériau sableux gris à beige épais de 1,70 m environ, à lits de granularité variable, parfois argileux et peu à pas carbonaté. Ce matériau est rapporté à la formation des sables et marnes burdigaliennes du Blésois (m1b) par analogie de faciès avec cette formation dans le site c-FAC. Le falun franc (m2a), sableux, à fragments de coquilles nettes, manque dans les forages FC1 et FC2. Peu épais (1 à 1,50 m), il recouvre directement le calcaire de Beauce (m1a) dans les forages FC3 et FC4.

Ces formations sont recouvertes par une formation sableuse épaisse de plusieurs mètres, post-falunienne, comprenant deux unités interprétées comme fluviatiles, notée provisoirement m2bp (Serravalien à Pliocène). De bas en haut :

- des sables et graviers carbonatés beige clair à légèrement orangés dépourvus de fragments de coquilles visibles macroscopiquement. Ils renferment de nombreux graviers roulés de grès faluniens à divers niveaux [unité m2b-p (1)]. Ce dépôt peut recouvrir le falun m2a à proprement parler (forage FC3 et FC4) ou les sables du Blésois m1b (forage FC1), voire peut-être directement le Calcaire de Beauce m1a (forage FC2). Il paraît dériver du remaniement du falun par voie fluviatile sur une faible distance ;

- des sables bruns à rougeâtres, peu argileux, plus ou moins lités, de granularité variable selon les lits et peu à pas carbonatés [unité m2b-p (2)]. Ils sont plus compacts dans leur partie supérieure, parfois un peu plus limoneux et à traces d'hydromorphies. Ils recouvrent toujours l'unité précédente [unité m2b-p (1)] et sont minces (0,15 m dans FC4) à très épais (4,3 m dans FC2). Leur couleur rougeâtre homogène rappelle celle des altérites de falun visibles actuellement, dont ils semblent dériver par reprise fluviatile.

Une formation silto-argilo-sableuse, brune, compacte, similaire à la formation superficielle polygénique observée dans les carrières c-FAC et c-HPFG, forme la partie supérieure des piles stratigraphiques dans les quatre forages [(C)Rm2a]. Son épaisseur varie de 1 m à 1,6 m.

Coupes déduites de l'observation des fronts de carrières, des sondages et des forages carottés

Les observations effectuées dans les fronts de taille c-FAC et c-HPSG, et dans les sondages et forages effectués dans f-HPSG ont permis de construire les coupes A, B et C (fig. 23).

La coupe A, N-S, montre que :

- la cote du toit du calcaire lacustre aquitanien (m1a) croît progressivement du nord (environ 97 m au fond de c-FAC) à un peu plus de 100 m au sud (c-HPSG) ;

- la formation fluviatile burdigalienne du Blésois (m1b), visible en partie inférieure du front sud de c-FAC, disparaît à environ 50-60 m plus au sud. Elle remplit une ancienne dépression façonnée dans le Calcaire de Beauce ;

- le falun langhien (m2a) disparaît à peu de distance au sud du front de c-FAC ;

- une formation sableuse dépourvue de coquilles (m2b-p) comble une dépression de forme dissymétrique (bordure nord plus pentue que la bordure sud), profonde d'au moins 4 m, façonnée dans les formations précédentes. Cette formation sableuse est issue principalement de l'érosion du falun [unité m2b-p (1) un peu carbonatée et à graviers de grès falunien] ou des produits de son altération [unité m2b-p (2) non carbonatée, à coloration rougeâtre homogène] ; - une altérite polygénique [(C)R] sablo-silteuse sur les formations sableuses (m2a, m2b-p), plus argileuse sur le calcaire de Beauce (m2a) coiffe la pile et porte le sol actuel ;

- d'anciennes zones exploitées sont comblées de matériaux hétérogènes (X) de remblais, en parties moyenne et sud de la coupe.

La coupe B, SW-NE, passant par les forages FC1 et FC2 montre un fort décalage vertical dans la formation m2b-p:

- la cote du toit de l'unité fluviatile m2b-p (1) à graviers de falun remanié est décalée d'environ 2 m entre les deux forages ;

- la formation fluviatile rougeâtre m2b-p (2) double d'épaisseur vers l'est.

Le calcaire lacustre m1a rencontré à 5,75 m de profondeur sous la couverture de sables et marnes du Blésois (m1b) dans FC1 n'a pas été atteint à 6,30 m dans FC2.

La coupe C, W-E, montre une forte différence entre les formations et leurs cotes affleurant dans les fronts de c-FAC et celles recoupées par les forages, notamment FC3 situé à 11 m du front est de c-FAC :

- le toit du calcaire lacustre m1a est abaissé d'environ 2 m dans FC3 relativement à la carrière c-FAC. Il remonte fortement vers l'ouest (3 m de dénivelée environ) entre FC3 et FC4 ;

- la formation sableuse fluviatile m1b présente à c-FAC est absente dans FC3 et FC4 ;

- le falun langhien m2a qui forme l'essentiel des coupes dans le site c-FAC (environ 5 m d'épaisseur) est brutalement réduit à une épaisseur d'environ 1 m dans FC3 et FC4, et ses cotes (mur et toit) ne sont pas en coïncidence entre c-FAC et FC3 ;

- les deux unités sableuses de la formation m2b-p, peu visibles dans le front est de la carrière c-FAC [unité m2b-p (2) seulement], constituent l'essentiel de la pile dans FC3 ;

- la formation superficielle (C)R recouvre l'ensemble des autres formations dans c-FAC et les forages FC3 et FC4. Elle est légèrement plus épaisse dans les forages.

En résumé, le falun m2a et les sables fluviatiles m2b-p comblent une dépression façonnée dans le calcaire de Beauce aquitanien (m1a) dont la cote du toit remonte de 97 m dans c-FAC à 98,5 m vers l'est (coupe B) et à 100,5 m vers le sud pour affleurer dans c-HPSG (coupe A). La formation sableuse fossilifère du Burdigalien (m1b) dont l'épaisseur peut dépasser 1 m, se trouve préservée au fond de cette dépression sous le falun ou les sables fluviatiles m2b-p : cette formation semble peu étendue, seulement d'une cinquantaine de mètres au sud du front principal de c-FAC. Elle n'a pas été observée à l'est du front est de cette carrière.

Discussion et interprétation des nouvelles observations

Une nouvelle formation : les sables fluviatiles post-langhiens « de Pontlevoy »

Les sondages et forages carottés confirment la variation de conductivité indiquée par la prospection électrique (fig. 19) : le falun langhien (m2a) qui affleure dans le site c-FAC disparaît à quelques mètres au-delà des fronts sud et est de l'ancienne carrière. Ce morcellement des affleurements de falun où ont été ouvertes les carrières n'est pas pour surprendre car il avait déjà été observé lors des précédentes campagnes de forages dans les secteurs de Thenay et de Contres (Roux *et al.*, 1980). Il rend la cartographie précise de cette formation particulièrement difficile. Au sein de la RNRG de Pontlevoy, le falun passe latéralement à une





nouvelle formation notée m2b-p, non identifiée jusqu'à présent dans le secteur et constituée de deux unités sableuses superposées : l'unité m2b-p (1), peu épaisse (1 m environ), un peu carbonatée mais sans fragments de coquilles visibles macroscopiquement et à graviers de grès falunien remaniés, et l'unité m2b-p (2) brun rougeâtre, plus ou moins litée, non carbonatée, pouvant dépasser 4 m d'épaisseur. L'unité m2b-p (2) à sables rougeâtres a également été identifiée récemment (2018) sous la formation C(R) dans la partie est du front sud et dans le front est de c-FAC, après que ceux-ci aient été nettoyés lors des opérations d'aménagement (fig. 14). Cette formation comble des dépressions dissymétriques inscrites dans le falun et bien délimitées dans deux de leurs dimensions : 80 m de largeur et 4 m de profondeur au sud de c-FAC (fig. 23 coupe A) et 40 m de largeur pour 6 m de profondeur à l'est (fig. 23 coupe C). Cette paléomorphologie du toit du falun et la nature fluviatile des sédiments qui l'oblitèrent évoquent un chenal façonné par un cours d'eau après le retrait de la mer.

Peu de formations autres que les formations superficielles quaternaires ont été décrites au-dessus des faluns langhiens dans le sud du Blésois. L'unité de sables rouges « de Pontlevoy » m2b-p (2) qui constitue ici l'essentiel de la formation m2b-p est différente de la formation deltaïque m2aS recouvrant le falun au nord de Contres (Macaire et Rasplus, 1975). Cette dernière présente des caractères rappelant ceux de la formation de Sologne : présence de graviers, notamment de silex, teinte brun jaunâtre clair à bandes d'accumulation argilo-ferriques caractéristiques des vieux sols développés dans cette formation (Rasplus, 1982), et teneur en feldspaths potassiques dans les sables (10 à 17%) intermédiaire entre celle des faluns (moins de 10 %) et celles des sables de Sologne (en moyenne 24% : Rasplus, 1982). Ces caractères indiquent des apports frais (sables de maturité minéralogique moyenne - Suttner et Dutta, 1986) issus du bassin versant solognot. De plus le litage oblique régulier affectant l'ensemble du corps sédimentaire de la formation m2aS, caractéristique d'un front de progradation deltaïque, indique la proximité de la mer et un âge langhien probable pour ces sables.

D'autres dépôts fluviatiles à sables feldspathiques et graviers de quartz très roulés, notés m3-p sur la carte géologique, situés de part et d'autre de la Loire, indiquent des apports depuis le Massif central (Macaire, 1976). Certains recouvrent le falun comme à la Mossuère près de Seillac en rive droite de la Loire (Caudron *et al.*, 1972). D'autres contenant des traces de minéraux de volcanisme (pyroxènes) sont attribués au Quaternaire ancien (Macaire, 1981).

Les sables m2b-p dit ici « de Pontlevoy » en raison de leur originalité observée nulle part ailleurs, sont d'origine locale et présentent une forte maturité minéralogique. La présence de carbonates et de graviers de grès falunien dans l'unité m2b-p (1) indique le remaniement local du falun au fond du chenal qui l'a incisé. Les sables de la principale unité m2b-p (2) sont uniformément rougeâtres, assez homométriques dans les fractions sableuses fine et moyenne, dépourvus de graviers et non carbonatés. Ils peuvent être assez riches en silt (environ 40% dans un échantillon prélevé à 2,5 m de profondeur dans le sondage S2, fig. 21 et très peu argileux (2%). Comme dans le falun, le sable est pauvre en feldspaths (quelques %) et les grains de quartz ont un émoussé luisant caractéristique d'un façonnement en milieu marin. Ces sables rougeâtres ont donc été essentiellement alimentés aux dépens d'altérites de falun et déposés par un cours d'eau de faible énergie.

L'âge de cette formation m2b-p est incertain : Langhien terminal ? Serravallien ? Miocène supérieur ? Pliocène ? La production sédimentaire d'origine locale (falun et son altérite) indique que ce cours d'eau avait un bassin versant peu étendu ; son chenal était cependant assez fortement incisé dans le falun (au moins 5 m). Précisons qu'il n'y a pas de lien apparent entre ce chenal et le réseau hydrographique actuel : il n'est donc pas quaternaire.

Les « Sables de Pontlevoy » peuvent avoir été déposés tôt après le retrait de la mer des faluns, dès la fin du Langhien ou au Serravallien. L'observation de l'évolution des systèmes fluviatiles récents (Campy *et al.*, 2013) montre qu'il suffit de quelques dizaines ou centaines de milliers d'années pour qu'une rivière incise son lit de plusieurs mètres, notamment dans des formations meubles comme le falun, et pour que l'altération de celui-ci produise des sables décarbonatés rougeâtres. Dans cette hypothèse, le cours d'eau, d'ordre supérieur, aurait rejoint la mer à faible distance.

Si on admet que le cours d'eau « de Pontlevoy » est d'ordre inférieur et se jetait dans un fleuve d'ordre supérieur, l'installation d'un réseau hydrographique plus mature (Schumm, 1977) nécessitant une plus longue durée (de l'ordre de plusieurs millions d'années), impliquerait un âge Miocène supérieur (le Serravallien a duré 2 millions d'années), voire Pliocène pour ces sables post-langhiens (stade régressif avancé de la mer). Les sables fluviatiles de Pontlevoy appartiendraient au même système fluviatile que les sables « post-helvétiens » connus ailleurs en Touraine (Rasplus, 1982). L'absence dans les sables de Pontlevoy des éléments grossiers présents dans la formation falunienne supérieure (Roux et al., 1980 ; Charrier et al., 1980) peut résulter de la faible énergie du cours d'eau incapable de les transporter (hypothèse favorable à un âge serravallien de la formation), ou aussi indiquer que l'unité supérieure falunienne avait déjà été totalement érodée lors de leur mise en place (hypothèse plutôt favorable à un âge miocène supérieur de la formation). Quoi qu'il

en soit, les sables fluviatiles post-langhiens « de Pontlevoy » ne sont pas quaternaires car non liés à la morphologie du réseau hydrographique actuel et sont antérieurs à la faille qui les affecte, décrite ci-après.

Une faille décrochante à l'est du site c-FAC

Les relations entre le falun langhien (m2a) et la formation fluviatile postérieure (m2b-p) semblent cependant plus complexes. La discontinuité des conductivités électriques, orientée SW-NE au sud de c-FAC (fig. 19), s'infléchit vers le nord à l'est de l'ancienne carrière. Diverses observations indiquent l'existence d'une faille d'orientation approximativement N-S passant à proximité du front est de la carrière du site FAC.

Le premier argument est l'augmentation progressive et systématique vers l'est du pendage des *bottomsets* des bancs de falun à litage oblique, bien visible dans la partie est du front sud à c-FAC (figs 6 et 14). Ce pendage, pouvant atteindre 35°, ne peut s'expliquer par la seule dynamique sédimentaire. L'existence d'une faille passant à l'est de c-FAC et de f-HPSG est confirmée par les coupes B et C (fig. 23) : celles-ci indiquent un décalage vertical brutal dans la formation m2b-p (de l'ordre de 2 m, avec abaissement du compartiment est, pour une distance de 35 m et 11 m respectivement entre les forages). La coupe C montre que ce décalage vertical affecte aussi le toit du Calcaire de Beauce m1a et le falun m2a. Les isohypses du mur du Calcaire de Beauce montrent d'ailleurs un abaissement conforme sur la carte géologique. La formation m2b-p épaisse de 1 m environ dans le front est de c-FAC dépasse 5 m d'épaisseur dans le forage FC3.

Il est donc clair qu'une faille à regard est et de 2 m de rejet vertical affecte l'ensemble des formations miocènes. De plus, la disposition des affleurements de la formation m2b-p qui comble un paléochenal, implique un décalage horizontal décamétrique



Fig. 24 : Représentation cartographique du décalage par faille du paléochenal fluviatile post-langhien dans la RNRG de Pontlevoy.

Fig. 24: Cartographic representation of the fault-shifting of the post-Langhian fluvial paleochannel in the GRNR of Pontlevoy. de l'axe de ce chenal selon un coulissage senestre de la faille (fig. 24). Ces données amènent à proposer la distribution géométrique 3D de l'ensemble des formations miocènes de la RNRG de Pontlevoy représentée sur la figure 25.

Sur la base d'une analyse géomorphologique, Barrier et Goddÿn (1998) représentent entre Loire et Cher un réseau assez régulier de synformes et antiformes d'orientations NW-SE, NE-SW, et E-W dans la région de Contres. Peu de failles ont été mentionnées dans les formations miocènes du Blésois. Ces auteurs décrivent un faisceau de failles normales synsédimentaires de direction E-W dans le falun langhien au Mincé près de Thenay. Ils indiquent aussi sur la figure 3 de leur article d'autres failles normales affectant le falun et/ou (?) l'ensemble des formations miocènes : deux d'orientation NE-SW et E-W dans le secteur Contres-Chemery, et une autre de direction N-S à l'ouest de Pontlevoy. Ils mentionnent que la plupart des failles ont un regard ouest. La faille de la RNRG de Pontlevoy est d'orientation N-S mais à regard est : le gisement falunien de Pontlevoy se trouverait donc sur un léger horst. Si les failles mentionnées par Barrier et Goddÿn (1998) témoignent d'une tectonique en extension, celle de la RNRG présente un décrochement sénestre jamais mentionné dans la région, qui témoigne d'une compression NW-SE.

Comme souligné par Guillocheau *et al.* (2000), « il n'y a pas d'accord sur la chronologie et la direction des failles » au Néogène dans le sud du Bassin parisien : la succession des champs de déformations paraît complexe. Selon ces auteurs, au Néogène, le contexte tectonique régional est marqué par la migration du dépôt centre du Bassin parisien vers le sud-ouest à la fin de l'Oligocène et au début du Miocène (Aquitanien, lac de Beauce), par une phase compressive de direction NE-SW à NNE-SSW au Burdigalien, puis une autre phase de compression post-burdigalienne de direction SE-NW à l'origine de la synforme de Sologne, et par des fractures orientées NW-SE post-serravalliennes affectant les faluns de Touraine. La transgression marine du Miocène moyen (Mer des faluns), fut en partie d'origine eustatique (Haq et al., 1987), mais aussi influencée par la tectonique du Massif armoricain (Debrand-Passard *et al.*, 1994). Au Pliocène et au Quaternaire, marqués par le soulèvement général de la région, des failles N-S indiquant une distension (pliocène) puis une compression (quaternaire) ne sont mentionnées que plus à l'ouest, près du Massif armoricain (Suzzoni, 1988).

La faille décrochante de la RNRG affecte toutes les formations miocènes avérées (Calcaire de Beauce, Sables et marnes du Blésois et Faluns du Blésois) et les sables fluviatiles post langhiens. Sa période de fonctionnement la plus probable correspond à la phase compressive du Miocène supérieur, de direction ESE-WNW à N-S selon les auteurs (Lerouge *et al.*, 1986 ; Suzzoni, 1988 ; Bergerat, 1987), le Pliocène étant plutôt une période distensive. Dans cette hypothèse, les sables fluviatiles post-langhiens dateraient du Serravallien ou du début du Miocène supérieur, et pourraient être notés m2b-m3.

CONCLUSION

La RNRG de Pontlevoy comprend deux anciennes exploitations caractéristiques des matériaux exploités jadis dans le secteur : le calcaire lacustre (de Beauce) dit « de Pontlevoy » (site c-HPSG), exploité comme pierre de taille, et le falun (site c-FAC). Les formations miocènes de la carrière du Four à Chaux (c-FAC) sont connues depuis longtemps et présentent l'intérêt majeur d'être en superposition stratigraphique. Nos données précisent leurs compositions et confirment qu'elles sont représentatives des faciès classiques de ces formations au Miocène dans



Fig. 25 : Représentation 3D de la distribution des formations miocènes dans la RNRG de Pontlevoy Fig. 25: 3D scheme of Miocene formation distribution in the GRNR of Pontlevoy.

cette région : (1) Calcaire de Beauce aquitanien, lacustre à palustre contenant de l'attapulgite, (2) niveaux de sables et marnes intercalées, fossilifères à leur partie inférieure, de la formation burdigalienne du Blésois et (3) falun sous son principal faciès « pontilevien » de sables coquilliers du Langhien.

L'extension de la réserve à la zone f-HPSG située entre les sites c-FAC et c-HPSH et les recherches entreprises à cette occasion ont permis la découverte de deux éléments géologiques majeurs qui augmentent fortement l'intérêt de la RNRG :

- l'existence d'un paléochenal fluviatile orienté E-W, incisé dans toutes les formations miocènes antérieures et comblé de sables. Ces sables dits « Sables de Pontlevoy » ont un faciès très différent des sables « post helvétiens » notés m3-p, connus régionalement et d'origine centralienne : ils sont presque exclusivement alimentés par le falun (sables beiges carbonatés) et les produits de son altération superficielle (sables rougeâtres). L'âge de cette formation post-falunienne est incertain ;

- une faille décrochante sénestre à coulissage décamétrique affectant toutes ces formations (excepté la formation superficielle quaternaire), a aussi été mise en évidence. Elle prouve l'existence d'une phase tectonique compressive post-langhienne importante qui pourrait correspondre à la phase attribuée au Miocène supérieur à final par divers auteurs. Les sables fluviatiles post-langhiens pourraient donc dater du Serravallien ou du début du Miocène supérieur. Ces éléments nouveaux ajoutent à la complexité de la stratigraphie et de la distribution cartographique des formations miocènes entre Loire et Cher au sud de Blois : les formations, continentales et marines, paraissent former une mosaïque de chenaux emboités successivement les uns dans les autres, parfois décalés, y compris horizontalement, par des failles, et tronqués par l'érosion plio-quaternaire.

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.

Remerciements

Ces recherches ont été financées par la Région Centre – Val de Loire et le Conseil départemental de Loir-et-Cher. Sont remerciés, pour l'appui et les facilités qu'ils ont apportés à ces travaux, le CDPNE (Comité départemental de la protection de la nature et de l'environnement de Loir et Cher) et B. Cassagne, conservatrice de la RNRG de Pontlevoy, la commune de Pontlevoy, H. Armand, maire-adjoint, et D. Clément, agriculteur. Pour l'aide à la réalisation des prospections de terrain et les analyses des sédiments nous remercions J.P. Bakyono, I. Pène et F. Bourgeois du laboratoire GéHCo de l'université de Tours.

RÉFÉRENCES BIBLIOGRAPHIQUES

- ALCAYDÉ G., BROSSÉ R, CADET J.P., DEBRAND-PASSARD S., GIGOUT M., LORENZ C, LORENZ J., RAMPNOUX J.P. et RAS-PLUS L. (1976) - Val de Loire. Anjou, Touraine, Orléanais, Berry. Guides géologiques régionaux 1^{re} éd., Masson éd., Paris, 191 p.
- ALCAYDÉ G., BROSSÉ R, LORENZ C, LORENZ J. et RASPLUS L. et coll. (1990) - Val de Loire. Anjou, Touraine, Orléanais, Berry. Guides géologiques régionaux 2^e éd., Masson éd., Paris, 199 p.
- ALONZO-ZARZA A.M. et WRIGHT V.P. (2010) Palustrine carbonates. In Alonzo-Zarza A.M. et Tanner L.H. (eds.) Carbonate in continental settings. Facies, environments and processes. Developments in Sedimentology 61, Elsevier éd., Amsterdam, 103-131.
- AUGÉ M., GINSBURG L., LAPPARENT de BROIN F. de, MA-KINSKY M., MOURER C., POUIT D. et SEN S. (2002) - Les vertébrés du Miocène moyen de Contres (Loir-et-Cher, France). *Revue de Paléobiologie*, Genève, 21, 819-852.
- BARRIER P. et GODDŸN X. (1998) Les faluns du Blésois et du Lochois : contrôle structural, environnement de dépôt, organisation séquentielle et reconstitution paléogéographique. Bull. Inf. Géol. Bass. Paris. 35, 2, 13-32.
- BERGERAT F. (1987) Stress field in the European platform at the time of Africa-Eurasia collision. *Tectonics*, 6, 99-132.
- BLOTT S.J. et PYE K. (2001) GRADISTAT: a grain size distribution and statistics package for the analysis of unconsolidated sediments. *Earth Surface Processes and Landforms* 26, 1237-1248.
- BOURGEOIS L. (1873) Note sur l'Amphimoschus ponteleviensis. Journal de Zoologie, 2, 235-236.
- CAMPY M., MACAIRE J.J. et GROSBOIS C. (2013) Géologie de la surface. Erosion, transfert et stockage dans les environnements continentaux. Dunod éd. Paris, 3^e éd., 442 p.
- CAMY-PEYRET J. et VUILLEUMIER J. (1973) Les faluns miocènes du Blésois : aspects sédimentologiques et paléo-écologiques. Thèse de 3^e cycle, Orsay, France, 279 p.
- CAMY-PEYRET J. et VUILLEMIER J. (1975) Aspects sédimentologiques et paléoécologiques des faluns miocènes du Blésois. Bull. inf. Géol. Bass. Paris, 12, 2, 3-14.
- CHARRIER P., FATTON E., GINSBURG L. et ROUX M. (1980) Les faluns miocènes de Touraine. *Bull. inf. Géol. Bass. Paris* n° h-s, 1-10.
- CAUDRON M., DESPREZ N., MARTINS C., LORAIN J.M., HUBERT F. et LOUAT O. (1972) - Carte géologique de la France à 1/50000 - Feuille Blois n° 428 et notice. B.R.G.M. éd.
- CAVELIER C. (1989) Le Bassin parisien au Néogène. Progrès récents. Actes 114^e Cong. nat. Soc. sav., Paris. Géol. Bassin parisien, pp. 41-54.
- COLLIER A. et HUIN J. (1977) Nouvelles données sur la faune de mammifères miocènes du bassin Thenay-Pontlevoy (Loir et Cher). *Bull. Soc. Histoire Naturelle de Toulouse*, 113, 12, 219-233.
- DAAMS R. et FREUDENTHAL M. (1981) Aragonian: the stage concept versus Neogene Mammal Zones. Scripta Geol., 62, 1-17.
- DEBRAND-PASSARD S., CLOZIER L. et TOURENQ J. (1994) Evénements tectoniques majeurs post distension éo-oligocène de la partie occidentale du bassin de Paris (France). Reconstitution à partir des paléogéographies successives. Colloque géoprospective, Paris, Unesco, 8 p., 17 fig.
- DENIZOT G. (1927) Les formations continentales de la région orléanaise. Thèse, Annales de la Faculté des Sciences de Marseille, 582 p.
- DENIZOT G. (1940) Carte géologique Blois à 1/80 000^e. Feuille 108. Service de la carte géologique de France. Paris
- DENIZOT G. (1968) Le Néogène dans le bassin moyen de la Loire (Orléanais, Touraine, Anjou). Mém. Soc. Géol. Minéral. Bretagne, 13, 1-21.

- DOLLFUSS G. (1900) La Touraine dans Livret-guide des excursions en France du VIII^e Congrès géologique international (IIb), publié par le Comité d'organisation. Paris.
- DOUVILLÉ H. (1879) Sur les assises supérieures du terrain tertiaire du Blaisois. *Bull. Soc. Géol. Fr.*, (3), 7, 52-59.
- DOUVILLÉ H. (1881) Sur la position du calcaire de Montabuzard. *Bull.* Soc. Géol. Fr., (3), 9, 392-396.
- DOUVILLÉ H., LE MESLE G. et JACQUOT E. (1884) Carte géologique à 1/80 000. Feuille Blois : 1^{re} éd. Service de la carte géologique de la France. Paris.
- DUNHAM R.J. (1962) Classification of carbonate rocks according to depositional texture. *In* Ham, W.E. (éd.), Classification of carbonate rocks. *Assoc. Pet. Geol. Mem.* 1, 108-121.
- FAHLBUSCH V. (1976) Report of the International Symposium on Mammalian Stratigraphy of the European Tertiary. *Newsl. Stratigr.*, Berlin, 5, 160-167.
- FOLK, R. (1951) Stages of textural maturity in sedimentary rocks. *Journal of Sedimentary Research*, 21, (3), 127–130.
- FOLK R.L. (1959) Practical petrographic classification of limestones. Amer. Assoc. Petrol. Geol. Bull., 43,1-38.
- FREYTET P. et PLAZIAT J.C. (1982) Continental carbonate sedimentation and pedogenesis – Late Cretaceous and Early Tertiary of Southern France. Contributions to Sedimentology, 12, E. Schweizerbart'sche Verlagsbuchhandlung Stuttgart, 213 p.
- GAGNAISON C., GUEVEL B., XERRI S., SICOT J.L., VILLENEUVE J.M. et COSSARD B. (2012) – La falunière du Tourrelet (Thenay, Loir-et-Cher, France) : nouvelles données sur les vertébrés des sables continentaux du Miocène moyen (Orléanien supérieur : MN5). *Revue de Paléobiologie*, Genève, 31, 219-234.
- GAUDRY A. (1878) Les enchaînements du monde animal dans les temps géologiques: Mammifères tertiaires. Librairie Savy, Paris, 293 p.
- GERVAIS P. (1867-69) Zoologie et paléontologie générales, t. 1, Arthus Bertrand, Paris, 263 p.
- GERVAIS P. (1876) Zoologie et paléontologie générales. Nouvelles recherches sur les animaux vertébrés dont on trouve les ossements enfouis dans le sol et sur leur comparaison avec les espèces actuellement existantes. t. 2, Arthus Bertrand, Paris, 72 p.
- GIERLOWSKI-KORDESCH, E.H. (2010) Lacustrine carbonates. In Alonzo-Zarza, A.M. et Tanner, L.H. (eds) Carbonate in continental settings. Facies, environments and processes. Developments in Sedimentology, 61, Elsevier éd., Amsterdam, 1-101.
- GIGOUT M., HOREMANS P. et RASPLUS L. (1972) Sur la géologie des environs d'Orléans. *Bull. BRGM*, (2), section I, n° 1, 1-28.
- GINSBURG L. (1963) Histoire paléontologique du Bassin de la Loire au Miocène. *Bull. Ass. Natur. Orléanais*, 21, 3-14.
- GINSBURG L. (1975) Une échelle stratigraphique continentale pour l'Europe occidentale et un nouvel étage : l'Orléanien. Les Naturalistes Orléanais, 18, 1-11.
- GINSBURG L. (1989) The faunas and stratigraphical subdivisions of the Orleanian in the Loire Basin (France). *In* LINDSAY, E.H., V. FAHLBUSCH et P. MEIN (éd.) : European Neogene Mammal Chronology. Plenum Press, New York: 157-176.
- GINSBURG L. (2000) Chronologie des dépôts miocènes du Blésois à la Bretagne. Symbioses, 2, 3-16.
- GINSGURG L. et SEN S. (1977) Une faune de micromammifères dans le falun miocène de Thenay (Loir et Cher). Bull. Soc. géol. France, (7), XIX, 5, 1159-1166.
- GINSGURG L. et HUGUENEY M. (1980) La faune de Mammifères du Miocène inférieur de Selles-sur-Cher (Loir et Cher). *Bull. Museum Nat. Hist. Nat.*, Paris, 4, 2, C, 3, 271-276.

- GINSBURG L., CHEVRIER F. (2003) Les Lagomerycidae (Artiodactyla, Mammalia) de France. Annales de Paléontologie, 89, 253-268.
- GRAHAM J. (1991) Collection and analysis of field data. *In* TUCKER M. (éd.) Techniques in sedimentology. Blackwell Scientific Publications, 63-85.
- 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., GRANDJEAN G. (2000) - Meso-Cenozoic geodynamic evolution of the Paris Basin: 3D stratigraphic constraints. *Geodinamica Acta*, 13, 189-246.
- HAQ B.U., HARDENBOL J., VAIL P.R. (1987) Chronology of fluctuating sea-levels since the Triassic. *Science*, 235, 1156-1167.
- HARDIE, L.A. (1996) Secular variation in seawater chemistry: an explanation for the coupled secular variation in the mineralogies of marine limestones and potash evaporites over the past 600 m.y. *Geology*, 24, 279–283.
- LECOINTRE G. (1947) La Touraine. *In* Géologie régionale de la France. Hermann et Cie éd., 250 p.
- LE DOUSSAL C. (2015) Découverte géologique du Loir-et-Cher. CDPNE. 196 p.
- LE DOUSSAL C. (2017) Regard géologique. In Patrimoine dans votre commune, 51, Pontlevoy, CDPA 41, p. 7-17.
- LEROUGE G., FREYTET P., LORENZ C. et LORENZ J. (1986) Proposition d'une chronologie des évènements tectoniques, sédimentaires et morphologiques néogènes et quaternaires dans le Sud du Bassin de Paris et le Nord-Ouest du Massif Central français. *C. R. Acad. Sci. Paris*, sér. II, 303, 1749-1752.
- MACAIRE J.J. et RASPLUS L. (1975) Sur des sables superposés aux faluns helvétiens au Nord de Contres (Loir-et-Cher). Bull. BRGM, I, 2, 85 - 90.
- MACAIRE J.J. (1976) Quelques précisions sur la géologie de la feuille Montrichard à 1/50 000. *Bull. BRGM*, I, 3, 219-238.
- MACAIRE J.J. (1977) Carte géologique de la France à 1/50 000 -Feuille Montrichard n° 459 et notice. BRGM éd.
- MACAIRE J.J. (1981) Contribution à l'étude géologique et paléopédologique du Quaternaire dans le Sud-Ouest du bassin de Paris (Touraine et ses abords). Thèse de doctorat d'État, Sciences, Université de Tours, 2 tomes, 450 p.
- MACAIRE J.J. et BREHERET J.B. (2018) Curiosités géologiques de Touraine. BRGM éd., 120 p.
- MC NEILL J.D. (1980) Electromagnetic terrain conductivity measurement at low induction numbers. Geonics limited, technical note TN-6, 15 p.
- MAYET L. (1908) Étude des mammifères miocènes des sables de l'Orléanais et des faluns de Touraine. *Ann. Univ. Lyon*, 24, 336 p., 100 fig., 12 pl.
- MÉGNIEN C. et MÉGNIEN F. coord (1980) Synthèse géologique du Bassin de Paris. Stratigraphie et paléogéographie, Mém. BRGM n° 101, 466 p. ; Lexique des noms de formations, *Mém. BRGM* n° 102 ; Atlas, Mém. BRGM n° 103.

- MEIN P. (1975) Biozonation du Néogène méditerranéen à partir des mammifères. Proceedings of the VI Congress of the Regional Committee on Mediterranean Neogene Stratigraphy, Bratislava, 77-81.
- MEIN P. (1979) Rapport d'activité du groupe de travail vertébrés. Mise à jour de la biostratigraphie du Néogène basée sur les mammiferes. *Annales géologiques des Pays Helléniques*, H.S., 7th Intern. Congr. Mediterr. Neogene, Athens, 3, 1367-1372.
- MULDER T., CHARLES N. et LE DOUSSAL C. (2018) Curiosités géologiques en Loir et Cher. BRGM éd., 120 p.
- PERES J.-M. (1961).- Océanographie biologique et biologie marine. *Tome 1. La vie benthique*, Paris, PUF éd., 1-541.
- RASPLUS L. (1982) Contribution à l'étude géologique des formations continentales détritiques tertiaires du Sud-Ouest du Bassin de Paris. *Sciences géologiques*, Strasbourg, Mém. 66, 227 p.
- ROUX M., FATTON E., MACAIRE J.J. et RASPLUS L. (1980) Données nouvelles sur les faluns miocènes du Blésois (Loir et Cher) et leurs relations stratigraphiques avec les sables de Sologne. C. R. Ac. Sc. Paris, 290, D, 1099 - 1102.
- SCHUMM S.A. (1977) The fluvial system. J. Wiley & Sons, New York, 338 p.
- SEN. S. et MAKINSKY M. (1983) Nouvelles découvertes de micromammifères dans les faluns miocènes de Thenay (Loir-et-Cher). *Geobios*. Lyon, 16, 461-469.
- STANLEY S.M. (2006) Influence of seawater chemistry on biomineralization throughout Phanerozoic time: Paleontological and experimental evidence. *Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology*, 232, 214–236
- STEHLIN H.G. (1907) Notices paléomammologiques sur quelques dépôts miocènes des bassins de la Loire et de l'Allier. Bull. Soc. Géol. France, 4^e série, 7, 525-550.
- STEHLIN H.G. (1925) Catalogue des ossements de mammifères tertiaires de la collection Bourgeois de l'école de Pontlevoy (Loir-et-Cher). Bull. Soc. Hist. nat. et anthrop. du Loir-et-Cher, 18, 77-277, 31 fig.
- SUTTNER L.J. et DUTTA P.K. (1986) Alluvial sandstone composition and paleoclimate, I. Framework mineralogy. *Journal of Sedimentary Petrology*, 56, 329-345.
- SUZZONI J.M. (1988) Tectonique cassante cénozoïque polyphasée sur la marge armoricaine du bassin de Paris (France). Bull. Soc. Géol. France, 8 (IV), 995-1002.
- VAN DER MEULEN A., GARCIA-PAREDES I., ALVAREZ-SIERRA M.A., Van den HOEK OSTENDE L., HORDIJK K. et PELAEZ-CAMPOMANES P. (2012) – Updated Aragonian biostratigraphy: Small Mammal distribution and its implications for the Miocene European Chronology. *Geologica Acta*, 10, 159-179.
- VIBRAYE G.H. de (1860) Sur la découverte d'un nouveau gisement de vertébrés à Chitenay (Loir-et-Cher), Bulletin de la Société géologique de France, 2^e sér., 17, 413-420.