

Excursion commune AGBP-AGSO du jeudi 13 au samedi 15 mai 2010



•Collection Patrick BRANGER

**Le seuil du Poitou :
transgressions, émerSIONS et
altérations sur le socle hercynien,
l'évolution des bassins aquitain et
parisien au Jurassique,
impactite de Rochechouart**

Il y a 25 ans...

...l'AGBP et l'AGSO se réunissaient sur le seuil du Poitou, marge commune des bassins aquitain et parisien. En effet, en avril 1985, quatre journées avaient été consacrées à la géodynamique des seuils et des hauts fonds, avec le parrainage de la Société Géologique de France.

Les deux premières journées étaient dédiées à des conférences introduites par Jean Gabilly à l'Université de Poitiers. Les thèmes abordés étaient l'expression des seuils et des hauts fonds, la paléogéographie, la paléobiogéographie et la géologie appliquée (hydrogéologie et gisements métallifères).

Les deux journées suivantes consacrées à des excursions dirigées par Jean Gabilly, Elie Cariou et Pierre Hantzpergue parcouraient les versants aquitain (Latillé, Chavagné, Saint-Maixent, La Villegle, Pamproux, Le Grand-Breuil) et parisien (Airvault, La Grève, Cherves, Doux, Bonnillet, Ligugé). Des méga-séquences et des discontinuités majeures, des cartes paléogéographiques (en réalité des cartes lithologiques) à l'échelle d'un demi-étage et limitées autour des zones d'affleurement étaient alors proposées.

Qu'en est-il aujourd'hui ?

Pour les séries marines, le chemin du savoir déjà tracé se poursuit avec toujours plus de précisions ; les études stratigraphiques sont maintenant réalisées à l'échelle de la séquence de dépôt, de la biozone, sur une étendue plus large, en essayant de corréler les données issues des affleurements et des forages. Les événements géodynamiques et climatiques sont mieux intégrés dans l'interprétation paléoécologique et paléogéographique des sédiments du Jurassique.

En revanche, les études en cours des séries continentales d'âges crétacé et cénozoïque renouvellent complètement la connaissance des grandes périodes d'émersion. Les phénomènes d'altération/sédimentation maintenant mieux compris et plus finement datés, s'inscrivent dans les schémas structuraux à l'échelle des plaques tectoniques et dans les zonations climatiques de l'hémisphère Nord à ces époques.

Dans le domaine de la géologie appliquée, la progression de la connaissance hydrogéologique de ces régions de marge entre socle et couverture sédimentaire est également significative. Depuis 25 ans, une meilleure gestion des ressources en eau, une évaluation détaillée de la vulnérabilité des nappes phréatiques et des risques en domaine sédimentaire, à l'aide de nouveaux outils de modélisation et des techniques analytiques plus performantes, sont les objectifs majeurs en région. Mais l'avancée la plus significative concerne l'hydrogéologie des zones de socle, là où les performances et les qualités des aquifères dépendent du degré d'altération ancienne à actuelle des roches cristallines.

Alors que les grands organismes de recherche nationaux et internationaux délaissent progressivement, depuis ces 25 dernières années, la géologie régionale au profit de la compréhension des grands phénomènes naturels, souvent à caractère catastrophique et décontextualisés par une recherche hyperspécialisée, la géologie

de l'ingénieur a besoin de progresser dans la description d'objets géologiques complexes à l'échelle d'une région ou d'un bassin. Dans une culture de gestion viable des ressources et des risques qui imprègne progressivement notre société, le renouveau de la géologie régionale devient une nécessité pour le développement territorial.

Il ne fait pas de doute que la progression constante des outils d'investigation en sciences de la Terre au service de géologues territoriaux permettra dans les 25 prochaines années de faire un nouveau bon dans la connaissance géologique du seuil commun à nos deux bassins.

Cette nouvelle excursion sur le Seuil du Poitou, du jeudi 13 au samedi 15 mai 2010, marque donc un anniversaire ; un quart de siècle après la première excursion, cette manifestation permettra de faire le point sur les connaissances géologiques de cette région si particulière. Elle sera nous l'espérons aussi l'occasion de multiples échanges entre les membres de nos 2 associations.

Jean-Pierre Gély
Président de l'AGBP

Francis Bichot
Président de l'AGSO

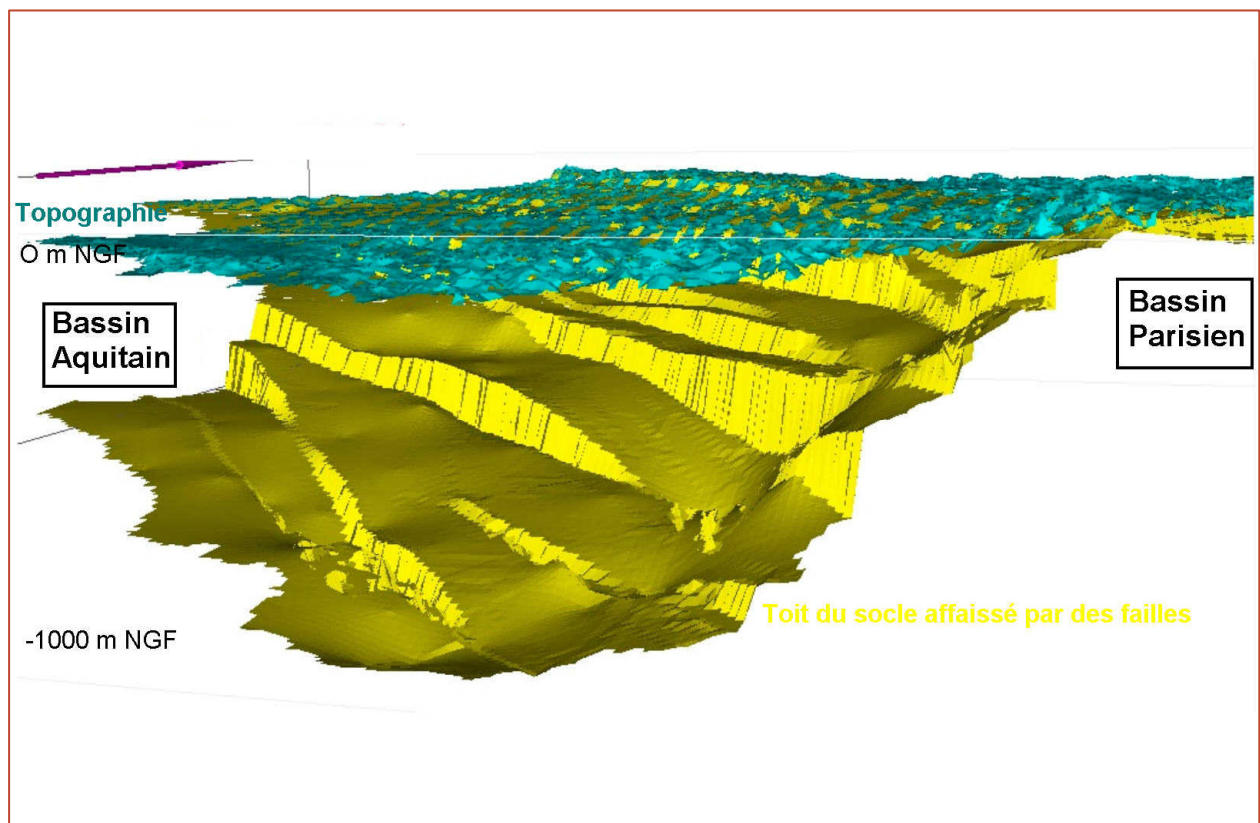
1. Les grands traits de la géologie de Poitou-Charentes

Le socle des massifs armoricain et central est constitué de terrains métamorphiques et magmatiques structurés par la surrection des différentes chaînes de montagnes du Paléozoïque (Primaire), en particulier la chaîne hercynienne (Carbonifère, environ 300 Ma), en grandes unités séparées par des accidents profonds : des failles.

Ces failles (failles de Montreuil-Belay, de Bressuire, d'Availles-Limouzine, de Secondigny, de Vilhonneur, de Parthenay...) ont pour la plupart une direction «armoricaïne» (NO-SE). Elles traversent, entre les deux massifs, le Seuil du Poitou sur lequel la couverture sédimentaire est peu épaisse et où le socle affleure parfois en fond de vallée. De part et d'autre du seuil, on observe un plongement du socle en direction des deux bassins, par décalage par faille selon un dispositif en "marches d'escalier" (cf. bloc-diagramme ci-contre).

Les formations mésozoïques (secondaires) des bassins sédimentaires correspondent à des séries marines essentiellement carbonatées, témoins de nombreux épisodes de transgression/régression de la mer. Depuis le Lias (Jurassique inférieur, 200 Ma), la tendance est à la submersion du socle armoricain qui constitue pendant toute la période du Mésozoïque un domaine continental "*pénéplané*" entouré par une vaste *plate-forme** carbonatée.

La fin du Jurassique (-150 Ma) est marquée par le départ progressif de la mer. Le Jurassique supérieur disparaît localement en partie par érosion et, quand le Jurassique terminal affleure (Tithonien), il est caractérisé par la présence d'*évaaporites** (en Charente et Charente-Maritime).



- Effondrement du socle sous sa couverture sédimentaire de part et d'autre du Seuil du Poitou

Le crétacé inférieur, quasiment absent en région Poitou-Charentes, témoigne d'une longue période d'émersion et d'érosion.

Le début du Crétacé supérieur (Cénomaniens, 100 Ma) correspond à une phase transgressive, avec le retour à des conditions marines de plate-forme*. Le Crétacé supérieur, représenté dans la moitié sud de la Charente et dans la partie nord des départements de la Vienne et des Deux-Sèvres, correspond à des faciès carbonatés, crayeux, bioclastiques parfois gréseux. Dans le Bassin aquitain, les premiers effets de la surrection de la chaîne pyrénéenne se font sentir.

Le passage Crétacé-Tertiaire (60 Ma) est caractérisé par le retour à des environnements de dépôts continentaux et une généralisation des faciès détritiques : sables et grès, argiles, lignites... Les dépôts du Cénozoïque (Tertiaire) correspondent en région Poitou-Charentes à des appareils fluviatiles (sables, graviers et galets), des plaines d'inondation, des calcaires lacustres (à l'Eocène et à l'Oligocène), des altérites.

Ces formations du Crétacé supérieur et du Tertiaire enregistrent les effets de la collision de la plaque africaine et des plaques européenne et ibérique, avec le développement de la chaîne pyrénéenne au sud. De nombreuses failles du socle sont alors réactivées et induisent des déformations ductiles (plis) et des déformations cassantes (failles) dans la couverture sédimentaire.

Les principales structures résultant de ces phénomènes tectoniques sont :

- Dans le Bassin aquitain :
 - anticlinaux de St Césaire, Gémovac, Jonzac, Hiersac, St Félix, Montmoreau, Mareuil, Montendre, la Clotte ;
 - synclinal de Saintes ;
 - failles de l'Echelle, de Vilhonneur, d'Aiffres, de Blanzay.
- Sur le Seuil du Poitou :
 - dôme de Melle, grabens de St Maixent et de Lezay, horsts de Montalembert et de Champagné ;
 - failles de Parthenay, d'Asnois, d'Availles-Limouzine, de Chantonay, de Secondigny.
- Dans le Bassin de Paris :
 - anticlinaux de Richelieu, Châtelleraut ;
 - synclinaux de Ligueil, de Loudun, cuvette de Martizay.

Enfin, au Quaternaire, des systèmes alluviaux avec des successions de terrasses se mettent en place. Dans les zones littorales, la transgression flandrienne, due à la fonte des glaciers à la fin de la dernière époque glaciaire (Würm, 12 000 ans), implique le dépôt de terrains argileux appelés "Bri".



Les grandes structures géologiques se révèlent dans le relief de la région. La faille de Parthenay, dont les jeux coulissants sont responsables des grabens de Lezay et de St-Maixent, peut se suivre du nord des Deux-Sèvres jusqu'à Angoulême. Cet accident, de direction NNO-SSE, recoupe les failles de direction armoricaine (NO-SE) qui se marque également dans le relief et dans l'orientation des vallées. Au sud, les grandes structures anticlinale (Jonzac) et synclinale (Saintes) se lisent nettement dans le relief.

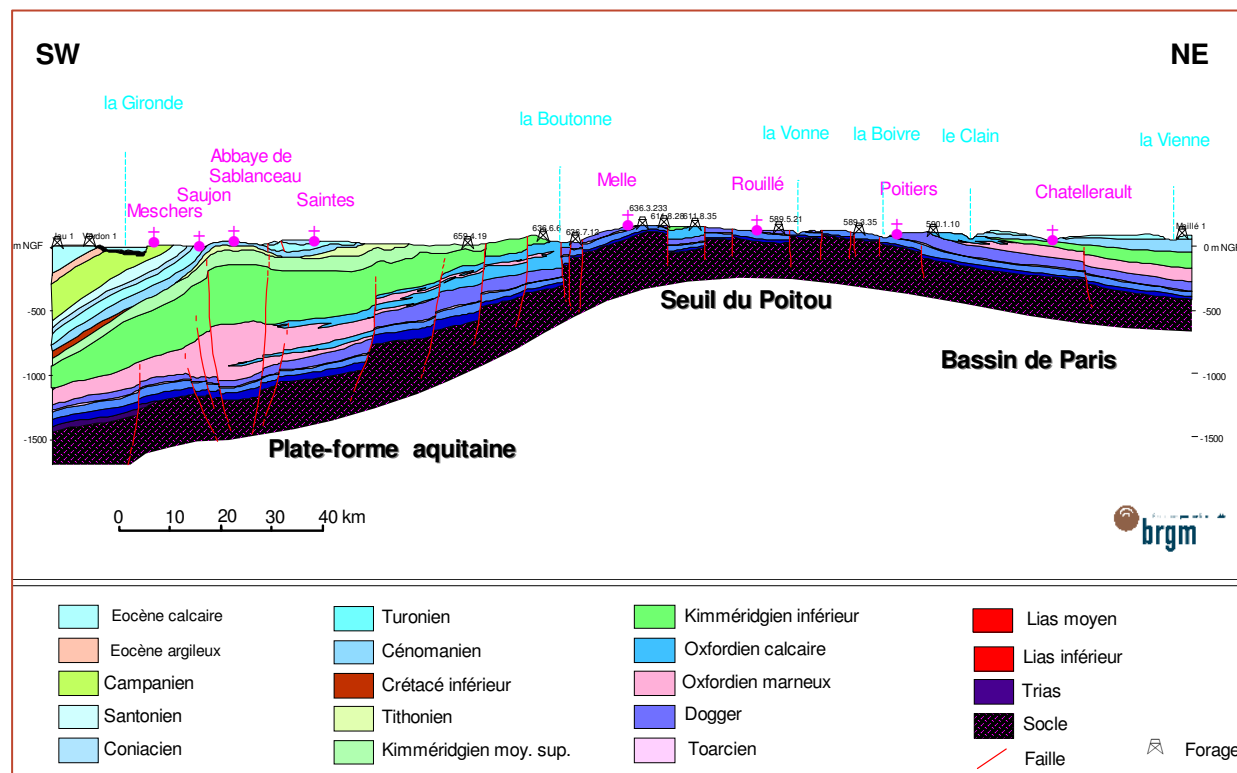
La lithologie imprime aussi sa marque :

- Les formations «tendres» du Jurassique supérieur forment souvent les zones les plus basses.
- Le socle, mais aussi les calcaires du Dogger forment les reliefs les plus importants. Dans ces derniers, les rivières ont en général tracé des saignées profondes.

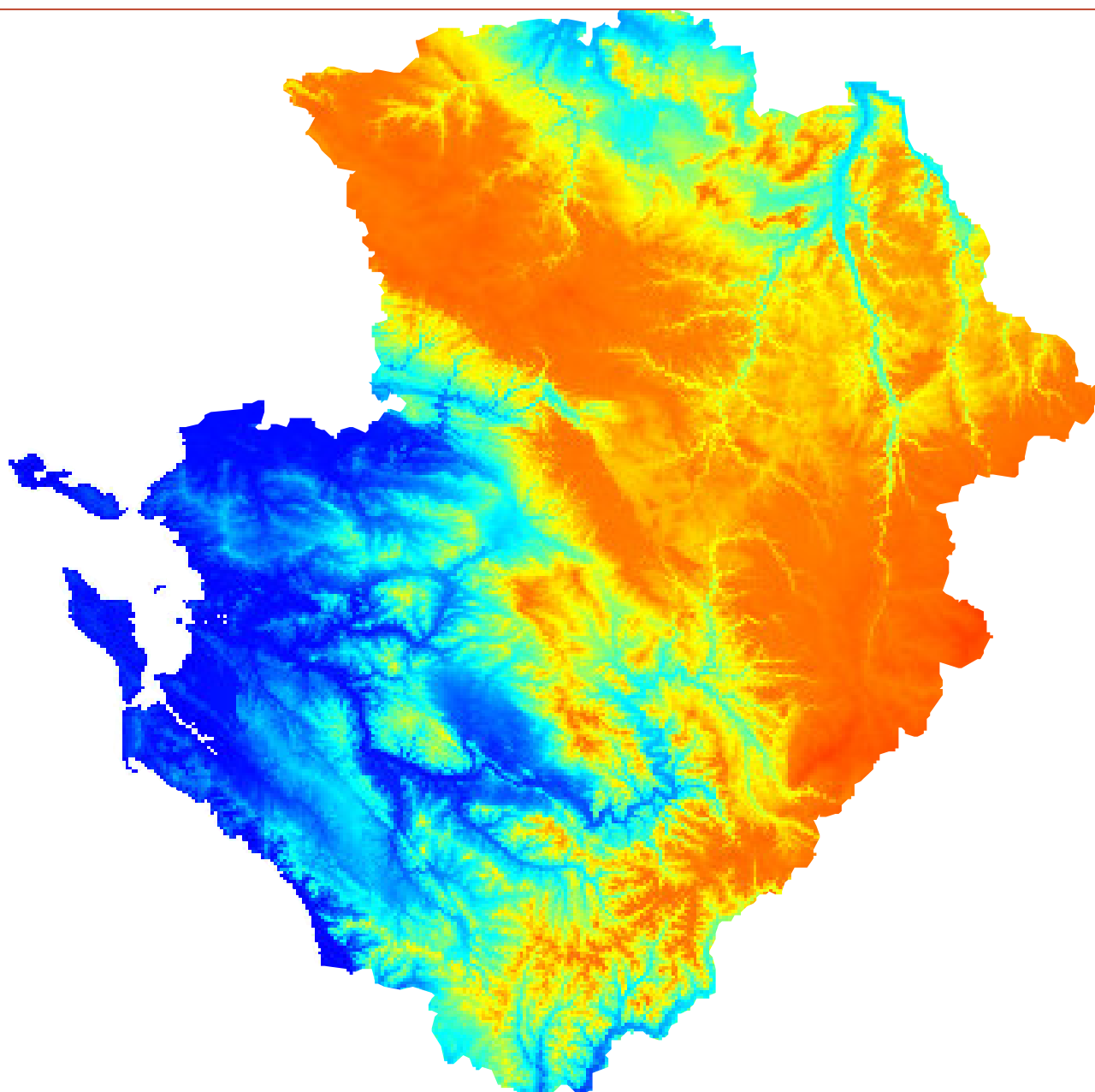
De la même manière, le réseau hydrographique souligne les contrastes lithologiques. Le réseau est très anastomosé dans les zones où le ruissellement est prépondérant sur l'infiltration. C'est le cas sur le socle avec une densité du réseau particulièrement élevée. C'est aussi le cas sur les sables et argiles du Cénozoïque, principalement au sud de la région, et du Cénomaniens dans le nord de la Vienne.

Sur les calcaires et marnes du Jurassique supérieur, le réseau est plus parsemé. Il est pratiquement limité aux grands cours d'eau et parfois discontinu dans les zones karstiques du Jurassique moyen (bassins du Clain, de la haute Sèvre Niortaise, de la Charente amont et de la Dive) et du Jurassique supérieur de la Braconne.

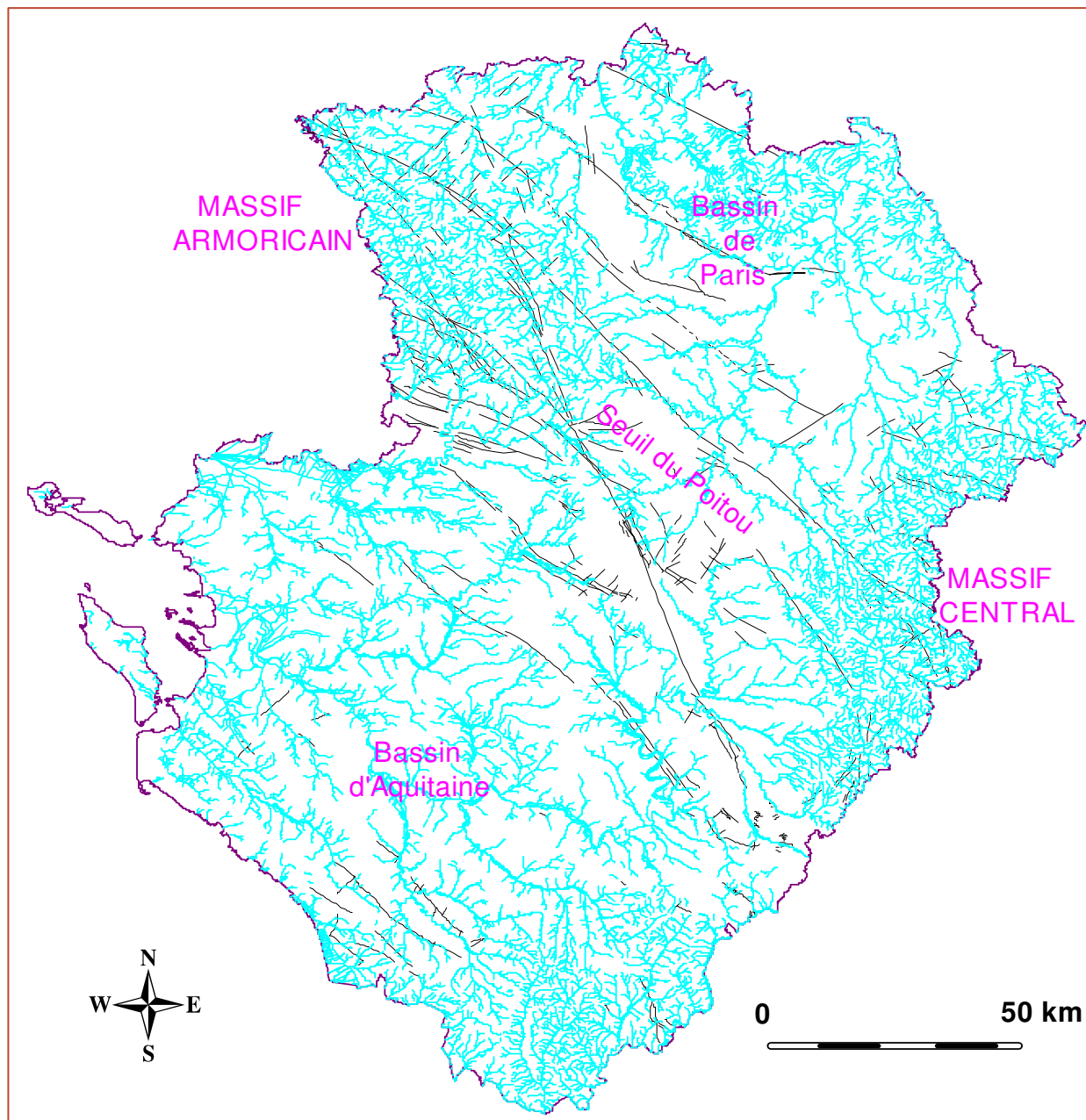
Dans les secteurs envahis par les dépôts sableux (dunes littorales, épandages sableux fluviaux, altérites sableuses) le réseau hydrographique est très parsemé voir inexistant.



• Coupe géologique à travers le Seuil du Poitou



• Carte du relief de Poitou-Charentes (réalisée d'après Modèle Numérique de Terrain de l'IGN)
avec une échelle des couleurs allant du bleu (0 m NGF) au rouge (plus de 200 m NGF)



• Carte du réseau hydrographique de la région Poitou- Charentes superposé sur les failles (trait noir)

La limite hydrologique entre les bassins parisien (bassin versant de la Loire) et aquitain suit globalement la direction "armoricaine" (NO-SE). Les limites amont des bassins versants de l'Autize, de la Sèvre Niortaise, de la Charente s'orientent en effet selon cette direction. Au niveau du Seuil du Poitou, la Dive et la Bouleure se perdent en grande partie et hésitent dans leur écoulement entre les 2 grands bassins.

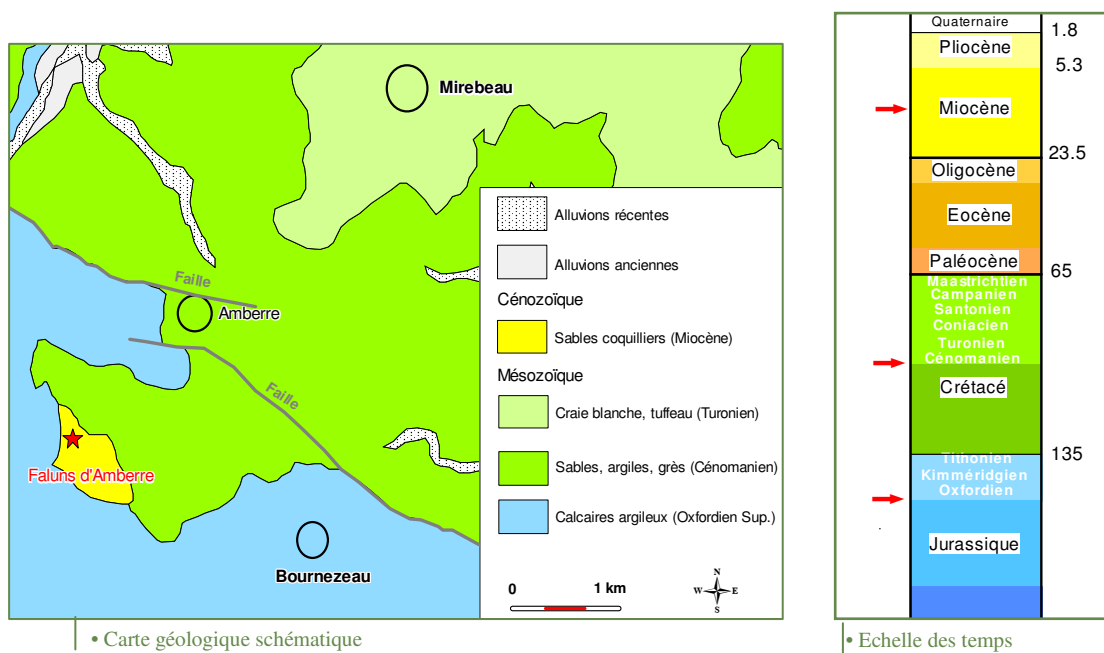
2. L'excursion / jeudi 13 mai : de Poitiers à Parthenay

❶ Les faluns d'Amberre, Didier PONCET¹, (11h30-12h30, pique-nique)

A Amberre, au lieu-dit « Moulin Pochas », affleure une formation unique en Poitou-Charentes : les faluns d'Amberre. Ce sont des dépôts marins peu profonds, caractéristiques des **zones littorales**, qui se sont formés au Miocène moyen (14-11 Ma). On y observe de remarquables **stratifications obliques** qui permettent, avec les **abondants fossiles**, de reconstituer le **paléoenvironnement** à l'époque des dépôts.

Le site présente également la discordance des grès du Cénomanién sur les calcaires karstifiés du Jurassique supérieur et celle des faluns sur le Cénomanién. Ces discordances matérialisent **deux épisodes transgressifs** très importants dans l'histoire géologique du Bassin parisien.

SITUATION ET CONTEXTE GEOLOGIQUE



Les falunières de Moulin-Pochas [x = 433,1375 ; y = 2197,3375 ; z = 115] sont situées à 1 km environ au sud-est du hameau de Rigny (Amberre). Elles composent un ensemble de petites excavations à ciel ouvert abandonnées, groupées de part et d'autre de la D24. Certaines sont envahies par la végétation, d'autres partiellement comblées. De nos jours, quatre d'entre-elles seulement sont accessibles dans de bonnes conditions.

Unique en Poitou-Charentes, le gisement falunier de Moulin-Pochas est daté du Miocène moyen (Helvétien). D'origine marine, ce gisement affleure en contrebas d'un ressaut

¹ Didier PONCET est le Conservateur de la Réserve Naturelle Géologique du Toarcien. Il a participé en particulier à la réalisation de nombreux guides et ouvrages sur la géologie et le patrimoine de Poitou-Charentes.

morphologique correspondant à une cuesta formée par les séries du Crétacé supérieur, c'est-à-dire, d'une part, les dépôts sableux et argilo-sableux du Cénomaniens, d'autre part, les formations crayo-argileuses du Turonien, et limitée au sud-ouest par la faille du Mirebalais, de direction N115°E ; il repose pro parte en discordance sur les assises argileuses et carbonatées du Jurassique supérieur (Oxfordien supérieur).

âges en millions d'années			
Érathème	Systèmes	Séries	Étages
CÉNOZOÏQUE	Quaternaire	Holocène	0,01
		Pléistocène	Calabrien — 1,81
	Néogène	Pliocène	Gelasien — 1,81
			Plaisancien — 5,33
			Zandéen — 7,25
			Messinien — 7,25
		Miocène	Tortonien — 11,61
			Serravallien — 13,65
			Langhien — 15,97
			Burdigalien — 20,43
			Aquitaniens — 23,03
	Paléogène	Oligocène	Chattien — 28,4
			Rupélien — 33,9
		Éocène	Priabonien — 37,2
			Bartonien — 40,4
			Lutétien — 48,6
			Yprésien — 55,8
			Thanétien — 58,7
		Paléocène	Sélandien — 61,7
			Danien — 66,5

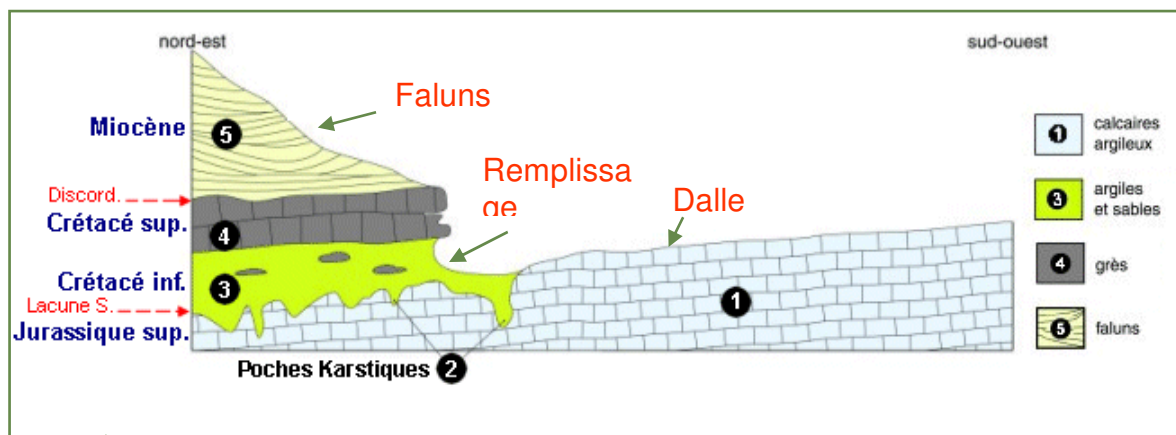
Position stratigraphique (en rouge) des falunières du Moulin-Pochas

(source : International Commission on Stratigraphy, 2006)

Les relations géométriques entre ce gisement et son substratum peuvent être appréhendées sur la falunière principale (CARIOU et al., 1997). De bas en haut, elle expose trois formations séparées par des discontinuités sédimentaires majeures :

- les calcaires argileux et les calcaires lithographiques de l'Oxfordien supérieur [a]. Ils présentent une surface faiblement ondulée et régulièrement inclinée de 3 à 4° vers le nord-est où apparaissent de nombreuses perforations circulaires de taille millimétrique à centimétrique liées à l'activité d'organismes lithophages (annélides, spongiaires, mollusques, échinides...) ;

- les sables glauconieux et les grès du Cénomaniens [b]. Ces dépôts surmontent en discordance les assises argileuses et carbonatées précédentes (cf. discontinuité S₁). En outre, ils comblent des cavités karstiques qui se forment dans ces mêmes assises durant le Crétacé inférieur, période d'émersion et d'érosion continentale. Dans la partie méridionale de la falunnière, des blocs de grès, perforés par des mollusques lithophages et encroûtés par des balanes, des serpules et des huîtres, forment un chaos. Cette disposition est liée à une cimentation incomplète des dépôts cénomaniens qui ont été érodés lors du retour de la mer au Miocène moyen (les sédiments meubles ont été déblayés alors que les parties grésifiées ont subsisté) ;
- les sables coquilliers du Miocène moyen (Helvétien) [c]. Ils sont en contact avec les assises grés-sableuses du Cénomaniens par l'intermédiaire de la discontinuité S₂.



• Affleurement de la partie méridionale du site montrant la superposition du Miocène sur le Crétacé et du Crétacé sur le Jurassique (site Internet de l'Académie de Poitiers)

DESCRIPTION

Le gisement falunier de Moulin-Pochas couvre une très faible superficie (40 hectares au maximum) et n'excède pas, au total, 12 mètres d'épaisseur. Plus ou moins irrégulièrement abandonné et exploité de la fin du XIX^{ème} siècle à nos jours, ce gisement a permis l'extraction d'un sable grossier riche en débris coquilliers, de couleur jaunâtre, connu sous le nom de « falun » (LE TOUZE DE LONGUEMAR, 1870). Ce matériau était principalement destiné à la voirie pour le sablage des allées et des chemins. De plus, des niveaux indurés, irréguliers et discontinus, correspondant à des grès à ciment carbonaté, apparaissent parfois dans ces sables : appelés localement « *pierres de grottes* », ils étaient utilisés à des fins ornementales.

Plus ou moins grossiers, souvent consolidés, les faluns de Moulin-Pochas sont constitués de grains de quartz de taille variable, émoussés et ternes, et de fragments de coquilles d'organismes marins, usés par roulement. Ils se rapprochent du faciès pontilévien défini à Pontlevoy, à quelque 25 km au SSW de Blois, connu sous la dénomination de « faluns du Blésois » (ALCAYDE & RASPLUS, 1976). La stratification de ces sables coquilliers consiste en faisceaux de litages obliques (pendage de 10 à 25°) qui témoignent de la forte agitation du milieu de dépôt. Souvent, d'un faisceau à l'autre, le sens du pendage de la stratification change radicalement : ce phénomène, bien exprimé dans les remplissages de chenaux, traduit les fluctuations des courants de marée.

La faune recensée dans les faluns de Moulin-Pochas est particulièrement abondante et offre une extrême diversité d'espèces. Les invertébrés sont représentés par des polypiers ramifiés

ou sphériques, des bryozoaires, des bivalves comprenant des formes fouisseuses (*Gastrana fragilis* LINNE) ou se fixant sur un substrat induré (*Ostrea crassissima* SCHLOTHEIM et *Cardita crassa* LAMARCK), des gastropodes (*Lemintina arenaria* LINNE), des crustacés, des échinodermes (*Amphiope bioculata* DESMOULINS et *Scutella faujasi* DEFRANCE) et les vertébrés par de nombreuses dents de poissons sélaciens, de poissons actinoptérygiens et de reptiles crocodiliens, par des fragments de côtes de mammifères siréniens (*Metaxytherium medium* DESMAREST) et par quelques dents de mammifères carnivores de la famille des mustélidés (*Mionictis artenensis* GINSBURG) et de mammifères artiodactyles de la famille des cervidés (*Procervulus dichotomus* GERVAIS et *Dicrocerus elegans* LARTET).



• Sables coquilliers (photo site Internet de l'Académie de Poitiers)



• Détail permettant de visualiser la morphologie et la taille des grains de quartz



• Dents diverses



• Dent de requin



• Coraux (photo site Internet de l'Académie de Poitiers)



• Gastéropodes

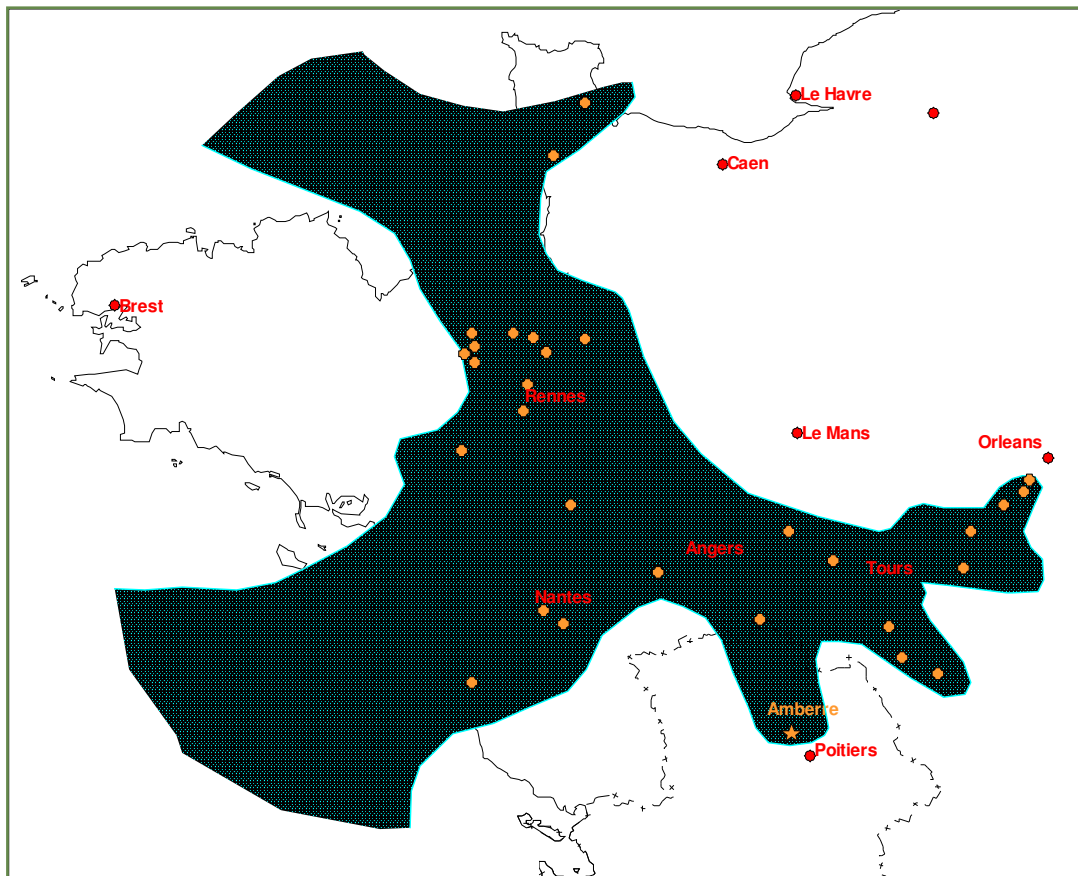


• Bivalves (photo site Internet de l'Académie de Poitiers)

INTERPRETATION

Les caractéristiques sédimentologiques des faluns de Moulin-Pochas (granulométrie des sables, stratifications obliques et chenaux de marée, abondance de débris coquilliers roulés...) et la nature des associations fauniques (nombre très élevé d'espèces essentiellement benthiques, présence de polypiers, de bivalves à coquille épaisse et à forte ornementation...) témoignent d'un milieu marin proche du littoral (tranche d'eau comprise entre 2 et 15 mètres de profondeur), à forte énergie hydrodynamique, car soumis à l'action des courants de marée, et à température élevée (18°C au minimum) (GALL, 1995). La présence de restes de mammifères continentaux (carnivores et artiodactyles) dans ces dépôts corrobore la proximité du rivage.

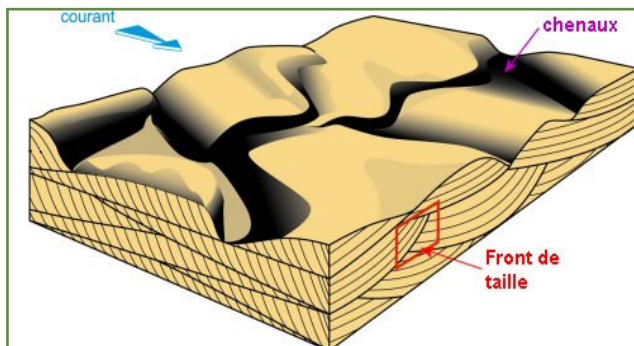
Ces faluns se rattachent à l'ensemble des dépôts organo-détritiques de même âge et de faible extension géographique conservés dans le Cotentin, en Bretagne centrale, en Vendée, dans le Maine, en Anjou, en Touraine et dans le Blésois. Répartis dans le Centre-Ouest de la France, ils témoignent de l'existence, au Cénozoïque, entre -16 et -11,6 millions d'années, sur l'emplacement actuel du bassin de la Loire, d'un bras de mer, le « golfe ligérien » (ou « mer des faluns »), dépendance de l'océan Atlantique (COGNE et coll., 1974). Au cours de cette période, le climat qui régnait sur l'Europe occidentale était alors de type subtropical à tempéré, chaud et humide.



• Répartition des sites à faluns (points orange) et extension du bras de mer miocène



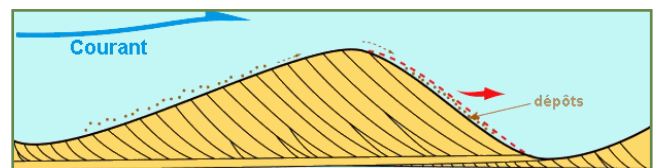
• Front de taille présentant de remarquables stratifications obliques entrecroisées.



• Schémas de formation des stratifications obliques, d'après Reineck-Singh (1980) (extrait de « Chroniques en sous-sol »)



• Détail des stratifications obliques



• Surface perforée du Jurassique supérieur (fond de la carrière)



• Conglomérat et niveau argileux : remplissage céno-manien dans la poche karstique des calcaires oxfordiens



• Faluns miocènes

REFERENCES BIBLIOGRAPHIQUES

CARIOU (Elie), GABILLY (Jean) et HANTZPERGUE (Pierre) avec la collaboration de BRUNET (Michel) 1997. Les transgressions mésozoïques et cénozoïques sur la bordure sud-est du Massif vendéen. In *Poitou Vendée Charentes*. Paris, Masson (Guides géologiques régionaux) : 193-206.

COGNE (Jean) avec la collaboration de DURAND (Serge) et ESTEOULE-CHOUX (Janine) 1974. Le Massif armoricain. In *Géologie de la France - Vol. I : Vieux massifs et grands bassins sédimentaires*. Paris, Doin : 105-161.

GALL (Jean-Claude) 1995. *Paléoécologie. Paysages et environnements disparus*. Paris, Masson, 239 p.

LE TOUZE DE LONGUEMAR (Alphonse) 1870. *Etudes géologiques et agronomiques sur le département de la Vienne - Vol. I : Description physique et géologique du département*. Poitiers, Dupré, 496 p.

CARTE TOPOGRAPHIQUE A 1/25 000 (PARIS, IGN)

Feuille Vouillé (1726 ouest)

CARTE GEOLOGIQUE A 1/50 000 (ORLEANS, BRGM)

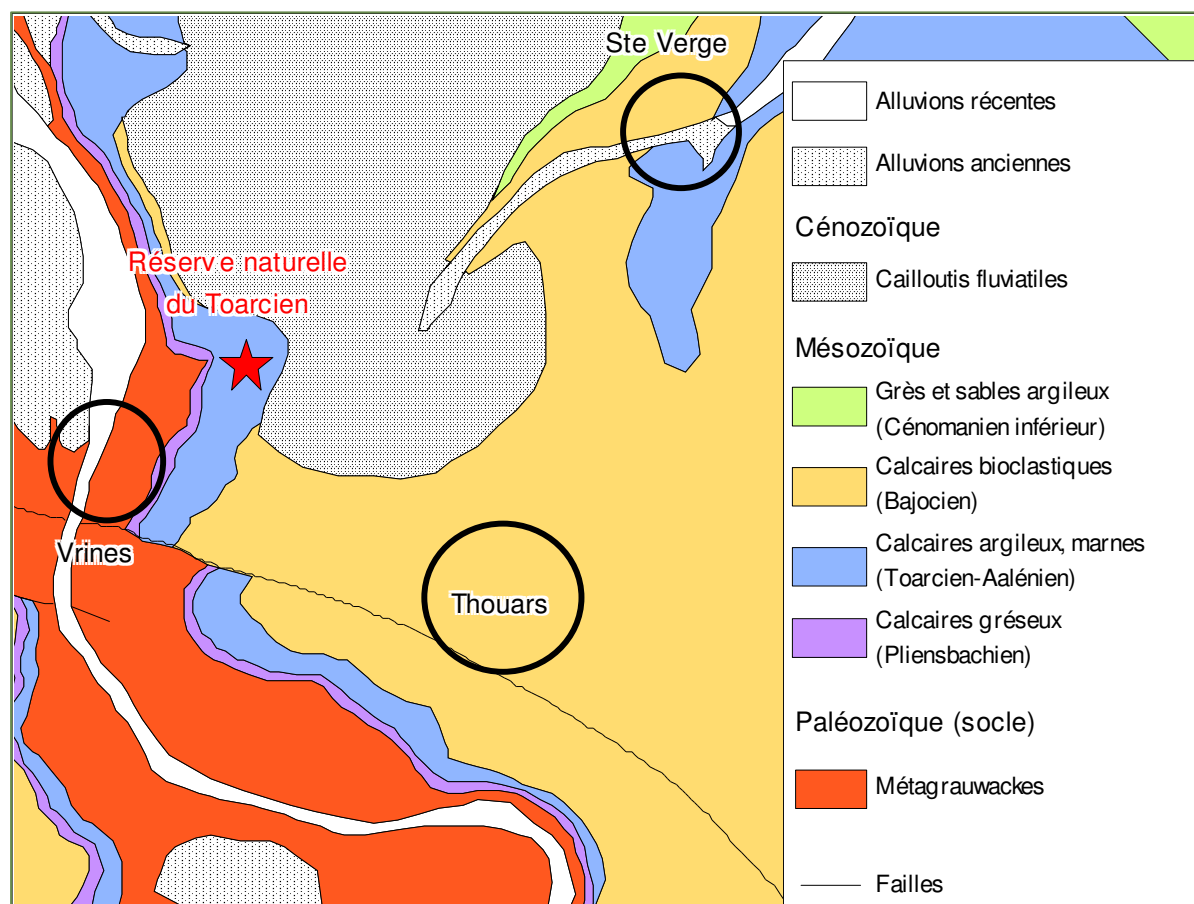
Feuille Mirebeau-en-Poitou (566), 1989 [+notice explicative, 36 p.]

② La réserve naturelle du Toarcien, Didier PONCET (13h30-14h30)

A proximité de Thouars (Deux-Sèvres), la Réserve Naturelle du Toarcien assure la conservation de la coupe-type (ou stratotype) de l'étage Toarcien. Créé par Alcide d'ORBIGNY en 1849, cet **étage du système Jurassique** correspond à un intervalle de temps compris entre -184 et -175 millions d'années [IUGS, 2000].

La coupe-type se compose de **trois ensembles successifs** dont les caractéristiques lithologiques témoignent de milieux de dépôts contrastés. Cette succession traduit une lente élévation du niveau marin à mettre en relation avec un phénomène d'ampleur mondiale, la **transgression du Jurassique inférieur**, qui voit la pénéplaine post-hercynienne, modelée au Permo-Trias, progressivement submergée par les eaux d'un océan, la Téthys.

SITUATION ET CONTEXTE GEOLOGIQUE



• Carte géologique simplifiée et échelle des temps

Composée de deux anciennes carrières à ciel ouvert [les Groies : x = 404,3875 ; y = 2225,0375 ; z = 70 / les Hauts Coteaux : x = 403,7875 ; y = 2225,8625 ; z = 75], la Réserve

Naturelle Nationale du Toarcien est située dans la vallée du Thouet, en rive droite, entre les hameaux de Vrines (Sainte-Radegonde) et de Pompois (Sainte-Verge), à 3,5 km au nord-ouest de Thouars.

La région de Thouars se place dans la zone où un socle granitique et métamorphique appartenant au Massif armoricain disparaît sous une couverture sédimentaire se rattachant au Bassin parisien.

Le socle est représenté par des granitoïdes divers (gabbro, diorite, microgranite et rhyolite...) qui appartiennent au complexe volcano-plutonique de Cholet-Thouars daté à 519^{+14}_{-10} Ma. Ces granitoïdes sont intrusifs dans les micaschistes du Groupe des Mauges rapportés au Néoprotérozoïque III (entre -650 et -540 Ma).

La couverture repose en discordance sur le socle. Elle regroupe des roches variées d'origine marine (grès, calcaires et marnes, argiles...) qui témoignent de la succession de deux transgressions, la première au Jurassique inférieur, la seconde au Crétacé supérieur (Cénomanien).

Enfin, socle et couverture sont localement masqués par des dépôts fluviatiles (alluvions) dont l'âge s'échelonne du Néogène au Quaternaire.

DESCRIPTION

Créée le 23 novembre 1987 au titre de la loi du 10 juillet 1976 sur la protection de la nature, la Réserve Naturelle Nationale du Toarcien assure la conservation de la coupe-type historique (ou holostratotype) du Toarcien, étage du système Jurassique défini par Alcide d'ORBIGNY en 1849 qui en a donné la description dans les volumes I et II du *Cours Élémentaire de Paléontologie et de Géologie Stratigraphiques* (1849, 1852) ainsi que dans le volume consacré aux Céphalopodes de la *Paléontologie Française* (1850).

Ultérieurement, cette coupe a été décrite avec plus de précisions, successivement par Etienne EUDES-DESLONGCHAMPS (1864), Albert de GROSSOUVRE (1887), Alphonse FOURNIER (1891) et Jules WELSCH (1910).

Révisé dans les années 1970 (GABILLY, 1975, 1976), l'étage Toarcien marque la fin du Jurassique inférieur. D'une durée d'environ 7 millions d'années, il matérialise, sur l'échelle stratigraphique internationale, l'intervalle de temps compris entre -183,0 et -175,6 Ma. Il se compose de trois sous-étages (inférieur, moyen et supérieur) et ses limites ont été fixées à l'occasion du *Colloque sur le Jurassique* qui s'est tenu à Luxembourg en 1962.

En exploitation jusqu'au début des années 1960, les carrières qui bénéficient aujourd'hui d'une protection réglementaire permettaient l'extraction de plusieurs types de matériaux utilisés selon leurs caractéristiques (dureté, porosité, gélivité, teneur en CaCO_3 ...) comme moellon, pierre de taille, pierre marbrière ou pierre à chaux (PONCET, 2000, 2007, 2008). Le second site de la réserve naturelle expose la coupe la plus développée. De bas en haut, elle montre :

- des grès et des calcaires gréseux (> 0,50 m). Plus connus localement sous l'appellation de « *grison* » ou de « *banc gris* », ils étaient principalement utilisés pour bâtir le soubassement des constructions (faible porosité et forte résistance à la compression) et appareiller les ouvertures (portes et fenêtres). Ils renferment quelques fossiles, notamment des bivalves (*Pectinidae*), des gastropodes, des bélemnites et montrent de très nombreux terriers de vers. Ils sont structurés en faisceaux de litages obliques et sont parfois associés à des poudingues

(« *garrou* » des carriers). Ils représentent le Pliensbachien supérieur (cf. Domérien) et la base du Toarcien inférieur ;

- des calcaires bioclastiques à oolites ferrugineuses (1,20 m). Pouvant être polis, ils correspondent au « *banc lumateux* » et au « *banc de gailletière* » qui fournissaient des dalles pour le pavage des sols, des marches d'escaliers... Ils sont extrêmement riches en bioclastes (essentiellement des fragments de coquilles) et en oolites ferrugineuses, de petites sphères composées de minces couches concentriques d'oxydes de fer. Ils se rapportent au Toarcien inférieur et moyen ;

- des calcaires argileux qui alternent régulièrement avec des marnes (6,90 m). Parmi les niveaux calcaires, les bancs gélifs, impropres à la construction, composent le « *banc rouge* » ; ils étaient calcinés dans les fours à chaux en activité à Sainte-Radegonde à la fin du XIX^{ème} siècle. Les autres, plus riches en argile, donnaient des moellons parallélépipédiques employés pour l'élévation des murs (logis, dépendances, clôtures...). Calcaires argileux et marnes contiennent également de nombreux fossiles, principalement d'organismes pélagiques. Ils s'échelonnent du sommet du Toarcien moyen à l'Aalénien inférieur.

Les dépôts du Toarcien ont livré de très nombreuses espèces fossiles. Parmi les organismes pélagiques, les reptiles (plésiosaures et ichtyosaures), au profil hydrodynamique étaient de redoutables prédateurs. Les poissons cartilagineux (requins du genre *Synechodus* notamment) et les poissons osseux sont connus par des éléments isolés (dents et écailles). Les céphalopodes étaient particulièrement abondants avec des ammonites (plus de 80 espèces décrites qui appartiennent pour la plupart à la super-famille des *Hildocerataceae*), des nautilus et des bélemnites. Parmi les organismes benthiques, les échinodermes étaient représentés par des astérides (étoiles de mer) et des échinides (oursins). Ils étaient accompagnés par des crinoïdes. S'y ajoutaient des bivalves, des gastropodes, des brachiopodes articulés, des éponges...

Les assises de l'Aalénien inférieur sont surmontées par des argiles (0,50 m), plus ou moins sableuses, datées du Cénomani (Crétacé supérieur), elles mêmes recouvertes par un cailloutis composé de sables, de graviers, de galets... (0,35 m) correspondant à des alluvions anciennes du Thouet (Miocène à Quaternaire ?).



• La Réserve Naturelle comprend 2 sites correspondant à d'anciennes carrières à ciel ouvert qui étaient exploitées pour les besoins de la construction (moellon, pierre de taille et pierre marbrière).

**Miocène
à Quaternaire (?)**

Cénomanién inférieur

Aalénien inférieur

supérieur

Toarcien

moyen

inférieur

Pliensbachien supérieur



banc rouge



discontinuité majeure



cailloutis



argiles



marnes



calcaires argileux



calcaires bioclastiques



calcaires gréseux



grès

banc de gailletière

banc lumateux

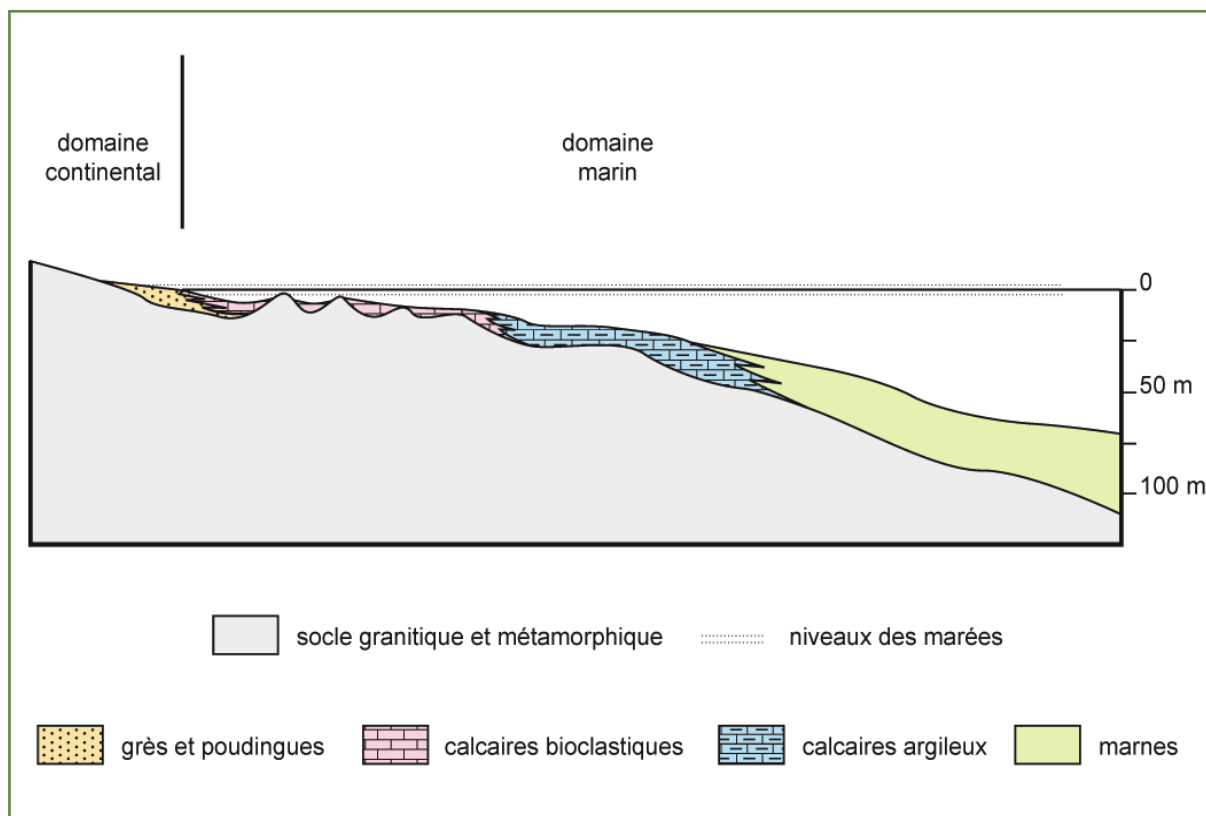
1 m

grison/garrou

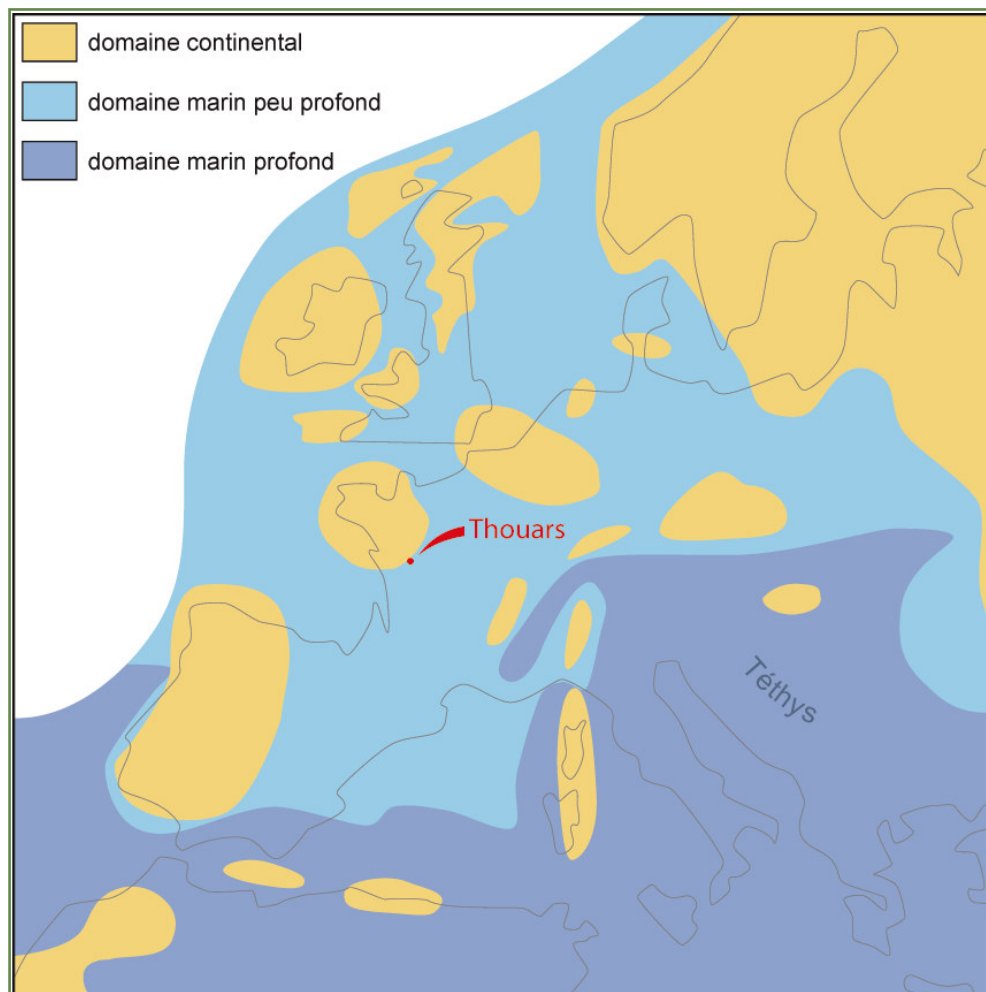
**Coupe stratigraphique synthétique
de la carrière des Hauts-Coteaux (site n°2)**

INTERPRETATION

Les grès et les calcaires gréseux du Pliensbachien supérieur et de la base du Toarcien inférieur qui renferment essentiellement des organismes ayant vécu sur le fond, fixés ou non, ayant besoin d'oxygène et de lumière, se sont formés dans un environnement marin peu profond et agité. Ces conditions prévalent sur le littoral, dans la zone de balancement de marées (0-10 mètres), où, en raison de leur taille, les sédiments grossiers (sables et graviers) se déposent. Les calcaires du Toarcien inférieur et moyen, marqués par l'abondance des bioclastes et des oolithes ferrugineuses, révèlent un environnement marin relativement profond mais toujours oxygéné (10-50 mètres), caractérisé par la formation de boues carbonatées. Enfin, les calcaires argileux et les marnes du Toarcien supérieur et de l'Aalénien inférieur qui se signalent par l'abondance des organismes pélagiques sont symptomatiques d'un environnement marin nettement plus profond (> 50 mètres), calme, qui permet la décantation des particules les plus fines, notamment les argiles en provenance du continent. Cette succession traduit un approfondissement du milieu de dépôt à mettre en relation avec une transgression marine, en l'occurrence la transgression du Jurassique inférieur, qui a débuté à l'Hettangien (vers -200 Ma) et a perduré pendant près de 25 millions d'années (GABILLY, 1978 ; GABILLY et al., 1985). A cette époque, l'Europe occidentale était un vaste archipel baigné par les eaux de la Téthys...



• Répartition théorique des sédiments marins selon la profondeur (RN Toarcien)



• Carte paléogéographique de l'Europe occidentale au Toarcien (vers -185 millions d'années) (modifiée d'après S. Elmi et C. Babin, *Histoire de la Terre*, 1994)

Les argiles du Cénomaniens se sont déposées en milieu littoral confiné, de type lagune saumâtre. Elles marquent le retour de la mer après une longue période d'émersion au Crétacé inférieur (entre -145 et -100 Ma). La discordance angulaire identifiable entre ces argiles et les formations sous-jacentes atteste un événement tectonique, la phase néo-cimmérienne, qui a provoqué le basculement vers l'est du Jurassique avant le dépôt du Crétacé supérieur.

Enfin, les alluvions anciennes du Thouet témoignent de la mise en place du réseau hydrographique actuel, probablement au cours du Néogène.

REFERENCES BIBLIOGRAPHIQUES

EUDES-DESLONGCHAMPS (Etienne) 1865. *Etude sur les étages jurassiques inférieurs de la Normandie*. Paris, Thèse, 296 p.

FOURNIER (Alphonse) 1891. Etudes géologiques sur les lignes de chemins de fer du Poitou. Ligne de Paris à Bordeaux (Etat), entre Montreuil-Bellay (Maine-et-Loire) et Villeneuve-la-Comtesse (Charente-Inférieure). *Mémoire de la Société de Statistique, Sciences, Lettres et Arts du département des Deux-Sèvres (2^{ème} série)*. VIII : 1-108.

GABILLY (Jean) 1975. *Evolution et systématique des Phymatoceratinae et des Grammocerotinae (Hidocerataceae, Ammonitina) de la région de Thouars, stratotype du Toarcien.* Paris, Société Géologique de France (Mémoires), 196 p.

GABILLY (Jean) 1976. *Le Toarcien de Thouars et dans le centre-Ouest de la France. Biostratigraphie, évolution de la faune (Harpoceratinae, Hildoceratinae).* Paris, CNRS (Les stratotypes français), 217 p.

GABILLY (Jean) 1978. Stratigraphie et paléogéographie. In *Poitou Vendée Charentes* (1^{ère} édition). Paris, Masson (Guides géologiques régionaux) : 9-18.

GABILLY (Jean), CARIOU (Elie) et HANTZPERGUE (Pierre) 1985. Les grandes discontinuités stratigraphiques au Jurassique : témoins d'événements eustatiques, biologiques et sédimentaires. *Bulletin de la Société Géologique de France* (8^{ème} série). I (3) : 391-401.

GROSSOUVRE [de] (Albert) 1887. Sur le système oolithique inférieur dans la partie occidentale du bassin de Paris. *Bulletin de la Société Géologique de France* (3^{ème} série). XV : 513-538.

ORBIGNY (Alcide) [d'] 1849. *Cours élémentaire de paléontologie et de géologie stratigraphiques. I.* Paris, Masson : 1-299.

ORBIGNY (Alcide) [d'] 1850. *Paléontologie française. Terrains jurassiques. I : Céphalopodes.* Paris, Masson , 642 p.

ORBIGNY (Alcide) [d'] 1852. *Cours élémentaire de paléontologie et de géologie stratigraphiques. III.* Paris, Masson : 383-847.

PONCET (Didier) 2000. Les matériaux de construction dans l'architecture médiévale à Thouars ((Deux-Sèvres). In *La pierre dans la ville antique et médiévale.* Mémoire du musée d'Argentomagus. (3) : 179-182. [acte du colloque qui s'est tenu à Argenton-sur-Creuse et Saint-Marcel les 30 & 31 mars 1998]

PONCET (Didier) 2007. Le « grison » de Vrines, un matériau en usage dans le Thouarsais (Deux-Sèvres, Poitou) pendant près de neuf siècles. In *Pierre du patrimoine européen. Economie de la pierre de l'Antiquité à la fin du XVIII^{ème} siècle en Europe.* (sous presse). [acte du colloque qui s'est tenu à Château-Thierry du 18 au 21 octobre 2005]

PONCET (Didier) 2008. Répartition et implantation des fours à chaux en Deux-Sèvres : influence du contexte géologique. In *Regard sur le patrimoine industriel de Poitou-Charentes et d'ailleurs.* La Crèche, Geste (Cahiers du Patrimoine) : 122-131. [acte du colloque « Industrie et patrimoine en Poitou-Charentes : connaître pour valoriser » qui s'est tenu à Poitiers et Châtellerauld du 12 au 14 septembre 2007]

WELSCH (Jules) 1910. La géologie des environs de Thouars et l'étage Toarcien. *Mémoire de la Société de Vulgarisation des Sciences Naturelles des Deux-Sèvres.* II : 93-123.

Carte topographique à 1/25 000 (Paris, IGN)

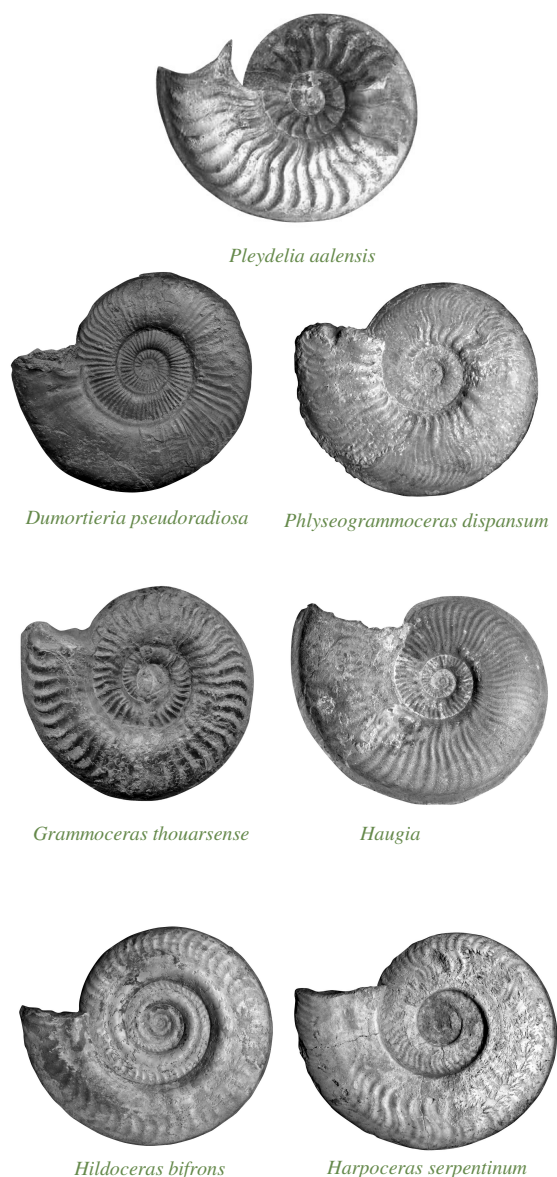
Feuille Le Puy-Notre-Dame (1624 ouest)

Feuille Thouars (1625 ouest)

Cartes géologiques à 1/50 000 (Orléans, BRGM)

Feuille Montreuil-Bellay (512), 2000 [+ notice explicative, 110 p.]

Feuille Thouars (539), 1987 [+ notice explicative, 34 p.]



175 Ma	Etage	Zones	Horizons	
184 Ma	T O A R C I E N	Aalensis	Buckmani	XXXIV
			Lugdunensis	XXXIII
			Celtica	XXXII
			Mactra	XXXI
			Tectiforme	XXX
		Pseudoradiosa	Pseudoradiosa	XXIX
			Munieri	XXVIII
			Dumortieri	XXVII
		Dispansum	Gruneri	XXVI
			Pachu	XXV
			Cappucinum	XXIV
		Thouarsense	Fallaciosum	XXIII
			Fascigerum	XXII
			Thouarsense	XXI
			Doerntense	XX
			Bingmanni	XIX
		Variabilis	Vitiosa	XVIII
			Phillipsi	XVII
			Illustris	XVI
			Variabilis	XV
		Bifrons	Semipolitum	XIV
			Bifrons	XIII
			Apertum	XII
			Lusitanicum	XI
			Tethysi	X
			Sublevisoni	IX
		Serpentinum	Douvillei	VIII
			Pseudoserpentinum	VII
			Strangewaysi	VI
			Elegantulum	V
		Tenuicostatum	Semicelatum	IV
			Tenuicostatum	III
			Crosbeyi	II
			Paltus	I
184 Ma				

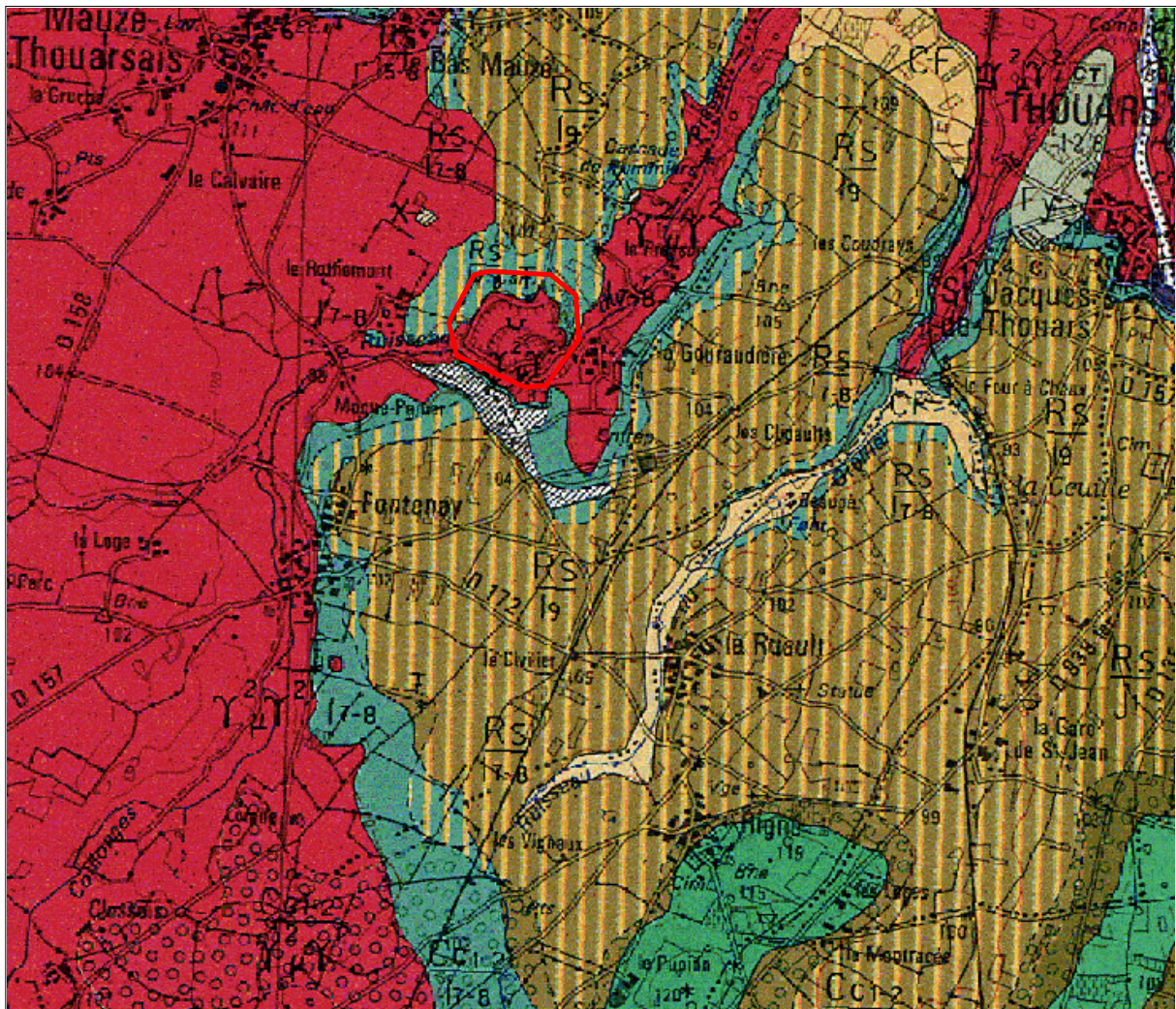
• Découpage de l'étage Toarcien en zones (8) et en horizons (34) d'après la répartition verticale (=dans le temps) des ammonites (D'après S. Elmi et al. *L'étage Toarcien de l'Europe et de la Téthys : divisions et corrélations*, 1994)

⑤ Carrière de Mauzais-Thouarsais, Didier PONCET (15h-16h)

La carrière de la Gouraudière à Mauzais-Thouarsais est exploitée par la société ROY pour les voiries et les ballastes des voies SNCF. Elle figure parmi les plus importantes carrières de roches éruptives de France.

La société exploite le microgranite (rose) et la microdiorite (bleu) du socle armoricain. Mais l'intérêt de cette carrière repose surtout sur la superposition du Lias sur le socle éruptif.

SITUATION ET CONTEXTE GEOLOGIQUE



• Localisation de la carrière sur la carte géologique 1/50 000 (BRGM)

Les roches cristallines de la région de Thouars regroupe deux magmatismes très différents du point de vue chimique : l'un leucogranitique, l'autre d'affinités dioritique et gabbroïque, qui ont produit tous deux aussi bien des plutonites que des hypovolcanites ou des volcanites.

Les leucogranites sont toutefois dominant. De couleur en général rose, leur composition minéralogique dominante est : quartz, orthose, oligoclase, biotite, amphibole.

Ces roches acides peuvent être associées à des roches basiques putoniques, dioritiques, de couleur sombre. Dans la région de Thouars on trouve aussi des volcanites de type gabbro. Les compositions minéralogiques sont essentiellement celles de diorites avec des plagioclases de type andésine An^{40} et des amphiboles de type hornblende verte tirant sur le brun pâle. S'ajoutent à ces minéraux du quartz en quantité minime, des pyroxènes en granules, du sphène, de l'apatite, et des minerais : pyrite et magnétite ; la biotite est un peu mieux représentée.

Ces associations de 2 magmatismes sont assez fréquentes sur le seuil du Poitou. D'âge hercynien, les relations entre ces 2 magmatismes sont souvent ambiguës et l'on a du mal à établir l'antériorité de l'un par rapport à l'autre. Ces associations proviendraient de la différenciation d'une même poche magmatique.

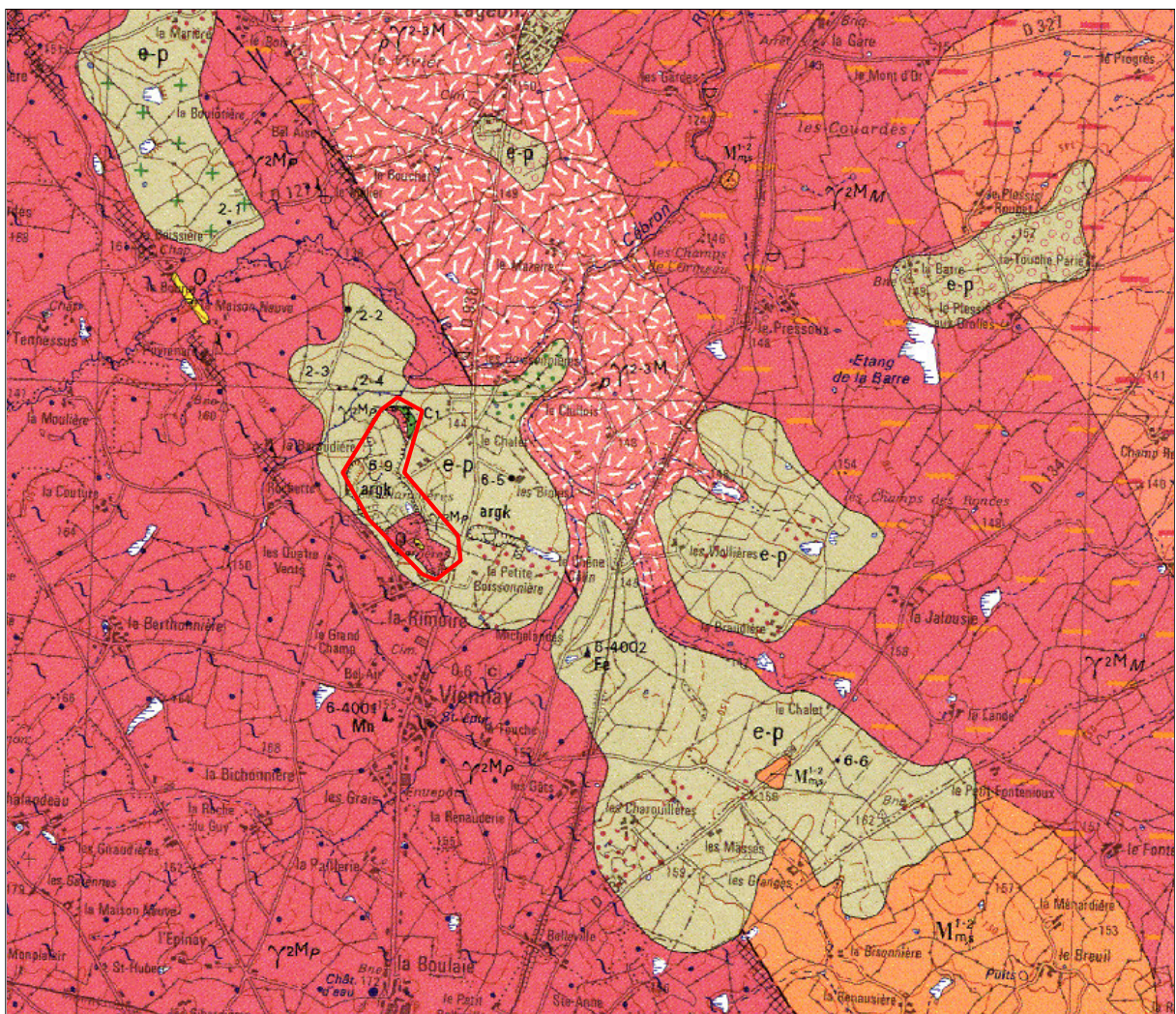
Ce socle armoricain a été ensuite le siège de 2 grandes transgressions marines. La première au Lias, la seconde au Cénomanién. Au Lias la mer revient d'Est en Ouest sur un relief pénéplané laissant toutefois localement des inselbergs et monadnock. C'est le cas à la carrière de la Gouraudière où l'on peut observer un Toarcien très réduit et souvent lacunaire à cause de la présence de monadnocks de socle dont certains ne seront recouverts de sédiments qu'à l'Aalénien inférieur. Autour de ces chicots de granite, observables entre Thouars et Airvault, se développe un faciès particulier : calcaire à oolites ferrugineuses et innombrables entroques restées parfois en connexion.

Il apparaît donc que la région s'étendant de La Gouraudière à Airvault présentait, au Toarcien comme au Pliensbachien, de nombreux hauts-fonds de surface réduite dont l'envoyage par les sédiments ne fut que très progressif. Mais il ne fait pas de doute cependant que la mer toarcienne s'étendait alors largement vers l'Ouest, car l'étage est formé de dépôts de plate-forme externe ouverte vers le large (les microfaciès correspondent à des oobiomicrocrites ou biomicrites à texture wackstone et plus rarement packstone, ce qui indique un milieu de dépôt très calme). L'épaisseur de l'étage peut varier entre 6 m à Airvault et 7,5 m à Thouars... et quelques centimètres au-dessus des monadnocks.

④Carrière de Viennay, Robert WYNS (16h30-18h)

Comme suite aux affleurements précédents dans le Thouarsais, la carrière de Viennay permet de présenter le second grand épisode transgressif de l'ère secondaire sur le socle armoricain : celui de la base du Cénomanién. On y voit des formations continentales de Cénomanién reposant sur le socle ainsi que les phénomènes d'altération. On y observe notamment des bois fossiles bien conservés et des bois silicifiés.

SITUATION ET CONTEXTE GEOLOGIQUE



Localisation de la carrière sur la carte géologique 1/50 000 (BRGM)

Autour de Viennay, on trouve plusieurs massifs de Cénomanién inférieur et Tertiaire venant directement sur le socle granitique. Dans la grande carrière aujourd'hui en eau, le Cénomanién a été exploité pour la confection des briques par la briqueterie Ayrault, malgré une composition en argile essentiellement smectitique. Ceci ne fait qu'aggraver la qualité du mélange, étant donné la forte proportion de smectites déjà présente dans les arénites et certains niveaux argileux tertiaires.

Une partie du site a été reconvertie en décharge du fait de la présence des argiles.

Le substratum est formé par les granites du complexe de Parthenay, encadré ici par deux accidents majeurs, orientés NW-SE. Cette grande faille de Parthenay, le long de laquelle se créent plus au Sud les « grabbens » de Saint-Maixent et de Lezay, coure depuis le Cotentin au Nord jusque dans les environs d'Angoulême au Sud.

Initialement considéré comme Tertiaire, le Cénomanién inférieur, que l'on peut observer dans la carrière sur les rives du lac, se trouve représenté par deux à trois mètres d'argile (smectite dominante) et sable noir lité avec petits micas blancs, riches en matière organique, reposant directement sur des arènes du socle altéré. M. Steinberg (1967) y avait trouvé une faune silicifiée de Lamellibranches (*Ostrea*, *Exogyra*) et de Bryozoaires (*Clausia heterospora*, d'Orbigny). Une étude de Ph. Ildefonse (1979) a permis de localiser avec précision cet étage dans la carrière et de le dater par palynologie.

Mais on peut surtout observer dans cette carrière un bel exemple d'altérations du socle, correspondant dans la région à d'épais manteaux (jusqu'à 20 m d'épaisseur) d'argile marron-beige plus ou moins sableuse, constituées par une forte proportion de micas hérités de la roche mère associés à de la kaolinite. Dans la carrière, on peut voir des altérations à structure conservée, très épaisses, de roches du socle cristallin (granité folié, gneiss, schistes, amphibolite). Steinberg considère ces arénites comme anté-cénomaniennes.

A la Garde, près de Viennay, une petite carrière montre une altération de granité en kaolinite et smectite recouverte par du Tertiaire. Son étude par A. Meunier a montré que cette altération était due à des processus hydrothermaux du fait de la composition chimique particulière des smectites dont la couche interfoliaire est potassique.

1^{ère} nuit à Parthenay

Quelques mots de géologie

La ville de Parthenay est intégralement située sur le complexe granitique qui a pris son nom.

Il s'agit de leucogranites qui montrent un grain moyen de 5 à 7 mm, avec un fond feldspathique abondant (50 à 60 %) qui confère aux roches à l'affleurement une teinte crème plus ou moins rosée. Celle-ci témoigne de l'importance de l'altération superficielle dont l'extension verticale peut atteindre et dépasser cinq mètres. Sur ce fond, le quartz (30 %) tranche par sa teinte grisâtre, de même que les paillettes brillantes de biotite et muscovite dont les grandes dimensions ne dépassent que rarement 3 millimètres.

Sur toute l'étendue du massif granitique de Parthenay, les roches révèlent un caractère folié, avec des plans d'alignement verticaux ou proches de la verticale, dont la direction est en général conforme à l'axe d'allongement du massif : N 140° E à N 160° E.

Daté de -300 M d'années (comme les leucogranites de Thouars), ces granites appartiennent à un plus vaste complexe granitique d'un axe Nantes—Parthenay. Typiquement, les compositions chimiques confèrent à ce complexe les caractéristiques de leucogranites calco-alcalins. K₂O supplante très généralement Na₂O, et CaO domine MgO.

Quelques mots sur Parthenay

Déjà au Moyen Age, les pèlerins en route vers Saint-Jacques-de-Compostelle appréciaient faire halte dans la cité de **Parthenay**, réputée pour la qualité de son accueil. Cette réputation a beaucoup contribué à sa prospérité au long des siècles. Elle conserve de nombreux témoignages de ce passé, qui lui ont valu le classement parmi les "**Pays d'art et d'histoire**".

Pour découvrir le **Parthenay médiéval**, il faut pénétrer dans la vieille ville par l'une des portes qui contrôlaient l'entrée, l'imposante **Porte Saint-Jacques** et son pont du XIII^{ème} siècle ou la **Porte de la Citadelle**, l'ancien beffroi de la ville. A vous de flâner dans les rues et ruelles tellement étroites que parfois on ne voit plus le ciel. Vous y découvrirez de superbes **maisons à colombages** des XIV^{ème} et XV^{ème} siècles, notamment **rue de la Vau-Saint-Jacques**, l'ancienne rue commerçante de la cité où autrefois, les pèlerins faisaient halte pour se restaurer et faire leurs achats.

Ne manquez surtout pas de faire une **promenade nocturne** dans le quartier historique. Les illuminations lui donnent une majesté sans égale !

Autre tradition de la région, l'élevage et particulièrement, celui d'une race de bovins spécifiques, **la Parthenaise**. Depuis le XVIII^{ème} siècle, le marché aux bestiaux est l'un des plus importants de France. Il se déroule tous les mercredis matin au "Foirail de Bellevue".

... et quelques pages d'histoire

Le nom de *Partenay* apparaît au début du XI^e siècle et désigne alors peut-être l'actuel village de Parthenay-le-Vieux. Il n'y a pas trace d'importantes occupations humaines antérieures au Moyen Âge.

La première dynastie de seigneurs locaux est dite des "Parthenay L'archevêque" car elle s'enorgueillissait d'avoir un ancêtre archevêque de Bordeaux. Ces seigneurs étaient de puissants barons et contrôlaient une partie importante du Poitou, ce qui leur permit de se révolter souvent contre leurs suzerains les comtes de Poitiers, puis contre les rois de France ou d'Angleterre.

Dans la seconde moitié du XI^e siècle, les comtes-ducs de Poitiers concèdent des franchises aux bourgs qui entourent Parthenay : Saint-Pierre et Saint-Paul (abandon des droits seigneuriaux et du droit de service armé)¹.

C'est à Parthenay que se déroula la rencontre entre saint Bernard et le duc d'Aquitaine Guillaume X qui reconnaissait alors un antipape et finit par se convertir.

La cité devient un lieu de passage d'une route secondaire du pèlerinage de Saint-Jacques-de-Compostelle. C'est pour cette raison que la principale porte fortifiée, bien préservée encore aujourd'hui, porte le nom de porte Saint-Jacques et est devenu le symbole de la ville. La principale artère de la ville au Moyen Âge était la rue de la Vau Saint-Jacques (on y trouve toujours un ensemble de maisons à pans de bois de la fin du Moyen Âge) qui menait à la porte de la citadelle, entrée de la deuxième enceinte fortifiée. Au bout de cet éperon rocheux dominant le Thouet se trouvait le château des seigneurs de Parthenay.

La ville est prise en 1207 par Philippe Auguste.

Les imposantes fortifications de Parthenay furent édifiées avec le concours financier des rois d'Angleterre, dont les seigneurs de Parthenay étaient vassaux. Au XV^e siècle, elles furent encore renforcées par le connétable Arthur de Richemont, qui reçut la seigneurie de Louis XI. Le château tombe néanmoins aux mains de Dunois en novembre 1486, avant que l'armée royale ne le reprenne le 30 mars suivant.

Sous l'Ancien Régime, la petite ville compta de nombreuses paroisses : Sainte-Croix, Notre-Dame-de-la-Couldre (dans l'enceinte de la Citadelle), Saint-Laurent, Saint-Jean, Saint-Jacques, Saint-Paul, Saint-Pierre de Parthenay-le-Vieux (créée au début du XII^e siècle par les casadéens³), et le Sépulcre. Il faut aussi ajouter le couvent des Cordeliers, la Maison-Dieu et la Maladrerie. Des faubourgs s'édifièrent autour de ces établissements religieux.

Les ducs de La Meilleraye, cousins de Richelieu, furent seigneurs de Parthenay aux XVII^e et XVIII^e s. L'un d'entre eux refonda l'hôpital de Parthenay et résida dans son château de la Meilleraye (commune de Beaulieu-sous-Parthenay).

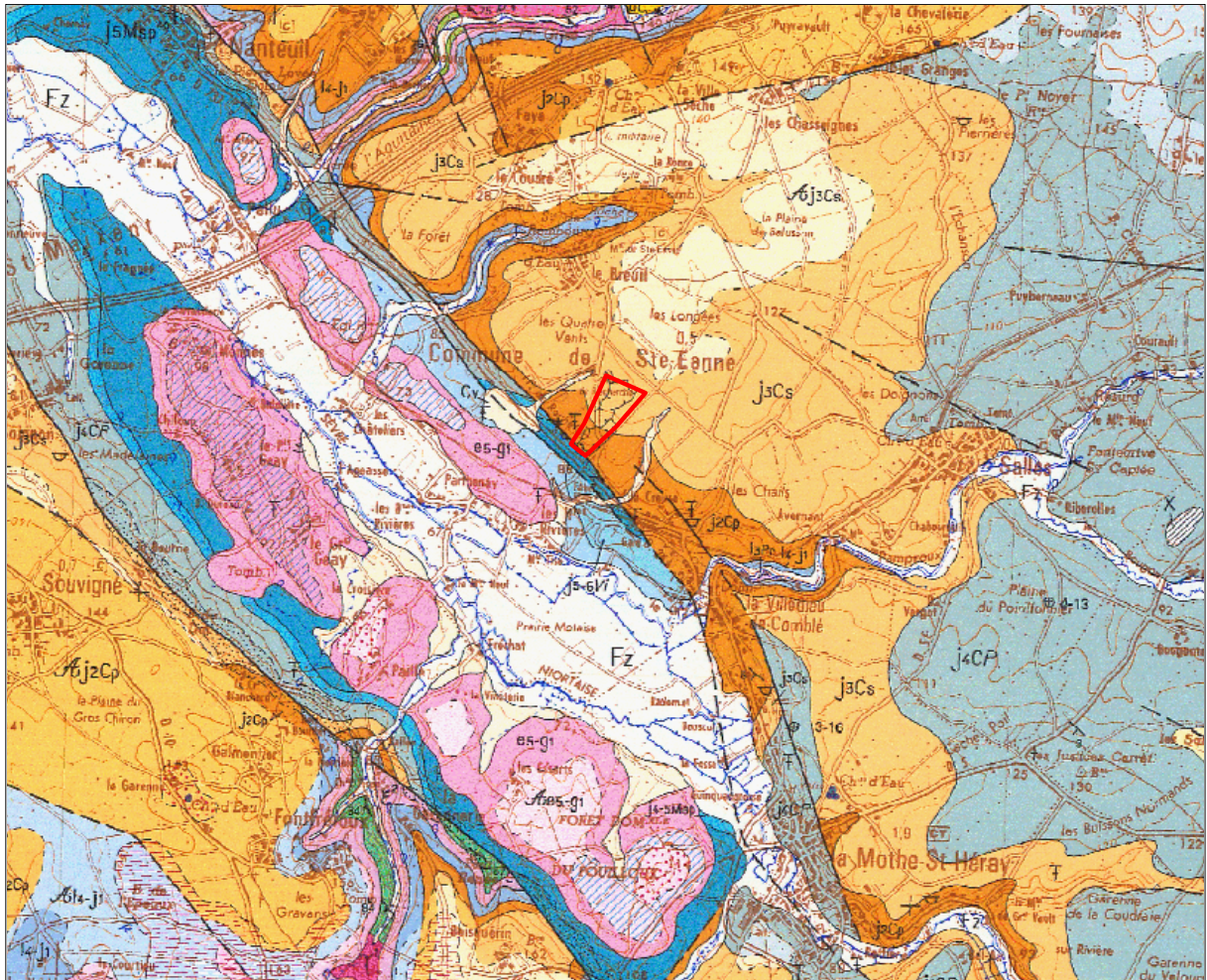
À la Révolution, Parthenay faillit être choisi comme chef-lieu du département des Deux-Sèvres mais ce privilège revint finalement à Niort. Bleus et blancs se disputèrent le contrôle de la ville qui prit cependant le parti des Républicains.

3. L'excursion / Vendredi 14 mai : de Parthenay à St-Junien

5 Carrière de Ste Eanne, Patrick BRANGER² (9h-10h30)

Située en bordure nord du grabben de St-Maixent, la carrière des Hauts de Rochefort à Sainte-Eanne présente l'intérêt de montrer le passage du Bajocien au Bathonien. La base du Bajocien n'est toutefois pas visible. A l'entrée de la carrière on pouvait observer autrefois le contact anormal avec l'Oxfordien du grabben.

SITUATION ET CONTEXTE GEOLOGIQUE



Localisation de la carrière sur la carte géologique 1/50 000 (BRGM)

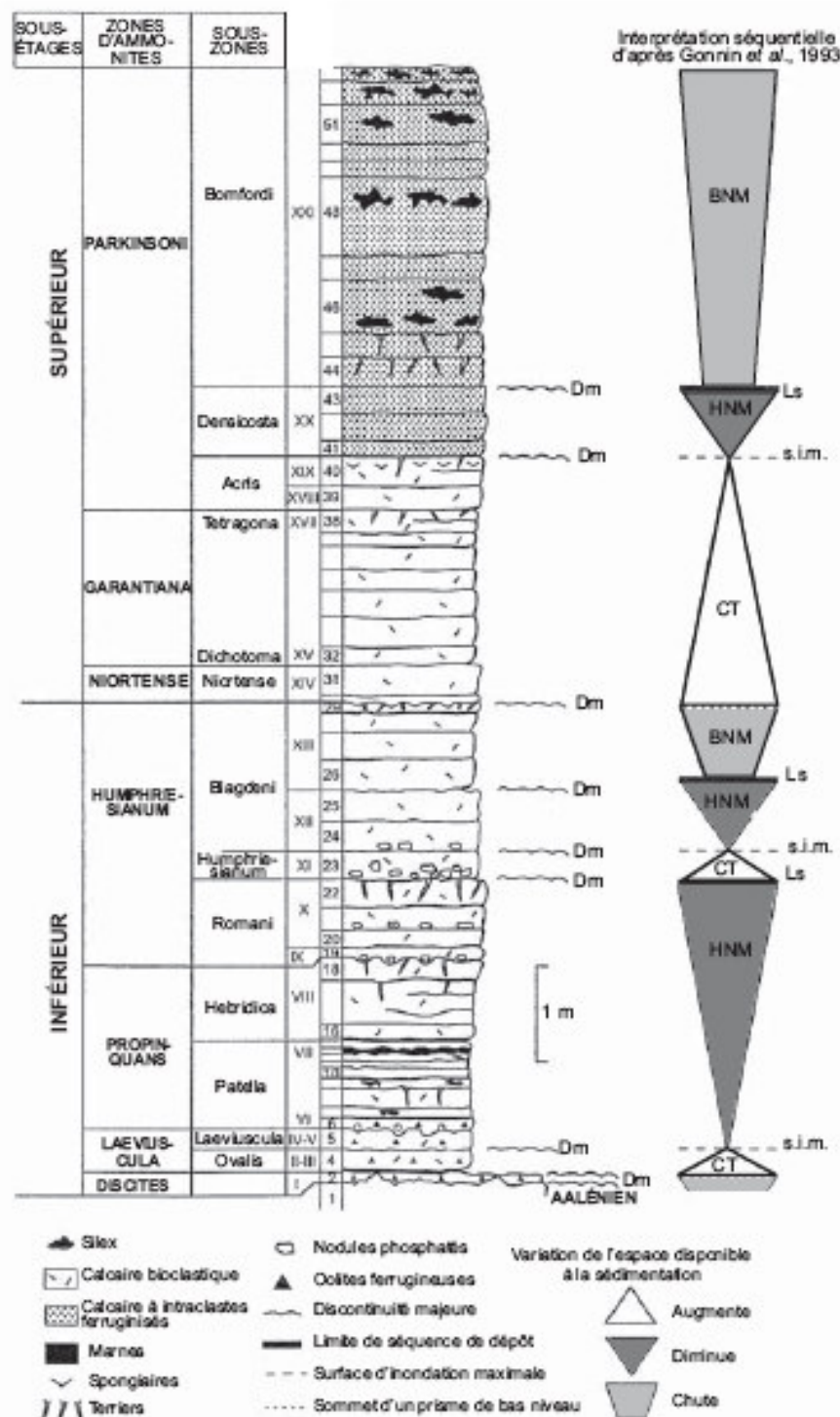
² Patrick BRANGER est auteur d'une thèse : « La marge nord-aquitaine et le seuil du Poitou au Bajocien : stratigraphie séquentielle, évolution biosédimentaire et paléogéographie » (Université de Poitiers, 1989). Collaborateur de la carte géologique, il a contribué à la réalisation de nombreux documents et est président de l'Association...

Cette carrière est exploitée par l'entreprise Boisliveau, filiale de Lafarge. La thèse de Patrick BRANGER donne une description précise, banc par banc, de la série bajocienne et bathonienne, basée sur des zones à ammonites.

Dans la carrière la base du Bajocien n'est pas observable. La série débute avec la zone à Sauzei, dont la base est constituée par des calcaires gris très fins et très durs. Cette zone s'achève par une surface usée. Au-dessus la zone à Humphriesianum se distingue par ses constructions à spongiaires. On peut ensuite noter dans la zone à Garantiana des lumachelles à *Sphaeridothyris*, ainsi qu'à son sommet un niveau remanié à nodules phosphatés. La zone à Parkinsoni du Bajocien supérieur est envahi par les tubéroïdes et par les silex ponctués. D'une manière générale, le Bajocien de Sainte-Eanne se caractérise par les nombreux niveaux à silex et par des faciès moins argileux que dans les carrières de Saint-Maixent. La coupe de la carrière de la Grande-Palisse près de Saint-Maixent, présentée ci-dessous, présente l'avantage de montrer tout le Bathonien avec une interprétation séquentielle.

Le passage au Bathonien se fait par un niveau repère appelé « Banc pourri » par les anciens auteurs. Classiquement, il est constitué par un niveau de calcaire argileux intercalé entre une couche de marnes verdâtres à la base, grises au sommet et pétri de fossiles phosphatés, notamment des ammonites : *Parkinsonia cf. dorni*, *P. fretensis*, *Morphoceras multiforme*, *M. (Ebrayiceras) pseudoanceps*, *Zigzagiceras zigzag**, *Z. crassizigzag*, *Lobosphinctes subprocerus*, *Oxycerites*, *Strigoceras*, associées à des bélemnites, *Pholadomya* (biohorizon II, zone à Zigzag). La base du Bathonien est lacunaire (lacune de l'horizon I à Convergents). Ce niveau repère correspond partout dans les bassins européens à un intervalle transgressif.

Dans la carrière, le Bathonien débute par un calcaire argileux jaunâtre, assez dur, riche en glauconie et en ponctuations ferrugineuses. On observe dans la partie supérieure du banc un enduit grisâtre, phosphaté. Au-dessus viennent environ 5 m de calcaire beige à ponctuations ferrugineuses correspondant au Bathonien moyen. Vers le haut la coupe se termine avec des calcaires à silex.



Coupe du Bajocien de la carrière de La Grande Palisse, près de Saint-Maixent-l'École (d'après Branger, 1989) et interprétation séquentielle (d'après Gonnin et al., 1993) [notice de la carte géologique 1/50 000 (BRGM)]

SEDIMENTATION ET PALEOENVIRONNEMENTS AU BAJOCIE-BATHONIE

Au Bajocien, le domaine de sédimentation est en gros celui d'une plate-forme colonisée par une faune benthique abondante de mollusques et de spongiaires, auxquels sont associés de nombreux céphalopodes. L'identification de plusieurs discontinuités sédimentaires majeures trans-bassins européens, grâce à leur datation par ammonites, souligne l'importance des fluctuations eustatiques comme facteur de contrôle de la sédimentation et des paléoenvironnements.

Durant une grande partie du Bajocien, la plate-forme carbonatée est le siège d'une sédimentation peu abondante de calcaire micritique, comportant des condensations, des niveaux remaniés, phosphatés et glauconieux, interrompue par de fréquentes discontinuités sédimentaires. Ces caractéristiques alliées à l'abondance des céphalopodes (ammonites, bélemnites) témoignent d'un milieu franchement distal, tandis que la richesse de la faune benthique (notamment de grands pectinidés) exclut une grande profondeur. L'épisode à biohermes à spongiaires du sommet du Bajocien inférieur serait associé à un cortège de haut niveau marin.

Les calcaires finement bioclastiques à silex traduisent un taux de sédimentation plus abondant et une nette diminution de la profondeur, hostile aux céphalopodes qui deviennent rares. Les dépôts suggèrent néanmoins un milieu infratidal supérieur. Les calcaires à tubéroïdes sont interprétés comme des sédiments progradants de haut niveau marin puis de prisme de bordure de plate-forme.

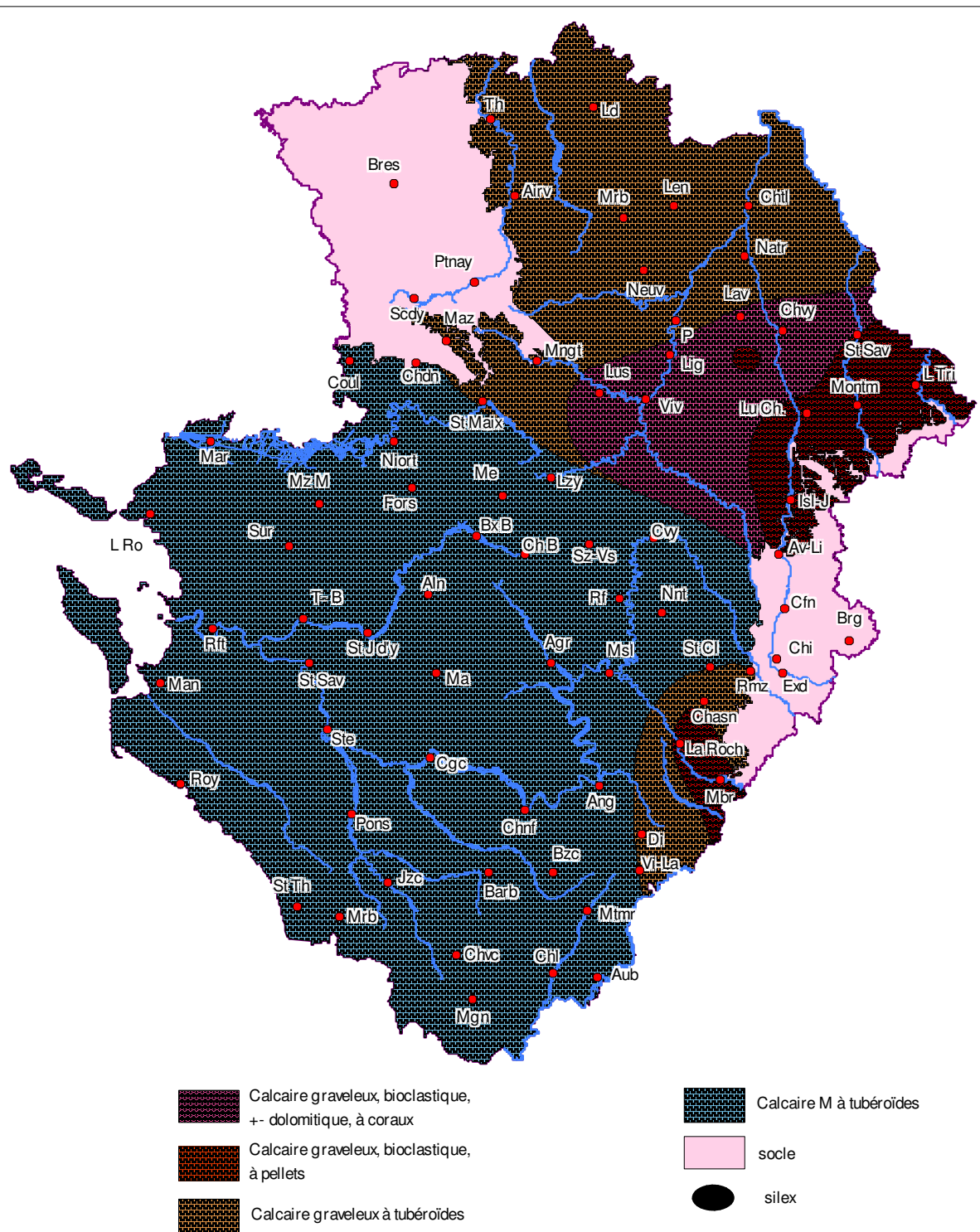
Durant la plus grande partie du Bajocien, la plate-forme carbonatée distale passe à l'Est, sur la feuille Lusignan, à une plate-forme proximale. Celle-ci a été colonisée par les coraux. La plate-forme carbonatée offrait alors clairement une zonation biologique classique en relation avec la profondeur des environnements marins : une zone de biohermes coralliens en domaine proximal, doublée d'une zone de biohermes à spongiaires en milieu distal, orientée en gros N-S (Branger, 1989). La bordure méridionale du domaine proximal était déterminée par l'axe paléogéographique Pouzauges–Oradour-sur-Glane. Elle était séparée du haut-fond de Melle (à soubassement granitique) par une zone déprimée, plus profonde, soumise à des influences franchement pélagiques. Cette gouttière de Lezay–Exoudun–Saint-Maixent-l'École délimitait les plates-formes proximale au Nord-Est et distale au Sud-Ouest. Ses fonds calmes et vaseux ont favorisé la reproduction de brachiopodes (lumachelles à *Sphaerodothyris*) au Bajocien supérieur (zone à *Garantiana*). L'abondance des silex dans les dépôts de la gouttière est à relier à la grande fréquence des spongiaires dont le squelette siliceux constituait probablement la principale source de silice. Le taux de sédimentation augmente à la fin du Bajocien avec le dépôt des calcaires finement bioclastiques à intraclastes ferruginisés (tubéroïdes) et à silex de la zone à *Parkinsoni*. Cet épisode progradant aura pour effet de combler toutes les zones déprimées (gouttière de Lezay–Saint-Maixent-l'École, gouttière poitevine à l'échelle du Seuil du Poitou). La conséquence en sera la réunion en une seule entité paléogéographique des deux plates-formes carbonatées, appuyées respectivement sur les promontoires vendéen de la Terre armoricaine et limousin de la Plate-forme centrale (Énay et al., 1980) et individualisées depuis l'Aalénien. Paléogéographiquement, le domaine sédimentaire marin tend donc à s'uniformiser au Bajocien supérieur. C'est celui d'une rampe très faiblement inclinée vers le Sud-Ouest, peu profonde, de moyenne énergie hydrodynamique.

Au Bathonien, cette unique rampe carbonatée, de morphologie très aplanie, est soumise à des variations de profondeur qui sont largement sous contrôle eustatique. Les épisodes d'approfondissement relatif sont marqués par une plus grande fréquence des organismes pélagiques (ammonites, bélemnites, microfilaments) qui la colonisent. Le mieux exprimé se

située à l'extrême base du Bathonien. C'est le « Banc pourri » des auteurs, remarquable repère stratigraphique de nature argilo-carbonatée, caractérisé par sa grande richesse en moules internes d'ammonites phosphatées de la zone à Zigzag. Il correspond à l'intervalle condensé de la première séquence de dépôts du Bathonien dans les bassins européens (Graciansky et al., 1998).



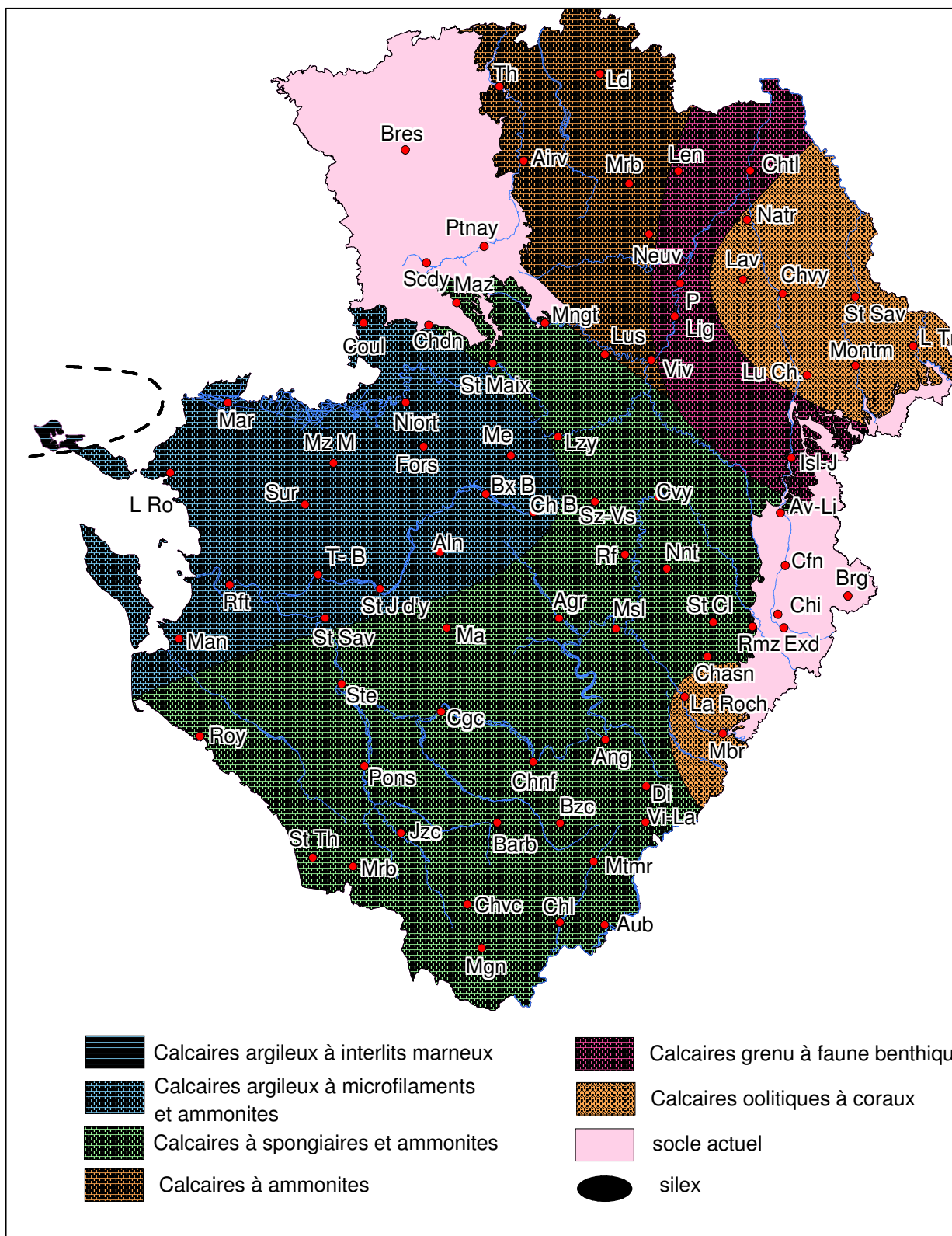
• Calcaire à spongiaires (ferruginisés)
du Bajocien près de La Mothe Saint Héray (79)



Paléogéographie au Bajocien supérieur

(d'après P. Branger, J. Gabilly, J.P. Mourier)

• Extension de la mer et répartition des faciès au Bajocien supérieur (d'après Gabilly et Cariou) [BRGM]

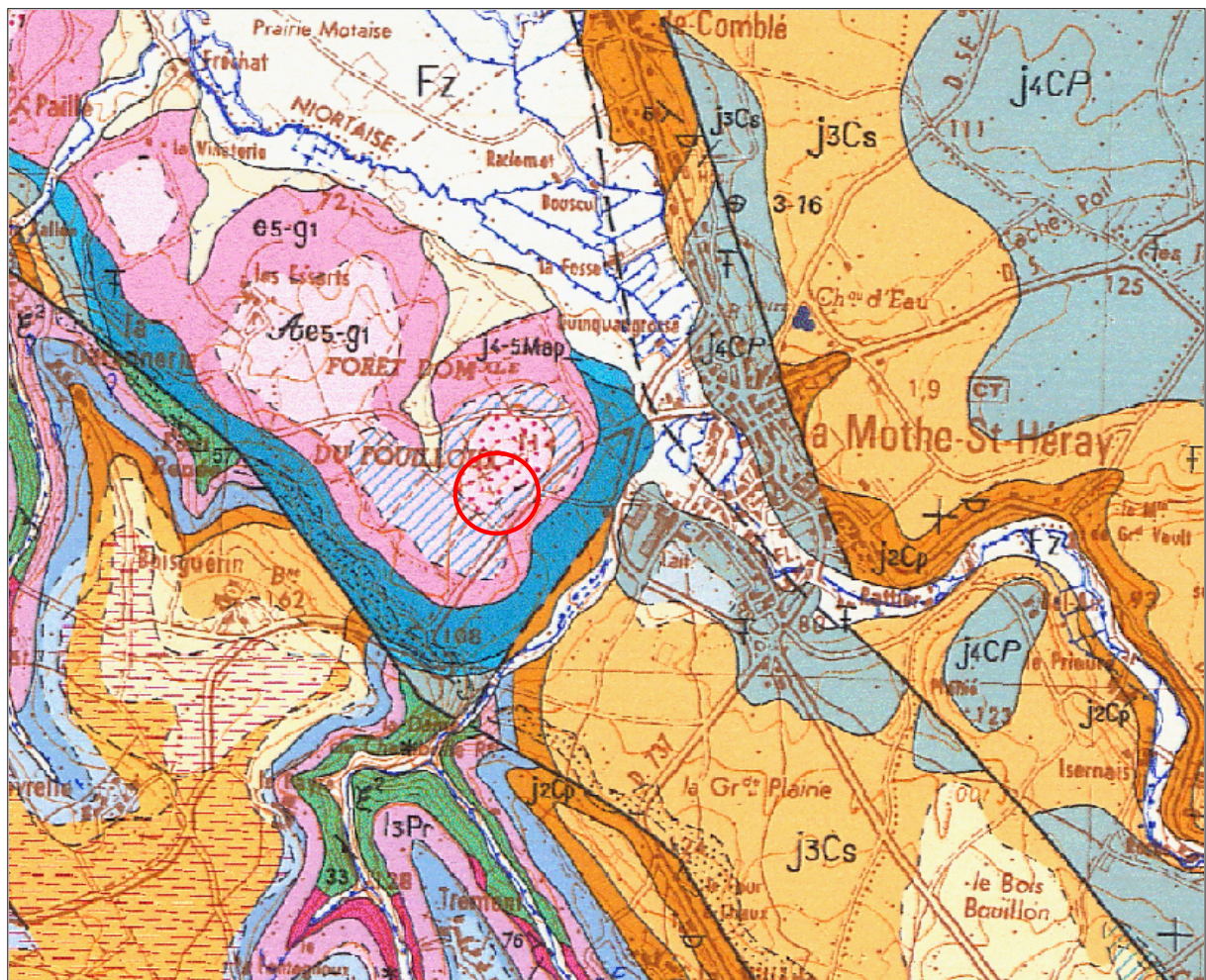


Extension de la mer et répartition des faciès au Bathonien supérieur (d'après Gabilly et Cariou) [BRGM]

⑥ L'Oligocène du Bois de Fouilloux, Robert WYNS³ (10h30-11h)

L'affleurement du Bois de Fouilloux permet de présenter les calcaires lacustres et les altérites ferrugineuses d'âge tertiaire du cœur du grabben de Saint-Maixent. Le dénivelé entre cet affleurement, autour de 100 m NGF, et les plateaux à matériel Dogger autour de 125 m NGF souligne l'importance de l'effondrement tertiaire.

SITUATION ET CONTEXTE GEOLOGIQUE



Localisation de la carrière sur la carte géologique 1/50 000 (BRGM)

³ Robert WYNS est

LE GRABEN DE ST-MAIXENT

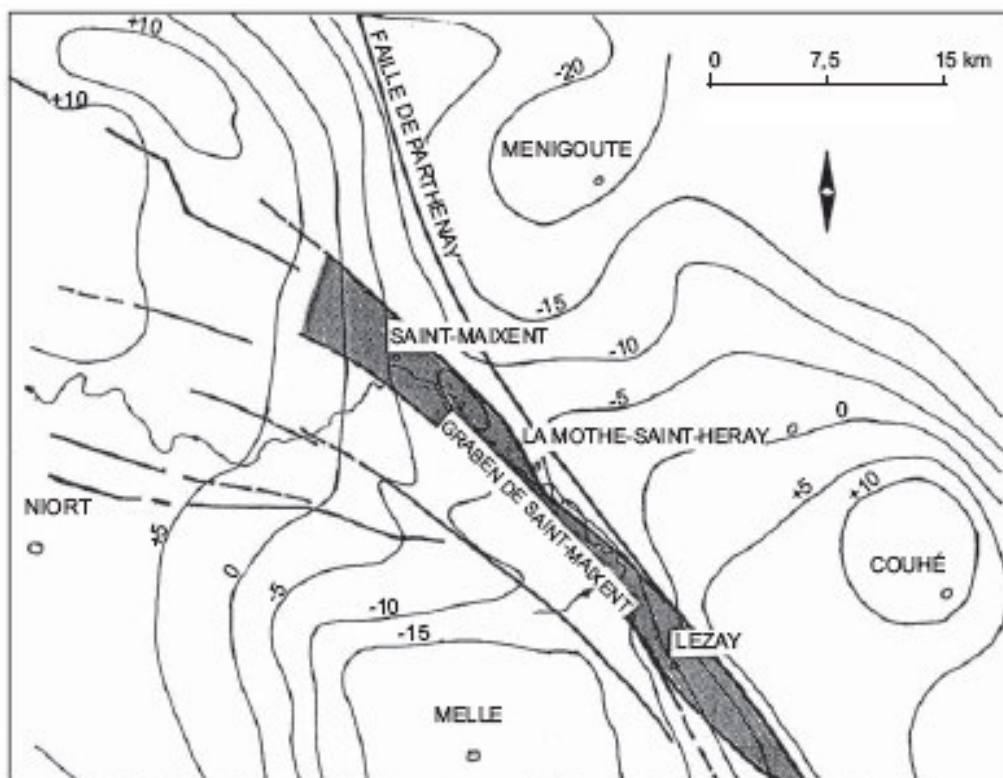
Le graben de Saint-Maixent-l'École est une structure régionale majeure. Orienté NW-SE et encadré par deux faisceaux de failles de même direction, ce graben se suit en continuité de Saint-Maixent-l'École au Nord-Ouest à Lezay au Sud-Est. Au Nord-Est et au Sud-Ouest, de part et d'autre du graben, des failles de direction sensiblement E-W encadrent un autre système de horsts et grabens : graben de Pamproux au Nord-Est, graben de la Crèche et horst de Chavagné au Sud-Ouest.

Plusieurs auteurs ont souligné les correspondances existant entre l'orientation des structures profondes mises en évidence par les variations du tracé des courbes d'isovaleur de l'anomalie de Bouguer et les failles de directions NW-SE reconnues en surface dans la couverture jurassique. Ces faits sont confirmés par les variations du champ magnétique résiduel récemment obtenues où les failles NW-SE, qui encadrent le graben de Saint-Maixent-l'École, et leur inflexion à l'approche de la faille N150 de Parthenay sont parfaitement reconnaissables. Le graben de Saint-Maixent-l'École est subdivisé en trois compartiments par des failles de direction NE-SW correspondant aux secteurs de Saint-Maixent-l'École où affleurent des calcaires oligocènes, à celui de Lezay à cœur de Jurassique supérieur ; ces deux secteurs sont séparés au Sud-Ouest d'Exoudun par une zone plus étroite et plus haute individualisée dans les calcaires du Dogger. Aucune formation détritique de conglomérat ou de brèches n'a été observée dans la formation carbonatée Oligocène, ce qui tend à démontrer l'absence d'escarpement de failles à cette période dont le démantèlement aurait pu alimenter ce type de sédimentation.

Les variations de la morphologie entre les bordures nord-est et sud-ouest soulignent le caractère dissymétrique de la structure, les rejets verticaux les plus importants relevés à la bordure nord-est étant de l'ordre de plusieurs dizaines de mètres. Cette bordure nord-est est caractérisée par un faisceau de failles de direction générale N120 marquée, entre la Villedieu-de-Comblé et la Mothe-Saint-Heray, par une inflexion sub-méridienne. Les assises du Jurassique inférieur et moyen, prises dans ce faisceau, sont fortement basculées, leur pendage passant brusquement de l'horizontale à des valeurs voisines de 45° vers le Sud-Ouest.

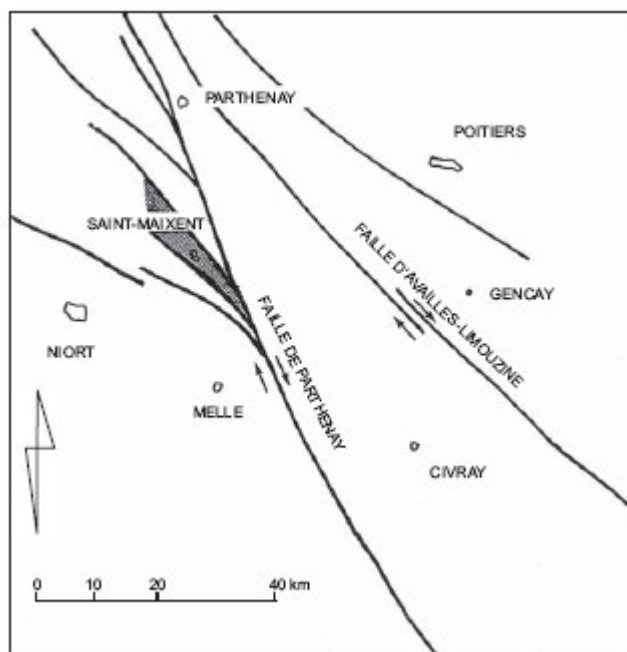
Le graben de Saint-Maixent-l'École est disposé à l'intersection de deux systèmes de failles majeures du socle hercynien : les accidents orientés NW-SE et l'accident de Parthenay NNW-SSE. Ce dernier, à jeux dextres, est le plus important et se marque nettement comme accident crustal sur les cartes géophysiques. Elle a joué à l'Hercynien (Carbonifère) avec la mise en place des granites de Parthenay. Elle ensuite jouée au moins au cours du Jurassique moyen et supérieur car elle imprime sa marque dans la paléogéographie (avec notamment des variations d'épaisseur importantes dans le Jurassique supérieur et le Callovien qui traduirait une phase distensive peut-être liée à l'ouverture de l'Atlantique).

Au cours du Tertiaire, on relève une première phase de compression NNE-SSW, contrecoup à l'Éocène des événements pyrénéens. Les autres phases de fracturation s'inscrivent en conformité avec celles reconnues en Europe occidentale de l'Oligocène à l'Actuel (Burbaud-Vergneaud, 1987) : distension NE-SW à l'Oligocène, compression sensiblement E-W au début du Miocène, compression NW-SE à la fin ou après le Miocène, distension tardive d'âge probable Pliocène supérieur, puis compression subméridienne « Actuelle », soulignée par de nombreuses diaclases subméridiennes.



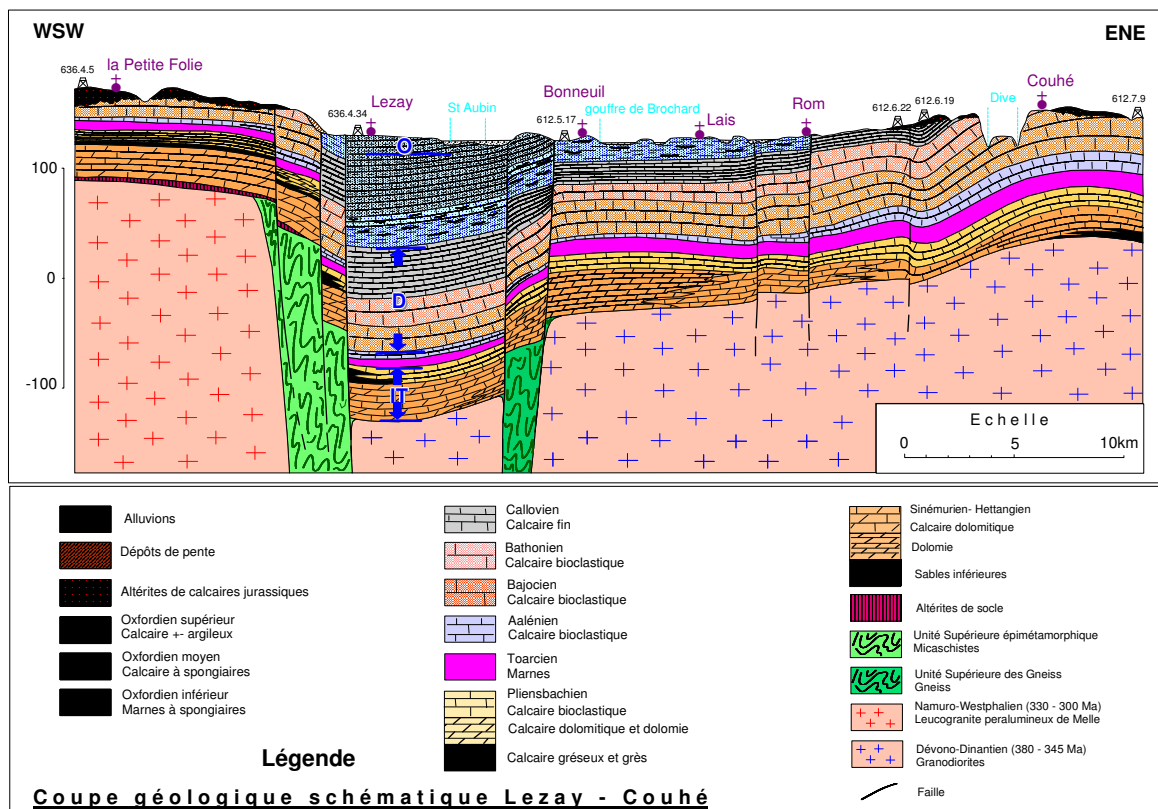
Carte gravimétrique simplifiée extraite de la carte de Nantes (BRGM, 1963) [notice de la carte de St-Maixent]

Le faisceau de failles en gerbe ouverte vers le Nord-Ouest apparaît disposé entre les entités gravimétriques positives de Couhé et du Nord de Niort et les entités négatives de Menigoute et de Melle. Dans ce dispositif, on notera que le système de Saint-Maixent s'infléchit en direction à l'approche de la faille de Parthenay qui apparaît comme l'accident majeur



Cadre structural du graben de St-Maixent-l'Ecole [notice de la carte de St-Maixent]

On notera que les failles en limite du graben s'infléchissent à proximité de la faille dextre de Parthenay, au-delà de laquelle elles disparaissent. Les failles dextres d'Availles-Limouzine et de Parthenay de direction N150, sont les deux structures d'extension régionale clairement reconnaissables en géophysique



Coupe géologique à travers le grabben au niveau de Lezay (BRGM)

LE TERTIAIRE DU BOIS DE FOUILLOUX

Le complexe continental carbonaté lacustre et palustre de la Mothe-Saint-Héray occupe le coeur du graben de Saint-Maixent-l'École. Les faciès y sont très différenciés et comprennent des argiles carbonatées vertes à blanches, des calcaires lacustres blancs, crayeux, micritiques et grumeleux, bioturbés et représentant d'anciennes vases lacustres non perturbées par des actions pédogénétiques, des calcaires palustres ayant subi des altérations pédogénétiques importantes.

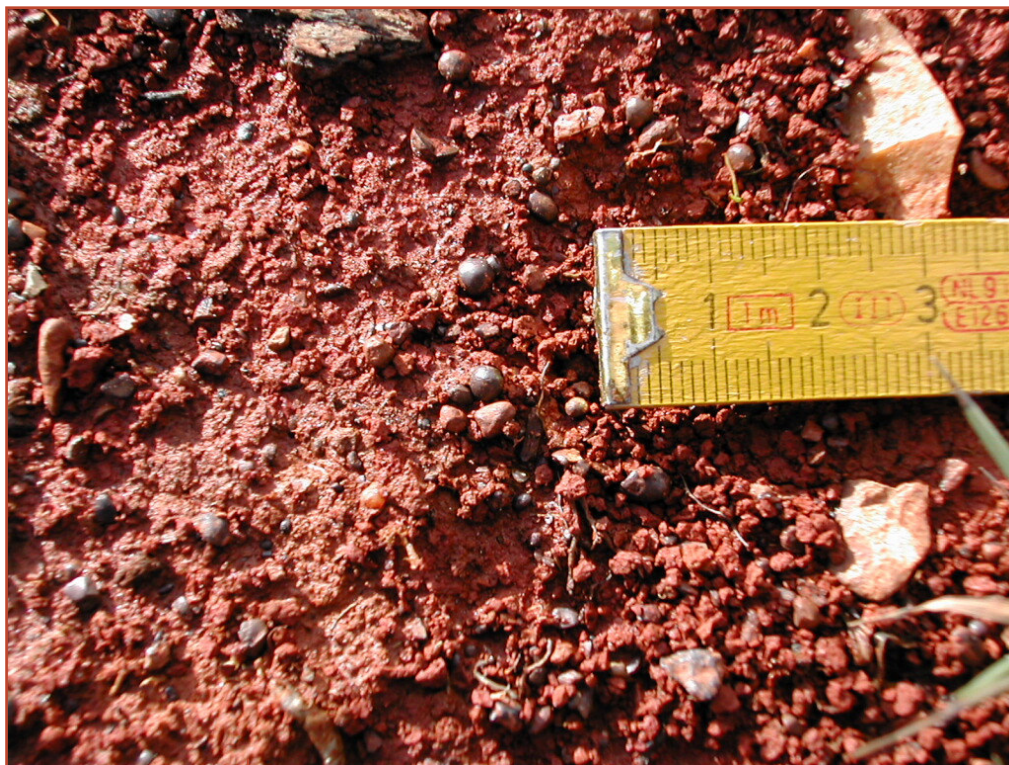
Ces carbonates sont caractérisés par un grand développement des silicifications (silex blanc opalescent à blond), et par une meulièrement relativement intense. Les calcaires palustres sont accompagnés d'argiles fibreuses (attapulgite). Un sondage de 1940 effectué dans le Bois du Fouilloux montre la succession suivante de bas en haut :

- 8,00 m : argiles rouges, grès à ciment ferrugineux et sables grossiers rouges à pisolites ferrugineuses ;
- 0,80 m : argiles carbonatées à lamines vertes ;
- 1,80 m : calcaires argileux ;
- 7,25 m : calcaires, meulières et argiles carbonatées bariolées ;
- 0,50 m : argiles carbonatées vertes à silex blonds ;
- 5,40 m : argiles carbonatées pulvérulentes avec passées calcaires ;
- 0,70 m : calcaires blancs et meulières.

Le premier niveau correspond aux argiles « sidérolitiques » de l'Éocène ; les niveaux 2 à 4 correspondent à la première séquence de dépôt, les niveaux 5 à 7 à la suivante (Rupélien).

Chaque séquence est le résultat d'un cycle complet allant d'une inondation maximum du lac avec dépôt d'argiles distales suivi par un assèchement progressif, voire des exondations, ainsi que par la constitution de dépressions temporaires et de marécages où les boues calcaires sont soumises à la pédogenèse. La présence d'attapulgite, d'argiles bariolées, de meulièrement, semble indiquer une évolution poussée du profil d'altération, avec silicification et meulièrement.

Au bois du Fouilloux, les Calcaires lacustres rupéliens silicifiés et meulièrement de la Mothe-Saint-Héray sont surmontés par une épaisseur importante d'argiles rouges à cuirasse ferrugineuse pisolitique. Ces faciès à pisolites de fer sont recouverts, en forêt de l'Hermitain, par un ensemble limoneux de 50 à 80 cm brun rougeâtre à la base, à ocre-jaune à rougeâtre vers le sommet. Ces niveaux sont, en général, caractérisés par la présence de rares petits débris calcaires silicifiés, et de petits silex très rubéfiés (lie-de-vin), subarrondis, de traces de kaolinite et oxydes de fer. L'âge de ces altérations n'est pas connu avec précision, mais elles supposent un potentiel d'altération relativement important pendant une période assez longue. L'équivalent de ce type de profil d'altération est connu sur les bordures du bassin de Paris, et semble correspondre à une période qui a débuté à la fin du Jurassique et durant le Crétacé inférieur, pendant l'Éocène, et au cours du Miocène moyen et s'est poursuivie durant le Miocène supérieur, Pliocène et le début du Quaternaire.

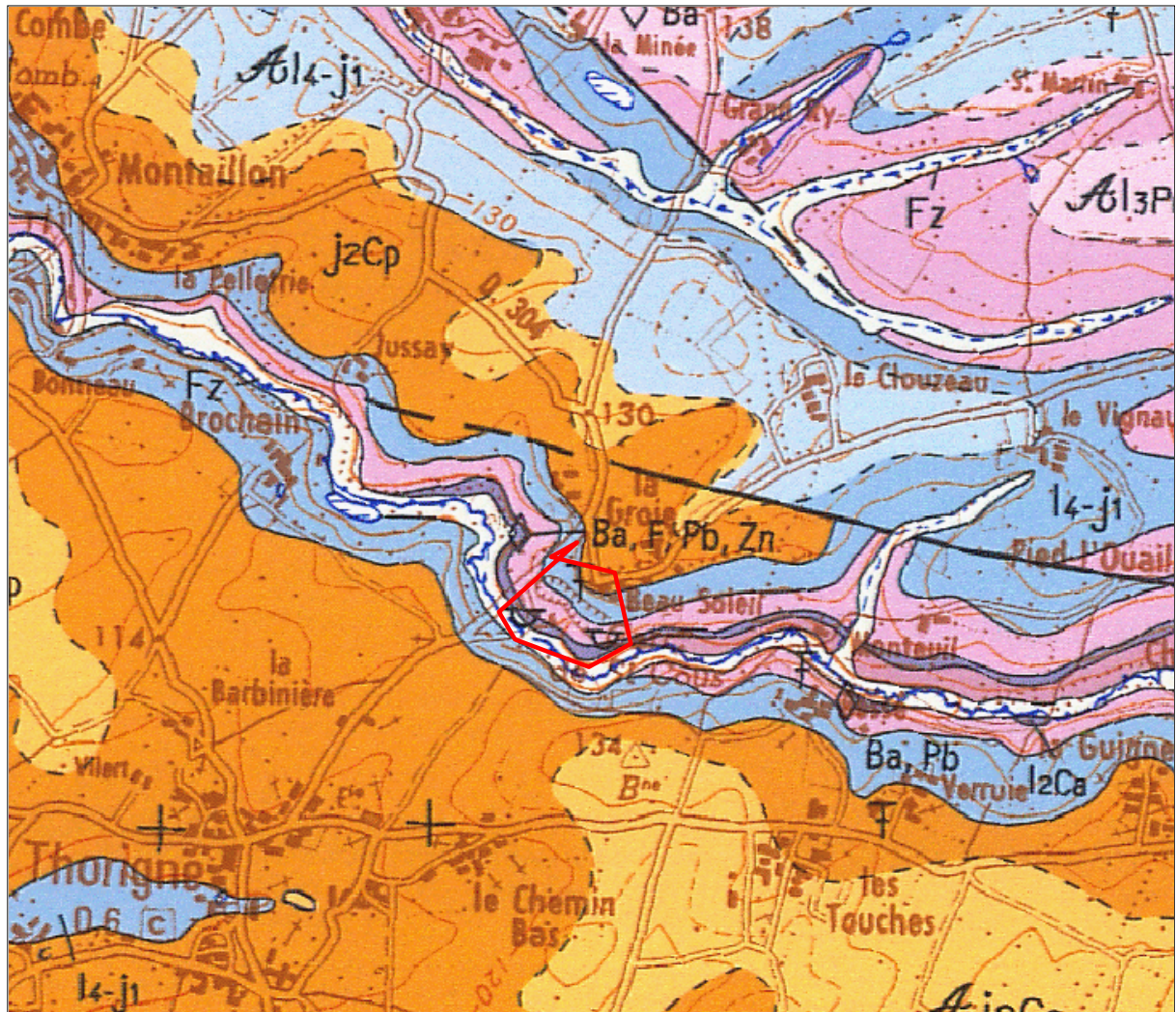


• Altérites à pisolites de fer du Bois du Fouilloux,
près de La Mothe St Héray (79)

⑦ La carrière de Saint-Cous, Patrick BRANGER (11h30-12h30)

Située sur la zone haute de Melle, la carrière de Saint-Cous à Thorigné a été aménagée en circuit géologique. C'est une coupe de référence, du Lias jusqu'au Bajocien, du seuil du Poitou.

SITUATION ET CONTEXTE GEOLOGIQUE



Localisation de la carrière sur la carte géologique 1/50 000 (BRGM)

La carrière de Saint Cous, après avoir été partiellement comblée, vient d'être aménagée avec un circuit géologique. Elle permet de voir une coupe de référence depuis l'Hettangien jusqu'au Bajocien. Seule la base de la série du Lias n'est pas observable.

A la base de la série, le Sinémuro-Hettangien est constitué par des dolomies poreuses, de couleur jaune nankin, à dendrites de manganèse surmontées par des calcaires noduleux grisâtres à passées oolitiques, puis par un faciès très particulier appelé « Caillebotine » constitué par un calcaire fin grisâtre, à fines oolites bien triées, en lits fins et à stratification souvent ondulée (milieu de lagon). Dans le détail ce faciès est constitué de microrhythmes.

Au-dessus, le Pliensbachien forme l'essentiel de la falaise de la carrière. Il est représenté par des calcaires détritiques, gréseux, à passées de grès, de microconglomérat et d'arkose. Il est riche en rostrés de bélemnite, Ces calcaires grossiers ont été utilisés dans la construction sous l'appellation de " Pierre rousse ".

Surmontant une discontinuité importante du sommet du Pliensbachien, le Toarcien est constitué par 8 à 10 m de marnes et calcaires argileux gris, à ammonites et bélemnites. Les sédiments du Toarcien s'organisent en trois séquences. L'inférieure, marquée à la base par des hiatus, correspond au terme calcaire basal. Elle se termine par des condensations et des lacunes traduisant une seconde crise sédimentaire. La séquence moyenne montre une reprise isochrone de la sédimentation à l'échelle régionale. Sa limite supérieure se révèle par contre diachrone selon les points et correspond à une troisième crise sédimentaire exprimée par un mince niveau conglomératique et très condensé. La séquence supérieure, plus carbonatée, se poursuit dans l'Aalénien inférieur.

L'Aalénien correspond à 2 m environ de calcaire gris sombre, dur, à petites huîtres, intercalé de marne.

La série se termine par le Bajocien constitué à sa base par un calcaire dur à bélemnites, gros pectens et ammonites (pierre à pavé). Au-dessus viennent des calcaires à ponctuations rouilles et spongiaires souvent ferruginisés.

PALEOGEOGRAPHIE : DE LA CRISE LOTHARINGIENNE AU TOARCEN

Le Lias inférieur se termine par une surface plane, durcie, oxydée et souvent ravinée par les dépôts suivants. Elle est particulièrement bien exprimée au sommet du calcaire Caillebotine. Cette surface d'usure et d'omission qui tronque le sommet du Lias inférieur est reconnue partout en Europe. C'est une coupure majeure dans la sédimentation régionale, qualifiée de « Crise lotharingienne » par J. Gabilly (1976), marquant pour cet auteur la fin de la première mégaséquence régressive du Jurassique régional. Ponctuellement, à Thorigné, des fissures subverticales de quelques centimètres de large et pouvant atteindre 0,60 m de profondeur ont été observées au toit du Lias inférieur. Elles sont comblées par des sédiments gréseux du Lias moyen. Selon J. Gabilly (1976), ces fissures pourraient représenter les témoins d'une phase tectonique d'extension postsinémurienne et anté-domérienne ayant accompagné la remontée de certains panneaux granitiques locaux du tréfonds hercynien.

La sédimentation de plate-forme carbonatée persiste durant tout le Lias moyen sur l'ensemble de la feuille Saint-Maixent-l'École. Après la phase régressive, les dépôts transgressifs du Pliensbachien débutent généralement par un conglomérat quartzeux grossier qui peut, localement, reposer directement sur le socle. Le domaine marin s'étend et le Détroit du Poitou dans son ensemble s'élargit (Gabilly et al., 1985a). Sur la présente feuille, la plate-forme carbonatée est le siège d'une sédimentation d'environnement infratidal supérieur, donc peu profonde, de forte énergie hydrodynamique où se font sentir les effets des courants de marées.

La plate-forme est soumise périodiquement à des épandages chenalisés de dépôts silicodétritiques, qui deviennent de moins en moins grossiers au cours du temps, par suite de l'éloignement des zones-sources lié à l'ennoiment progressif des reliefs. L'origine de ce matériel siliceux est située au Nord, dans le Massif vendéen (en particulier le Granite de Neuvy-Bouin), dont les reliefs ont pu être ravivés (phase tectonique) lors de la « Crise lotharingienne », provoquant une reprise d'érosion du socle anté-mésozoïque (Goudeau, 1978). Ces épandages s'effectuaient préférentiellement selon un axe Saint-Maixent-l'École—Melle (Gabilly et al., 1985a, 1997). Dans l'Ouest de la feuille de St-Maixent, les sédiments s'organisent en 5 séquences de comblement, débutant par un poudingue plus ou moins

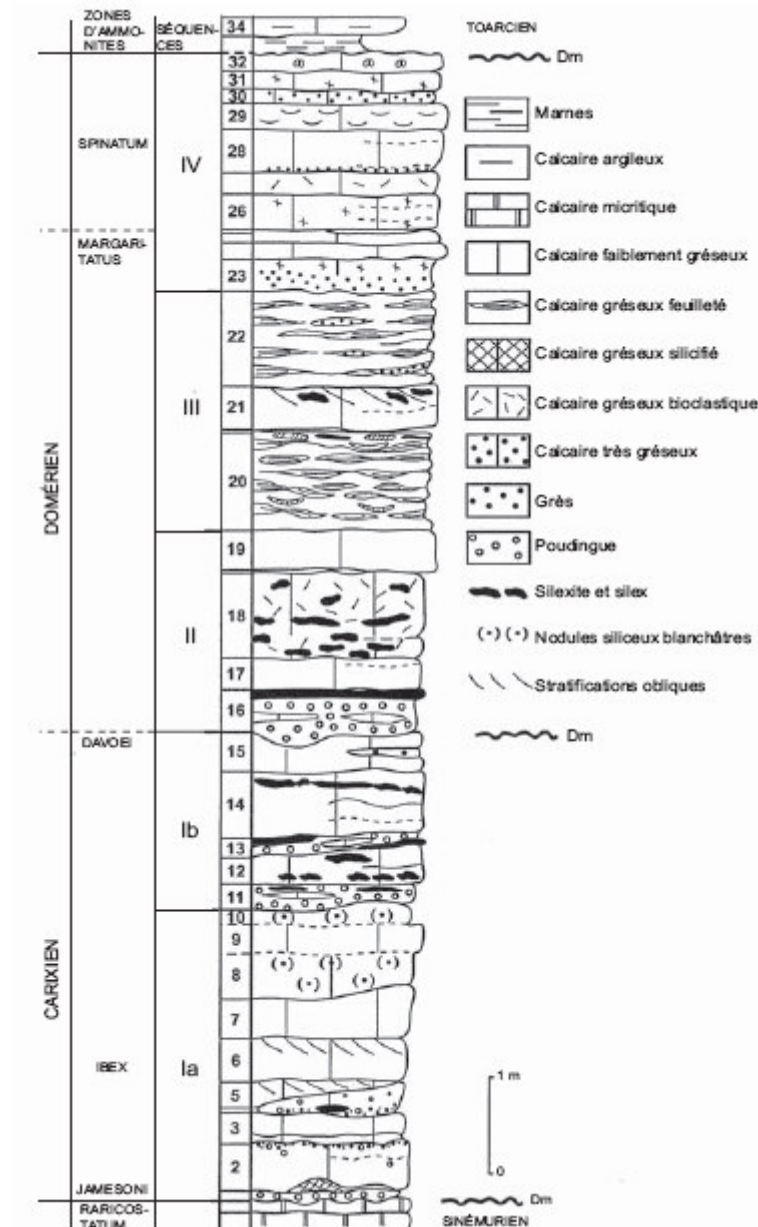
grossier pour se terminer par des dépôts de milieu de faible énergie hydrodynamique, constitués de calcaire fin, parfois faiblement gréseux, pouvant renfermer des silex.

La discontinuité majeure qui marque la fin du Pliensbachien est aussi une coupure sédimentaire généralisée à travers les bassins européens (Graciansky et al., 1998). La faune est dominée par les organismes benthiques : mollusques, lamellibranches et gastéropodes marins, crinoïdes, brachiopodes, et de manière plus accessoire, bryozoaires et spicules de spongiaires. Elle confirme l'installation au Pliensbachien d'environnements de milieu marin franc qui se substituent aux environnements de milieu marin restreint du Lias inférieur. La rareté des ammonites, bons flotteurs, mais nageurs plutôt médiocres, s'explique par la faible profondeur et l'existence de courants de marées contrariant leur déplacement.

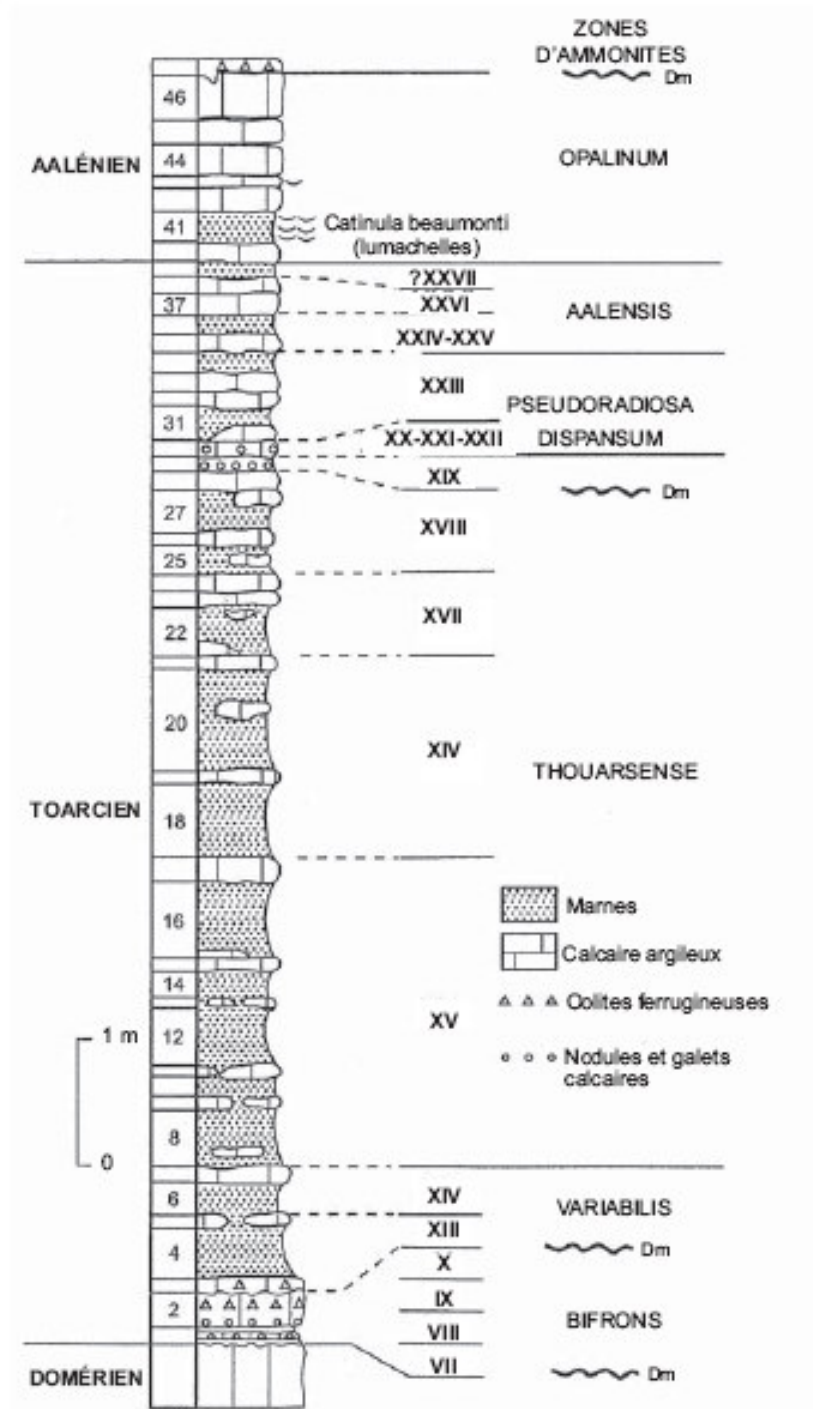
Le Détroit poitevin pouvait atteindre 60 km de large. Les dépôts de plate-forme carbonatée passent vers l'Ouest, en Vendée, à des marnes et calcaires argileux de milieu plus profond (Gabilly et al., 1997).

Au Toarcien, la transgression marine s'amplifie, accompagnée par l'arrivée des téléterrigènes. L'abondance des faunes nectoniques (ammonites, bélemnites) et planctoniques témoigne d'un approfondissement accentué. J. Gabilly (1976) distingue trois phases successives délimitées par des « crises » sédimentaires :

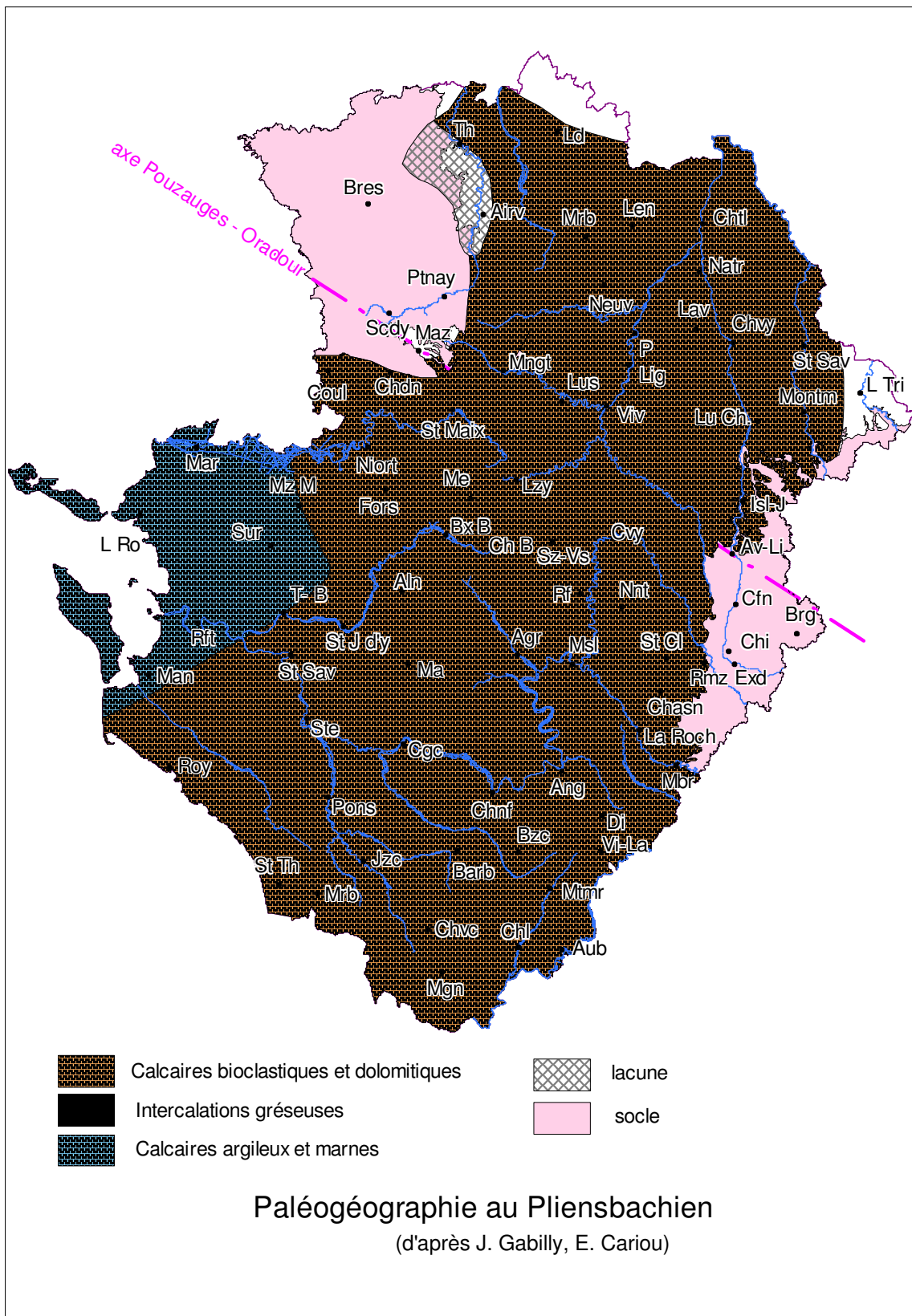
- une phase essentiellement carbonatée, constituée de calcaires argileux contenant le plus souvent des oolites ferrugineuses. La base de ce premier épisode est marquée par des condensations et des lacunes, une sédimentation gréseuse, lenticulaire. En certains endroits les dépôts du biohorizon VII transgressent directement sur la surface usée du Domérien (lacune du Toarcien inférieur), comme à Thorigné. Le sommet des carbonates présente à nouveau des condensations et des lacunes. Ainsi à Thorigné constate-t-on un hiatus des biohorizons à Semipolitum (XI) et à Variabilis (XII). Cette seconde « crise » sédimentaire est également bien exprimée dans les autres bassins européens. Enfin, signalons que sur le long terme, on admet que le maximum transgressif du cycle transgressif-régressif de second ordre, qui a débuté à l'Hettangien, est atteint avec la zone à Bifrons dans les bassins européens (Graciansky et al., 1998) ;
- une phase d'alternance marno-calcaire. La sédimentation sur l'ensemble du Seuil du Poitou devient alors plus uniforme en relation avec une profondeur relativement grande des dépôts. Cette deuxième phase de dépôt se termine par une troisième « crise » sédimentaire, matérialisée par le mince niveau conglomératique condensé, à nodules remaniés, taraudés et phosphatés ;
- une phase de réduction des apports d'argilites au profit des carbonates, associée à la fréquence de plus en plus grande des gryphées, témoignant d'une réduction progressive de la tranche d'eau sur le moyen terme.



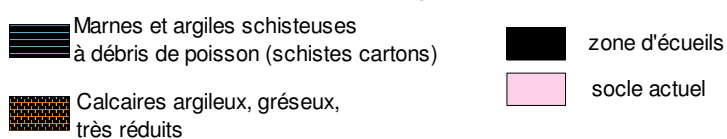
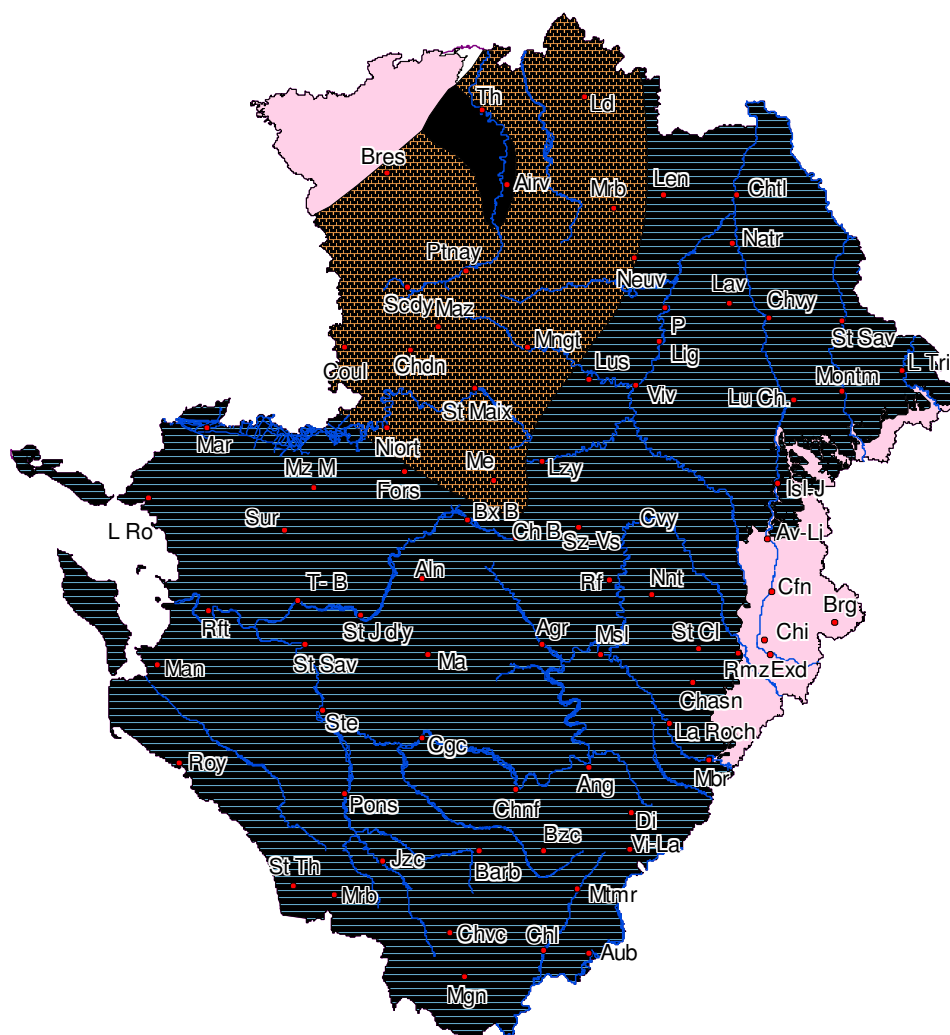
Coupe du Pliensbachien de la carrière de La Pierre à Chavagné (d'après M. Goudeau, 1978) [notice de la carte géologique de St-Maixent, BRGM]



Coupe du Toarcien et de l'Aalénien inférieur de la carrière de Beausoleil à Thorigné (d'après J. Gabilly, 1976) [notice de la carte géologique de St-Maixent, BRGM]



•Extension de la mer et répartition des faciès au Pliensbachien (d'après Gabilly et Cariou) [BRGM]



Paléogéographie au Toarcien

(d'après J. Gabilly, E. Cariou)

•Extension de la mer et répartition des faciès au Toarcien (d'après Gabilly et Cariou)

La coupe de l'étang du Lambon complète la coupe de la carrière de St-Cous. En effet on y observe principalement la base de la série du Lias, surtout l'Hettangien et le Sinémurien. Sur le seuil du Poitou le Lias inférieur, bien que peu épais, est représenté alors qu'il n'existe pas sur les marges du Massif Armoricaïn (cf. Thouars).

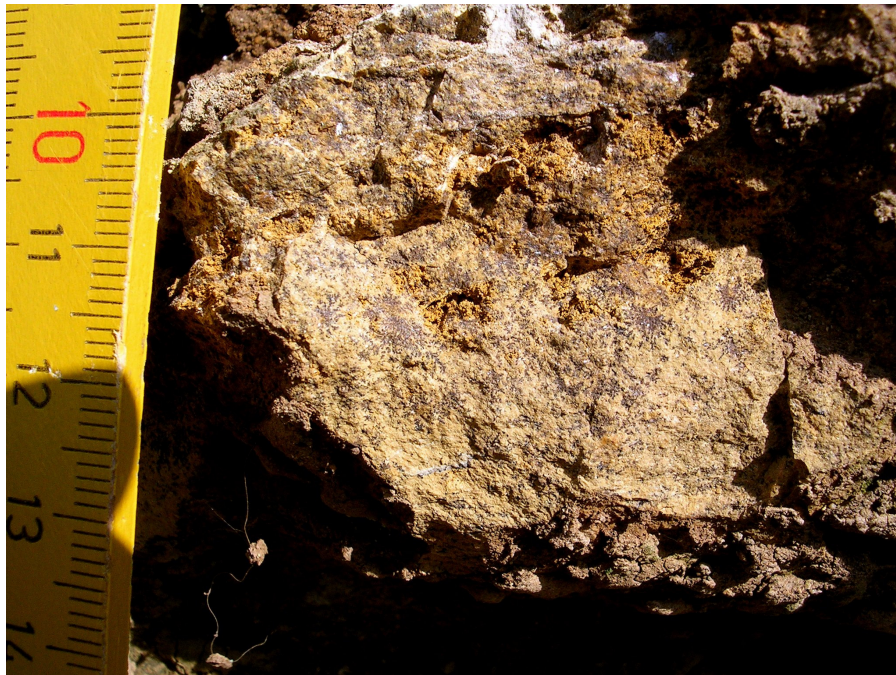
L'étang du Lambon est situé en tête du bassin du cours d'eau du Lambon qui rejoint la Sèvre-Niortaise à Niort (source des Viviers). Ce cours d'eau s'écoule principalement sur du socle (ici des micaschistes feldspathiques et à micas sous l'étang) et ses coteaux abruptes sont formés essentiellement par du Lias. Au niveau de l'étang passe une des nombreuses failles (WNW-ESE) qui traversent le seuil du Poitou.

La coupe le long de la route de l'étang montre à la base la Formation des Calcaires jaune nankin : calcaires dolomitiques, souvent cargneulisés, grainstones oolitiques à stratifications

entrecroisées à mudstones bioclastiques, avec minces intercalations d'argiles vertes (jusqu'à 25 m d'épaisseur). La finesse des dépôts et la petite taille des fossiles traduisent un milieu confiné à l'Hettangien (voire peut-être aussi Sinémurien inférieur), sous faible profondeur d'eau.

Au-dessus on peut observer (mais sur une épaisseur réduite à environ 2 m) la Formation Caillebotine : calcaires micritiques, légèrement dolomitiques, avec minces intercalations bioclastiques (Sinémurien supérieur). Son sommet est marqué par une surface plane durcie oxydée, souvent ravinée.

A noter aussi sur la carte géologique les nombreuses minéralisations qui affectent les terrains du Lias, en particulier le Pliensbachien.



Dolomie jaune nankin à dendrites de manganèse
(étang du Lambon) Photo G. Karnay BRGM

PALEOGEOGRAPHIE : LE RETOUR DE LA MER AU LIAS INFÉRIEUR

Le retour de la mer va s'effectuer de manière progressive ainsi que le montre la base du Calcaire jaune nankin, marquée localement par la persistance d'épandages silico-clastiques, contemporains de la phase initiale d'ingression marine. La sédimentation en général caractérise un milieu marin restreint avec des dépôts essentiellement carbonatés évoluant depuis la zone infratidale supérieure jusqu'à la zone supratidale. Plus à l'Est, dans le département de la Vienne où la formation est mieux connue, B. Balusseau (1980) a pu montrer que le Calcaire jaune nankin est constitué par l'accrétion de petites séquences élémentaires pluridécimétriques régressives. Celles-ci débutent par des faciès à grains (pelletoides, oolites, bioclastes, agrégats) et des dolomies rubanées d'origine algo-laminaire (lamines sédimentaires riches en quartz), d'énergie plutôt assez forte, pour se terminer par des dolomicrites très fines, d'énergie modérée à nulle, à pseudomorphoses de gypse, microfissures verticales de dessiccation, montrant une tendance à la bréchification par dissolution, mais dépourvues de minéraux silicoclastiques. Cette organisation du Calcaire jaune nankin montre clairement que les dépôts étaient influencés sur le long terme par des variations bathymétriques de faible amplitude. Le milieu de sédimentation s'est donc maintenu constamment au voisinage de la zone intertidale. Sur la feuille Saint-Maixent-

l'École, des corps plurimétriques, parfois massifs, de calcaires oolitiques (grainstones bioclastiques) se rencontrent depuis la base jusqu'au sommet de la formation. Ils passent latéralement et rapidement à des faciès mudstones dolomitisés. Ces faits suggèrent l'existence d'un dispositif sédimentaire dynamique comprenant des dunes oolitiques sous-marines de forte énergie hydrodynamique, aux contours indéterminés, sans doute complexe, délimitant des zones abritées favorables aux dépôts boueux, finement laminés.

Ainsi pourraient s'expliquer aussi les dépôts micritiques du calcaire Caillebotine au sommet du Lias inférieur. Cette dernière formation, d'environnement manifestement confiné et lagunaire, pourrait passer latéralement vers le Sud et le Sud-Est aux faciès oolitiques de barrière et plus à l'Est aux faciès complètement dolomitisés de Calcaire jaune nankin (Gabilly, 1960). De plus, étant donné qu'elle repose à l'Ouest de la feuille de St-Maixent sur des faciès barrière au sommet du Calcaire jaune nankin (barre de grainstone oolitique), la Formation Caillebotine représenterait un prisme progradant régressif. Selon B. Balusseau (1980), la sédimentation serait pour partie contrôlée par des processus évaporitiques qui, en liaison avec l'abondance de matière organique d'origine algale, serait à l'origine des fluides dolomitisants. La dolomitisation est un phénomène contemporain de la sédimentation.

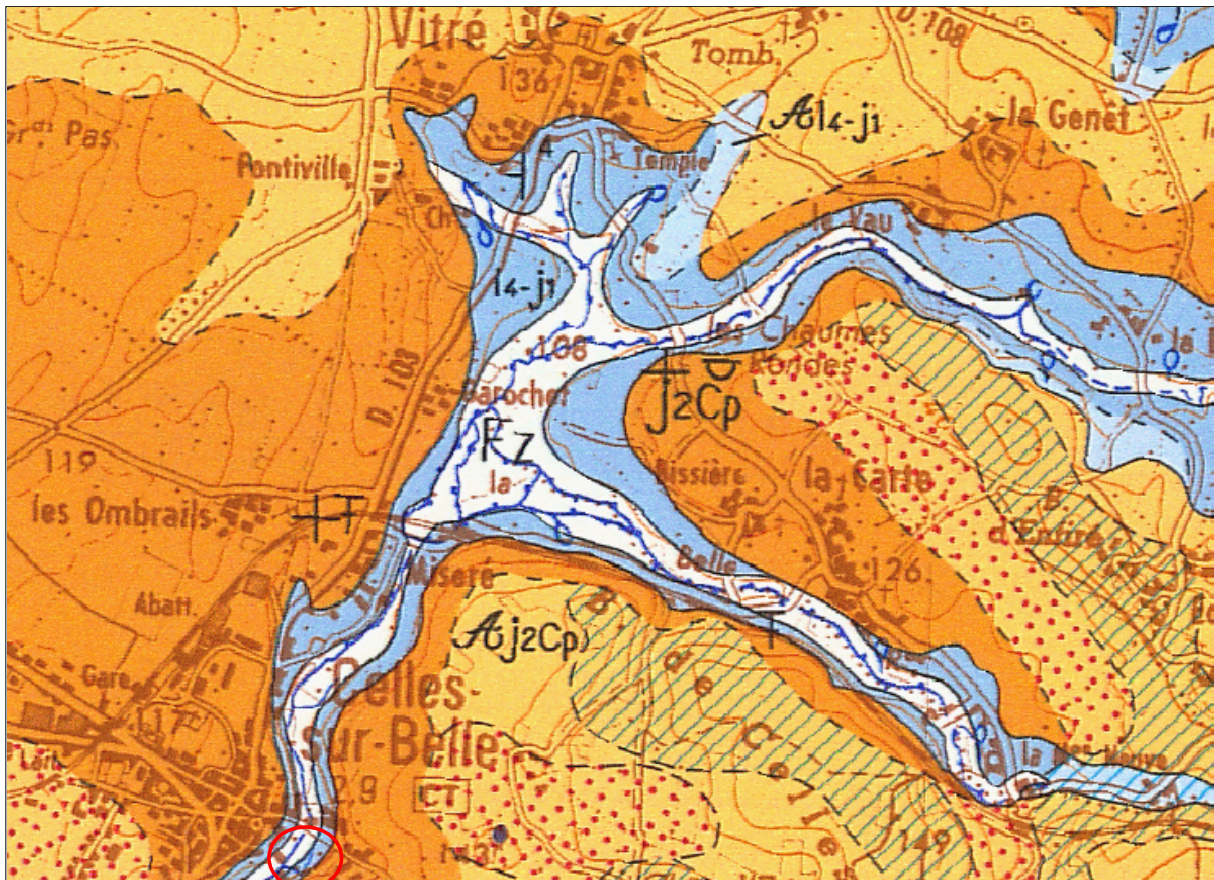
La faune trouvée parfois en abondance dans certains lits du Calcaire jaune nankin est riche en individus de petite taille, mais relativement pauvre en espèces ; les céphalopodes pélagiques en sont exclus à notre connaissance aujourd'hui, ce qui confirme des environnements marins de mer pelliculaire, globalement confinés. À l'Est du seuil, B. Balusseau (1980) signale dans la formation dolomitique, l'existence de pollens de *Classopollis*, des conifères (*Cheirolepidiacées*) dont l'habitat s'étendait jusqu'aux zones côtières. L'apparition de très rares ammonites dans le calcaire Caillebotine pourrait indiquer un début d'ouverture épisodique de ces environnements confinés à des influences plus marines.

D'une manière plus globale, avec le Calcaire jaune nankin, la première communication marine s'établit entre le bassin de Paris et le bassin d'Aquitaine plus à l'Est du Seuil du Poitou, au niveau de la Gouttière poitevine (Balusseau, 1980). Celle-ci présente une digitation vers l'Ouest, en forme de golfe, dans la direction de Saint-Maixent-l'École. Elle correspond à une zone relativement plus subsidente, constituée par la Gouttière mélusine où le Lias inférieur atteint jusqu'à 25 m de puissance.

⑨ Coupe de l'Aalénien à Celle-sur-Belle, Patrick BRANGER (15h-15h30)

L'affleurement du Bois de Fouilloux permet de présenter les calcaires lacustres et les altérites ferrugineuses d'âge tertiaire du cœur du grabben de Saint-Maixent. Le dénivelé entre cet affleurement, autour de 100 m NGF, et les plateaux à matériel Dogger autour de 125 m NGF souligne l'importance de l'effondrement tertiaire.

SITUATION ET CONTEXTE GEOLOGIQUE



Localisation de la coupe sur la carte géologique 1/50 000 (BRGM)

La coupe de la source de la vierge en bordure de la Belle permet de voir l'intégralité de l'Aalénien (ici 2-3 m, avec toutefois des lacunes importantes). La base de la falaise correspond en effet au Toarcien et le sommet au Bathonien.

La Belle est un affluent de la Boutonne elle-même affluent de la Charente.

Dans l'Aalénien on peut établir la coupe suivante, de bas en haut :

- 0,85 m : calcaires fins argileux (wackestones bioclastiques) et marnes bioturbées à empreintes de Chondrites, riches en coquilles de *Catinula beaumonti*, lamellibranche associé à des gastéropodes (*Pleurotomaria*), brachiopodes (*Homeorhynchia cynocephala*) et à des

céphalopodes : *Leioceras subglabrum**, *Leioceras opalinum*, *Bredya subinsignis* (biohorizon I), des rostrs de bélemnites ;

– 0,95 m : mêmes calcaires en bancs décimétriques à pluri-décimétriques séparés par de minces interbancs marneux, contenant *Leioceras opaliniforme**, *L. opalinum**, *Lytoceras wrighti*, espèce fréquente (II), *Belemnopsis*, *Terebratula*, *Homeorhynchia cynocephala* toujours abondante, *Plagiostoma*, *Galeolaria socialis* (serpulidé) ;

– surface d'usure irrégulière (Dm) associée à une importante lacune.

[Ces deux assises représentent un Aalénien inférieur incomplet : zone à Opalinum, sous-zone à Opalinum].

– 0,25 m : calcaires argileux (packstones bioclastiques) à oolites ferrugineuses avec à la base des indices de démantèlements et de remaniements (galets calcaires centimétriques). On y trouve *Brasilia gigantea**, caractérisant le sommet de la zone à *Murchisonae*, *B. decipiens*, *B. rustica* (biohorizon VIII). La discontinuité majeure sous-jacente matérialise donc la lacune d'une partie de l'Aalénien inférieur (sous-zone à *Bifidum*) et de la plus grande partie de la zone à *Murchisonae* de l'Aalénien supérieur. Le banc à *Brasilia* livre en outre des rostrs de bélemnites (*Belemnopsis*), des mollusques gastéropodes (*Pleurotomaria*, *Discohelix*) et lamellibranches (*Plagiostoma*, *Ctenostreon*, *Chlamys*) ;

– surface usée, durcie (Dm). Cette nouvelle discontinuité majeure est associée à une lacune de l'Aalénien terminal (zone à *Concavum*) et de l'extrême base du Bajocien (zone à *Discites*). Elle délimite donc ici le sommet de l'étage.



Aalénien à petites huître (Catiluna Beaumont) à Celle-sur-Belle (source de la Vierge)



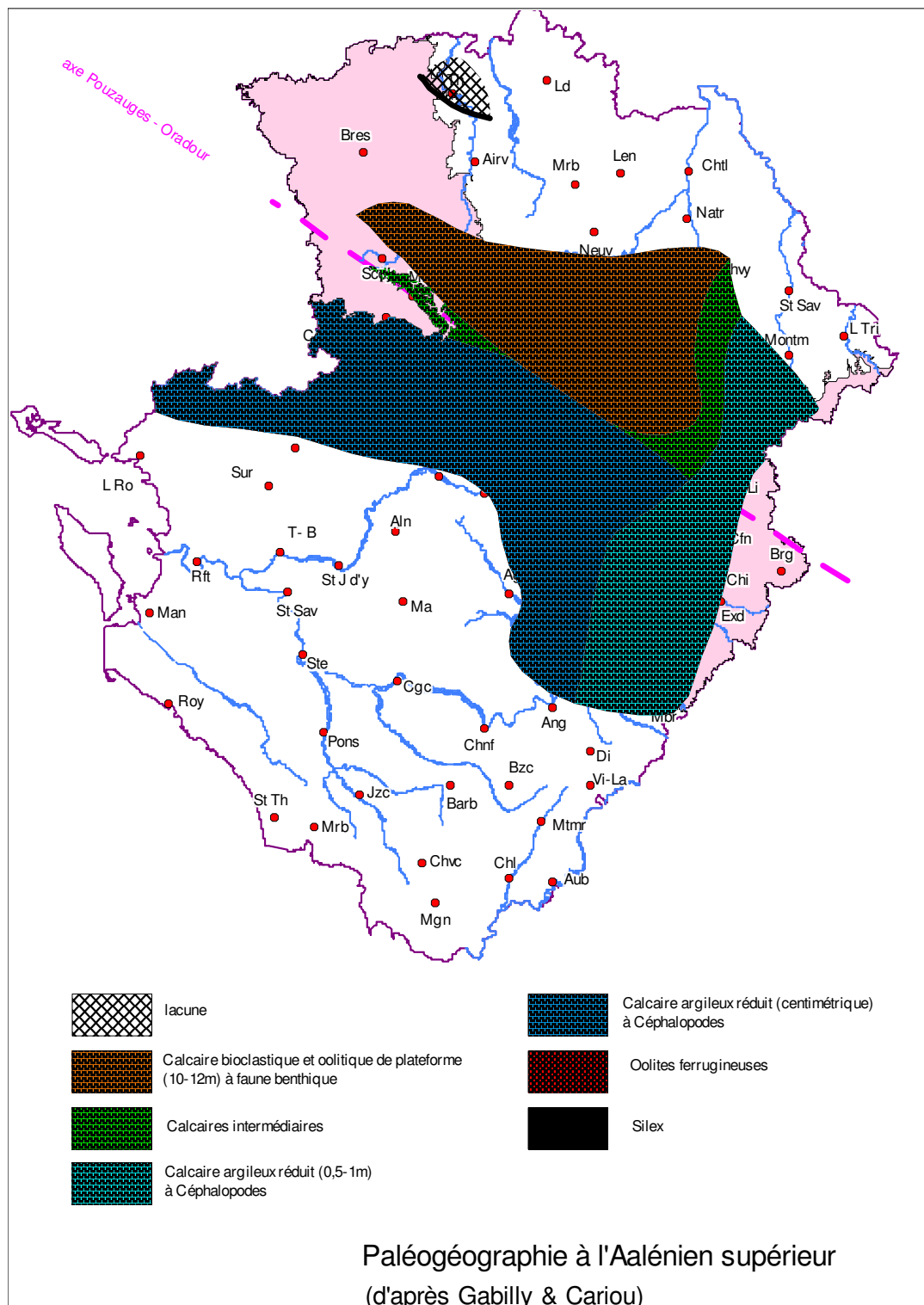
Passage Aalénien-Bajocien à Celle-sur-Belle (source de la Vierge)

SEDIMENTATION ET PALEOGEOGRAPHIE

L'évolution sédimentaire amorcée au Toarcien supérieur d'une réduction des apports argileux se poursuit durant l'Aalénien. L'Aalénien inférieur très réduit sur le seuil du Poitou (2 à 3 m) montre une strato-croissance des bancs de calcaires fins argileux. La diminution de profondeur favorise la colonisation des fonds vaseux par des gryphées (*Gryphaea beaumonti*) qui constituent notamment vers la base un niveau-repère stratigraphique à l'échelle régionale. La fréquence des faunes nectoniques, notamment des ammonites, témoigne toujours d'un environnement de plate-forme distale.

À partir de l'Aalénien « moyen », la paléogéographie change et l'on distingue :

- un domaine de plate-forme distale qui s'étend sur la quasi-totalité de la feuille de St-Maixent, caractérisé par une sédimentation très condensée et lacunaire de biomicrites calcaires à oolites ferrugineuses où faunes nectoniques (ammonites, bélemnites) et benthiques (mollusques) sont également abondantes ;
- un domaine de bordure de plate-forme carbonatée proximale, à sédimentation beaucoup plus épaisse, constituée par des calcaires fins dolomitiques à silex et faune benthique prédominante, d'environnement moins profond, d'énergie modérée. Ce domaine est représenté vers l'Est, dans la région de Lezay, et correspond à la périphérie d'un haut-fond carbonaté adossé au Massif vendéen. L'axe paléogéographique Pouzauges–Oradour-sur-Glane est actif, puisqu'il délimite approximativement la bordure sud-ouest du haut-fond carbonaté (Gabilly et al., 1997). À l'Aalénien supérieur, sur le Seuil du Poitou, tous les paléoreliefs sous-marins constitués par le socle sont définitivement enfouis sous les sédiments. À l'échelle Ouest-européenne, c'est au sommet de la zone à *Murchisonae* que se situerait le maximum régressif de la phase régressive du premier cycle tectono-eustatique majeur du Jurassique, amorcée au Toarcien. Lui succéderait dès la zone à *Concavum* une nouvelle phase transgressive du second cycle Transgressif-Régressif majeur qui se prolongerait jusqu'au Kimméridgien (Hallam, 1992 ; Graciansky et al., 1998).



•Faciès de l'Aalénien supérieur de part et d'autre du seuil du Poitou (d'après Gabilly et Cariou)

L'HYDROGEOLOGIE DU SEUIL DU POITOU

Pour les départements de la Vienne et des Deux-Sèvres, les nappes de l'Infra-Toarcien (de l'Hettangien au Pliensbachien) et du Dogger (Bajocien-Bathonien principalement) constituent les ressources en eaux souterraines les plus importantes, pour l'agriculture comme pour l'eau potable [AEP] (alimentation de Poitiers et de Niort notamment). Si le rapport entre les deux usages est de l'ordre de 60 (agriculture)/40 (AEP) sur la totalité de l'année, il devient de 80/20 en été.

Ces 2 nappes se superposent et sont séparées par les marnes du Toarcien (et de l'Aalénien) très imperméables. Elles communiquent toutefois localement à la faveur des nombreuses failles qui traversent le seuil du Poitou. Ces deux nappes montrent en effet des cycles annuels de recharge pendant l'hiver et de vidange pendant l'été. Les prélèvements agricoles viennent amplifier les battements annuels. Toutefois, la nappe du Dogger (appelée aussi « Supra-Toarcien ») est en général libre alors que celle de l'Infra-Toarcien est la plupart du temps captive sous les marnes.

Elles viennent toutes les deux alimenter les rivières avec une incidence plus importante pour la nappe du Dogger. Sur le seuil du Poitou, les circulations souterraines sont complexes et les bassins hydrogéologiques sont souvent différents des bassins topographiques. C'est le cas notamment de la Dive du Sud à Lezay, topographiquement dans le bassin du Clain (bassin de la Loire), mais qui se perd dans des gouffres après Lezay et rejoint la Sèvre-Niortaise. La limite de partage des eaux souterraines entre les bassins Loire (bassin parisien) et Sèvre-Niortaise/Charente (bassin aquitain) semble toutefois s'aligner selon une direction armoricaine passant au nord du graben de St-Maixent/Lezay.

Qualitativement, la nappe du Dogger est très vulnérable et contaminée par les nitrates et les phyto-sanitaires (souvent au-dessus des normes de potabilité). La nappe de l'Infra-Toarcien est plus protégée (peu de problèmes de pollution anthropique), mais en revanche présente en général des teneurs excessives en fluor, plus rarement en arsenic. Dans beaucoup de cas, les gestionnaires ont « résolu » le problème de la distribution d'eau potable en mélangeant les eaux des 2 nappes. Chimiquement, les teneurs en magnésium et calcium permettent de caractériser les 2 nappes, les teneurs en magnésium sont de l'ordre de 30 mg/l pour la nappe de l'Infra-Toarcien et de l'ordre de 5 mg/l pour celle du Dogger.

REFERENCES BIBLIOGRAPHIQUE

La quasi-totalité des descriptions du Jurassique inférieur et moyen a été rédigée en utilisant les documents suivants :

BRANGER (Patrick) 1989. *La marge nord-aquitaine et le seuil du Poitou au Bajocien : stratigraphie séquentielle, évolution biosédimentaire et paléogéographique.* Université de Poitiers.

NOTICE EXPLICATIVE DE LA FEUILLE SAINT-MAIXENT-L'ÉCOLE À 1/50 000 [BRGM]

Par : É. CARIOU, D. PONCET, M. COLCHEN, G. KARNAY, J.-F. BECQ-GIRAUDON, Y. LEMORDANT, F. CHARNET, C. SOYER, P. BOUTON, P. BRANGER

Certains documents (cartographies, photographies, coupes...) sont issus du BRGM-SGR Poitou-Charentes.

Quelques mots sur l'histoire de Celle-sur-Belle

A l'origine, ce lieu est un prieuré (« une celle ») dépendant de l'abbaye de Lesterps (diocèse de Limoges), dont le sanctuaire, placé sous le vocable de la Vierge, voit « fleurir » en 1095, de nombreux miracles et devient le lieu d'un pèlerinage fréquenté et proche d'un chemin de Saint-Jacques-de-Compostelle.

Cela devient une abbaye indépendante de l'ordre de Saint-Augustin entre 1137 et 1140, mais aussi une seigneurie ecclésiastique dont les biens vont s'accroître au gré des offrandes et des donations. Jean d'Usson est son premier abbé. L'abbatiale romane, dont il ne reste aujourd'hui que le portail à voussures polylobées date de cette époque. Si durant les siècles suivants, le succès du pèlerinage ne se dément pas (en 1395, il porte le nom de Septembresche) la guerre de Cent Ans qui sévit aux XIV^e et XV^e siècles touche sévèrement l'abbaye dont « l'église et le clocher » menacent de tomber en ruine. L'aide du pape Martin V, en 1429, sera nécessaire pour les rétablir.

Mais c'est grâce à Louis XI qui vénère entre autres la Vierge de Celles que l'abbaye va bientôt connaître « son âge d'or » ; multipliant dons et privilèges, il permet à partir de 1471, la reconstruction de l'église abbatiale romane et la restauration de la chapelle Notre-Dame. « A la moderne », c'est-à-dire dans le style gothique du moment. Louis de Lézignac, puis Mathurin II Joubert de la Bastide, abbés et sans doute maîtres de l'ouvrage, y ont apposé leur blason.

A partir du XVI^e siècle, le système de commende qui autorise le roi à nommer les abbés ouvre la voie aux abus. Geoffroi d'Estissac, premier abbé commendataire cumule les bénéfices. La Réforme que vient prêcher Calvin à Poitiers gagne une partie du Poitou. Les guerres de religion qui suivent opposent catholiques et protestants. Saccages et coups de mains s'enchaînent. L'abbaye presque toute entière est détruite en 1568.

Au cours du XVII^e siècle, l'esprit de la Contre-Réforme inspire le renouveau spirituel et la foi qui préside aux grands travaux de restauration de l'abbaye. François de La Rochefoucauld d'abord, Louis II de La Rochefoucauld ensuite, qui introduit les chanoines réguliers de la Congrégation de France (Les Génovéfains) en 1651, en sont les initiateurs.

Mais il faut l'ardeur missionnaire des prieurs Nicolas de Saint-Gobert et Robert Brethe de Clermont pour que la restauration de l'église abbatiale et la construction partielle d'un logis conventuel, d'architecture classique, soient menées à leur terme sous l'abbatiate d'Henri de La Rochefoucauld. François Le Duc dit Toscane, le maître d'œuvre, a inscrit dans la pierre les étapes de cette réhabilitation.

La Révolution qui éclate en 1789, année où Charles-Maurice de Talleyrand-Périgord prend par procuration, possession de son siège, scelle le destin de l'abbaye. La vente de ses biens comme biens nationaux, l'expulsion de ses religieux, la fermeture de l'église, la transformation de l'abbatiale et du logis conventuel en lieux de détention pendant les guerres de Vendée sont les épisodes les plus marquants de cette décennie révolutionnaire.

Après le Concordat de 1801 qui rétablit l'exercice du culte, l'abbatiale devient l'église paroissiale Notre-Dame. Le logis conventuel, propriété privée, perd sa charpente et sa toiture d'origine. Quand au pèlerinage, tombé en désuétude, il est rétabli en 1899.

L'ultime effort des Montfortains, à partir de 1921, pour redonner une âme à « l'Abbaye », cesse définitivement en 1970.

Propriété de la commune de Celles-sur-Belle depuis le 23 avril 1971, l'abbaye royale est classée monument historique en 1977 et sa restauration commence sous la conduite de l'architecte en chef des Monuments Historiques.

•Réalisé à partir du site « Les amis de l'Abbaye »



•Celle-sur-Belle : l'abbaye royale

⑩ Visite des mines de Melle, J.P. BAILLEUL⁴ (16h-18h)

Les mines d'argent de Melle constituent un site géologique remarquable, à grand intérêt historique et touristique. Ces minéralisations témoignent de conditions particulières liées à des phénomènes de karstification qui se développent durant les phases d'émersion du seuil du Poitou, notamment au cours du Lias moyen et supérieur.



La ville de Melle est située sur d'importantes minéralisations plombo-argentifère. Les travaux d'extraction ont débuté pendant l'occupation romaine, et se sont poursuivis et développés au Moyen Âge.

L'apogée de l'activité extractive correspond à l'époque où Melle constituait l'un des dix ateliers monétaires de Charles-le-Chauve (vers 864). Située pour l'essentiel sous la ville de Melle, ce métallotecte est bien connu à la suite de travaux d'exploration menés par le BRGM, de 1956 à 1962, puis par la Compagnie Royale Asturienne de Mines. L'étude du gisement a donné lieu à une thèse de 3^e cycle de l'Université de Poitiers (Coiteux, 1983), d'où est extrait l'essentiel des données présentées dans cette note.

La minéralisation affecte les formations karstifiées du Lias inférieur et du Pliensbachien, condensées au droit d'un paléorelief créé par le Leucogranite de Pied-Pouzin, qui affleure au Nord de Melle, dans la vallée de la Béronne, affluent de la Boutonne.

La campagne de sondage du BRGM, faite à la maille de 500 m, a conduit à une estimation des ressources de 750 000 t de plomb et 14 000 t d'argent sur une surface de 47 km². Les concentrations sont très inégalement réparties, les plus importantes se localisant au Sud-Est du gisement, sous la ville de Melle ; les concentrations peuvent varier très rapidement, en

⁴ J.P. BAILLEUL est

moins de 500 m. Dans les zones de concentrations exploitables, les teneurs varient de 40 kg/m² à 120 kg/m², voire 160 kg/m².

La minéralisation paraît développée selon des bandes très allongées et étroites, entre 50 m et 100 m : elles sont horizontales et situées à faible profondeur (8 m sous la surface). Les teneurs en métal dans ces bandes se situent entre 3 ‰ et 4 ‰ en plomb, avec 60 g/t à 80 g/t d'argent.

La couche la plus minéralisée est peu puissante, de l'ordre de 2 m, et se localise dans la partie supérieure du Pliensbachien, dans la tranche de 1 à 5 m de profondeur. Au-delà de 6 m, les indices sont trop faibles et dispersés ; le toit est le plus souvent dolomitique et pratiquement stérile.

Les paragenèses observées à Melle sont simples : la galène domine, elle est localement accompagnée par la blende et la chalcopyrite. La pyrite est également présente sous forme de pyritosphères. L'association quartz-galène est également fréquemment observée. Les métaux lourds (Pb, Zn, Ag) tirent leur origine du lessivage des socles anciens du Massif armoricain et du Massif central.

Deux phases de karstification consécutives à des émergences durant le Lias semblent à l'origine d'une partie du processus de concentration. Ces émergences se situent au Pliensbachien et au Toarcien inférieur. En effet, on observe une lacune du Toarcien inférieur sur le dôme de Melle, lacune correspondant à une durée de plus d'un million d'années.

Dans le Lias inférieur, les indices sont peu importants, dispersés dans la dolomie et associés aux faciès de dolomicrite, de dolomicrosparite et d'oodolomicrosparite. L'essentiel de la minéralisation se localise dans les terrains plienschachiens où elle se présente, soit sous forme diffuse, soit sous formes fissurales ou géodiques, soit en imprégnations de remplissage karstique. La majeure partie des minéralisations est en effet liée à un réseau karstique et se situe dans les remplissages de cavités, dans les géodes et les fissures ou en imprégnation à proximité de ces dernières, ou dans les épontes.

Si, dans les zones silicifiées de l'encaissant, la galène a cristallisé après le quartz dans les géodes, elle se présente sous forme de cube d'une dizaine de microns ou en comblement de microgéodes de quartz subhexagonaux de 1 à 2 mm de diamètre. Ces formes laissent supposer une pseudomorphose de quartz par la galène. On observe également l'épigénie de rhomboèdres de dolomie par de la blende. Ces microgéodes sont abondantes dans les faciès fins (dolomicrite du Lias inférieur et dolomicrosparite et silt du Pliensbachien) et plus particulièrement dans les remplissages silteux karstiques.

Mis à part le quartz, la galène et la blende sont accompagnées dans les géodes par la cérusite (carbonate de plomb, PbCO₃) provenant de l'altération de la galène. Elle est absente dans les remplissages silteux silicifiés où la galène n'est pratiquement pas altérée. D'autres minéraux très peu abondants sont connus dans l'encaissant : il s'agit de la chalcopyrite, du cuivre gris, de la covellite, de la marcassite, de la goethite, de la limonite et de l'argentite.



•Karstification dans le Pliensbachien à Melle

Quelques mots sur l'histoire de Melle

L'implantation romaine, malgré quelques trouvailles archéologiques (en particulier un trésor de 884 monnaies découvertes au Champ Persé), n'a pu à ce jour être précisément définie. Le promontoire calcaire a servi d'assise aux premières habitations médiévales de Melle. Qualifié de Vicus sur les monnaies mérovingiennes puis de Castrum dans les chartes du Xe siècle, le bourg s'est développé grâce à ses mines d'argent et de plomb situées le long de la Béronne, dans des excavations naturelles agrandies lors de l'extraction. Ces mines, sans doute découvertes dès l'époque romaine ont été exploitées pendant tout le Haut Moyen Age, en particulier par les Carolingiens. Elles sont nombreuses sur tout le versant ouest de la vallée (on en recense 17). Les ouvriers de ces mines ont probablement habité sur place, dans le bas de la vallée. Atelier monétaire des rois francs, le bourg a dû prendre de l'importance puisque les normands jugèrent bon au IX^e siècle, de l'envahir et le piller.

Au Xe siècle, MELLE a été le siège d'un comté puis rentra dans la hiérarchie féodale. Dès 950, on mentionne l'existence d'un lieu fortifié, motte castrale (avec une tour) entourée de palissades de bois. Fin XIe, le donjon sur motte a été abandonné au profit d'un second château construit à l'emplacement de l'actuelle place Bujault. Il était constitué d'un donjon rectangulaire à trois contreforts et entouré d'une enceinte flanquée de tours. Ce château fut démoli en 1577. En 1779, il a été rasé pour constituer une vaste esplanade, l'actuelle place Bujault.

Des fortifications sont reconstruites à la fin du XIIe et au début du XIIIe siècle et enserrant la ville haute. Ces fortifications, au pied de l'escarpement, protègent les accès depuis la vallée de la Béronne et du Pinier. Côté Nord (le plus vulnérable), le château barre la crête du promontoire. Au pied de la ville, trois faubourgs se sont développés (Saint-Pierre, Saint-Hilaire, Fossemagne).

Dans ce bourg important, de grandes abbayes royales (Saint-Maixent et Saint-Jean d'Angély) ont fait construire des édifices religieux de qualité. Le premier construit est un oratoire (mention en 945) dans le faubourg Saint-Pierre (l'église Saint-Pierre actuelle est construite durant le premier quart du XIIe siècle). L'Eglise Saint-Hilaire est mentionnée vers 1080. L'édifice actuel est reconstruit au XII^e siècle. L'Eglise Saint-Savinien a été construite en deux campagnes (fin XIe et début XIIe siècles). Elle servait de « succursale » à l'église Saint-Hilaire.

Après la bataille de Poitiers en 1356, MELLE devient anglaise. Reprise par Jean de Beaumont en 1372, elle fut rattachée à l'apanage du Duc de Berry. A partir du XV^e siècle, le bourg semble avoir une certaine importance. On y entrait par trois portes : Saint-Hilaire, Fossemagne et Saint-Pierre.

Au milieu du XVI^e, de nombreux mellois se convertissent à la religion réformée. Au cours des Guerres de Religion, Melle fut maintes fois attaquée et passa des mains des catholiques aux mains des protestants, à plusieurs reprises. Le 25 mars 1577, les catholiques la conquièrent et les murailles sont détruites. Accompagnant la révocation de l'Edit de Nantes (1685), les dragonnades font fuir les protestants hors des frontières du royaume. Un quart de la population quitta alors Melle. De 381 feux vers 1680, la ville passe à 277 au recensement de 1688.

Au XVII^e siècle, mal remise de cette perte de population, la ville va perdre de son influence. Peu d'industries (sinon les tanneries situées sur la Béronne), une fonction commerciale limitée, font du petit bourg un endroit paisible. Sa situation à la croisée des chemins permet le maintien d'activités liées au passage (auberges, hôtels).

Lors de la Révolution, la population de Melle choisit le camp révolutionnaire et constitue lors des guerres de Vendée, un bastion bleu. Deux jeunes mellois, les frères Aimé, engagés volontaires en 1793, finiront même généraux de la Révolution puis de l'Empire. Ce républicanisme, très lié au protestantisme, est à l'origine d'un vote à gauche sur la longue durée. Le découpage administratif fait alors de Melle un chef lieu d'arrondissement (jusqu'en 1926).

L'agriculture reste l'activité principale de la commune durant tout le XIXe siècle. En 1801, la ville compte six tanneurs, des fabricants d'étoffes de laines, cinq couteliers. En 1832, 683 hectares sont en terres labourables, soixante-seize en prés, quinze en pâtis et quatre-vingt dix neuf en bois. Le système d'enclos domine, supprimant le libre parcours. A cette époque, sous l'impulsion d'agronomes (comme Jacques Bujault "l'avocat laboureur"), l'introduction de nouvelles cultures fait évoluer l'agriculture. Melle est le centre d'un puissant élevage mulassier, ses foires renommées entraînent la vente et l'exportation des mulets dans toute l'Europe et principalement en Espagne.

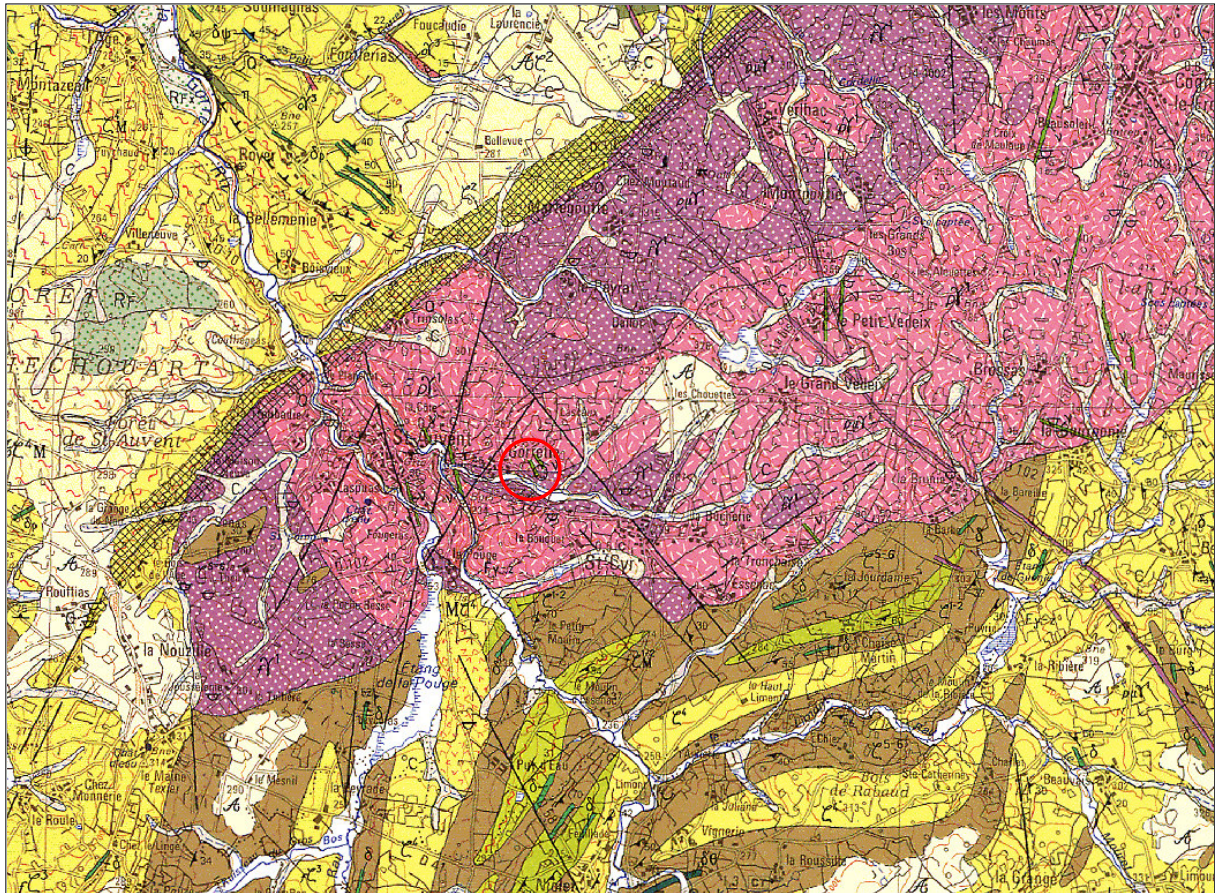
Le développement de Melle et de son habitat depuis plus d'un siècle sont étroitement liés à l'installation d'une usine chimique. D'abord sucrerie-distillerie à partir des années 1870, elle se transforme lors de la guerre 1914 - 1918. L'usine de Melle est mise au service de l'effort de guerre et développe une chimie dérivée de l'alcool puis de plus en plus complexe (un laboratoire de recherche est créé en 1920). Aujourd'hui l'usine appartient au groupe Rhodia.

•Réalisé à partir du site de la Mairie de Melle

⑪ Altération des granites dans la carrière de Saint-Auvent, Robert WYNS (18h30-19h)

La carrière de la Gorretie permet d'observer les phénomènes d'altération dans des leucogranites hercyniens de la bordure du Massif Central.

SITUATION ET CONTEXTE GEOLOGIQUE



• Localisation de la carrière de la Gorretie à Saint-Auvent sur la carte géologique de Rochechouart [687, BRGM]

La carrière de la Gorretie a été exploitée pour la construction de bâtiments et le remblai des voies routières. Elle est située dans le massif granitique de Cognac-la-Forêt.

Il s'agit là de leucogranites à deux micas, à grain fin à moyen, mis en place vraisemblablement au Carbonifère supérieur (autour de 300 M d'années) et correspondant à une association magmatique alumineuse et leucocrate. On retrouve là, en bordure du Massif Central, des terrains magmatiques contemporains des granites de Parthenay.

Dans la carrière de la Gorretie, on peut observer un faciès à grain fin qui se situe au-dessus d'un faciès porphyroïde, le contact étant suivant les endroits soit très brutal, soit plus ou moins progressif. Ces observations plaident en faveur d'une liaison génétique entre les deux faciès et d'une mise en place subcontemporaine. Le faciès à grain fin renferme quelques petites (< 10 cm) enclaves surmicacées, sporadiques, de forme ovoïde. Le réseau de fracturation est relativement dense.

La carrière de la Gorretie montre aussi, au sein du leucogranite, un faciès fortement argilisé constituant de minces (50 cm) filons N140-150 aux épontes ondulantes dont certains se ferment en biseau vers le haut. À 400 m au Sud-Ouest du hameau de la Gorretie, un faciès vert délavé à prismes d'amphibole atteignant 1 cm de long affleure dans un fossé.

REFERENCES BIBLIOGRAPHIQUES

CHÈVREMONT P., FLOC'H J.P. (1996) - Carte géol. France (1/50000), feuille Rochechouart (687). Orléans : BRGM. Notice explicative par P. Chèvremont et al. (1996), 172 p.

CHÈVREMONT P., FLOC'H J.P., MÉNILLET F., STUSSI J.M., DELBOS R., SAURET B., BLÈS J.L., COURBE C, VUAILLAT D., GRAVELAT C, avec la collaboration de LEMIERE B., DOMINIQUE P., HOTTIN A.M. (1996) - Notice explicative, Carte géol. France (1/50000), feuille Rochechouart (687). Orléans : BRGM, 172 p. Carte géologique par P. Chèvremont, J.P. Floc'h (1996).

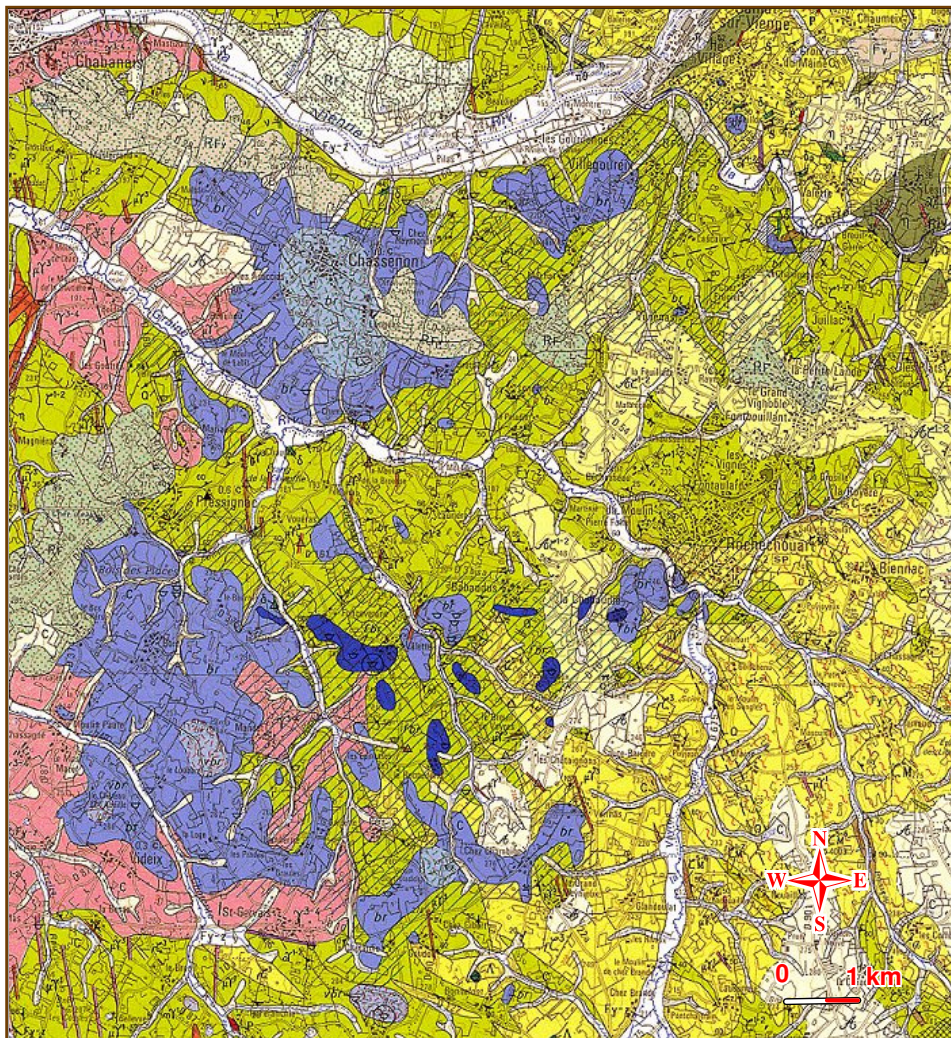
Seconde nuit à l'hôtel à Saint-Junien

4. L'excursion / Samedi 15 mai : de St-Junien à Angoulême

12 et 13 L'impactite de Rochechouart : carrières de Montoume et de Champagnac, « Pierre de Lune »⁵(8h30-11h30)

La chute d'une météorite est un événement planétaire qui rythme régulièrement l'histoire géologique de la Terre. L'impact d'une telle chute entraîne la **métamorphose des roches** du sol qui deviennent des **impactites**. A Rochechouart, aux confins de la Charente et de la Haute-Vienne, on peut observer **4 faciès** d'impactite qui témoignent d'un événement météoritique survenu il y environ 200 millions d'années.

SITUATION ET CONTEXTE GEOLOGIQUE



• Extrait de la carte géologique à 1/50 000 de Rochechouart (687) par Ph. Chèvremont & al., BRGM (1996)

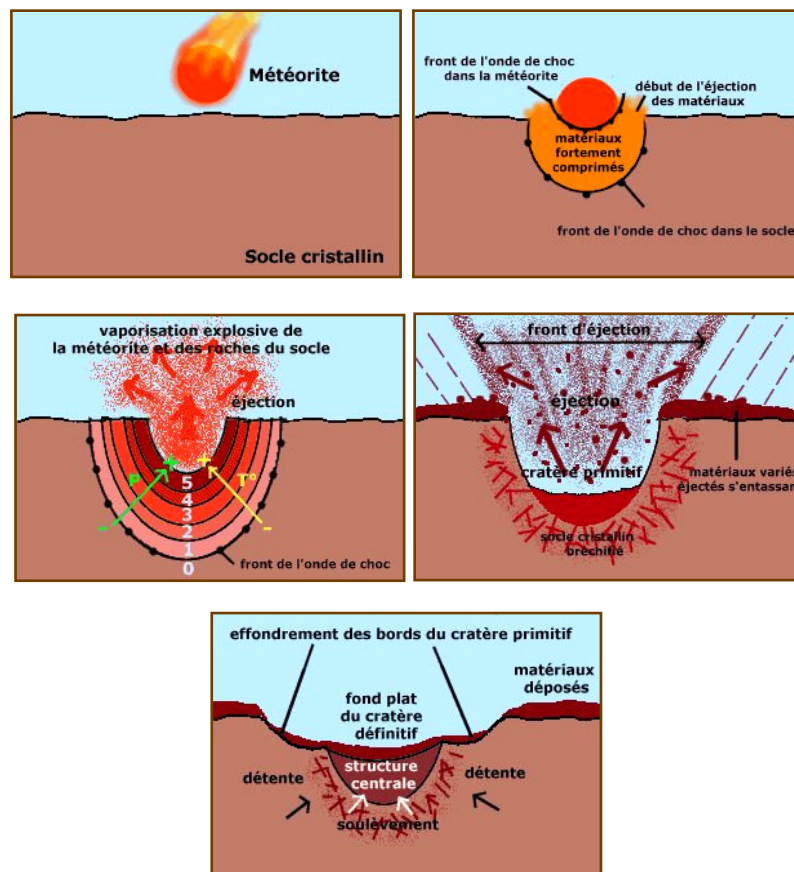
⁵ Pierre de Lune est une association qui gère et anime une exposition permanente sur le cratère météoritique de Rochechouart-Chassenon : www.espacemeteorite.com

LA CHUTE DE LA METEORITE

Il y a environ 200 millions d'années, une météorite* de 1 à 6 milliards de tonnes percute la Terre à 4 km à l'ouest de Rochechouart. L'astéroïde a une vitesse de 20 à 50 km par seconde lors de l'impact. Le sous-sol, constitué à cet endroit de paragneiss plagioclasiques à filons de microgranite porphyrique à biotite, est fortement comprimé par l'onde de choc.

Des matériaux sont éjectés sous l'action de l'impact. L'énergie de la météorite est transmise sous forme de pression et de chaleur (14 millions de fois la bombe d'Hiroshima), et va vaporiser, par explosion, les matériaux de la météorite et ceux d'une partie du socle cristallin en formant un cratère primitif. Le socle sera bréchifié (brèches de dislocation) et les éléments vaporisés vont se redéposer sur l'ensemble de la région (brèches de retombée).

Le socle va réagir en se soulevant et les bords du cratère primitif vont s'effondrer pour former un cratère d'impact météoritique de type Meteor crater (USA) ou de ceux que l'on peut observer sur la surface de la lune. Son diamètre sera d'environ 20 km. Ensuite, durant tout le Mésozoïque et le Cénozoïque, l'érosion va décaper une grande partie des dépôts et ainsi gommer la morphologie originelle : c'est pour cette raison que le cratère (ou *astroblème**) n'est plus visible dans le paysage actuel.



• Source : La météorite de Rochechouart (wanadoo.fr/groupejarc).

HISTOIRE D'UNE DECOUVERTE

La première référence connue sur la météorite de Rochechouart figure dans " *Statistique de la France publiée par ordre de sa Majesté l'Empereur et Roi – Département de la Haute-Vienne – Paris, 1808* " qui mentionne l'existence dans la région de Rochechouart de brèches à matrice parfois compacte, parfois vacuolaire et argileuse. Ces brèches intriguèrent les minéralogistes de l'époque : leur origine était-elle volcanique ou artificielle ?

De 1808 à 1967, les interprétations sur l'origine des brèches ont oscillé entre trois hypothèses : volcanique (Mane, 1833 ; Glangeaud, 1910), sédimentaire (Coquand, 1858 ; Mallard, 1869 ; Kraut, 1935,1937) ou mixte : en 1901, dans la première édition de la carte géologique à 1/80 000 de Rochechouart, les brèches sont cartographiées en tant que "conglomérats permien"....

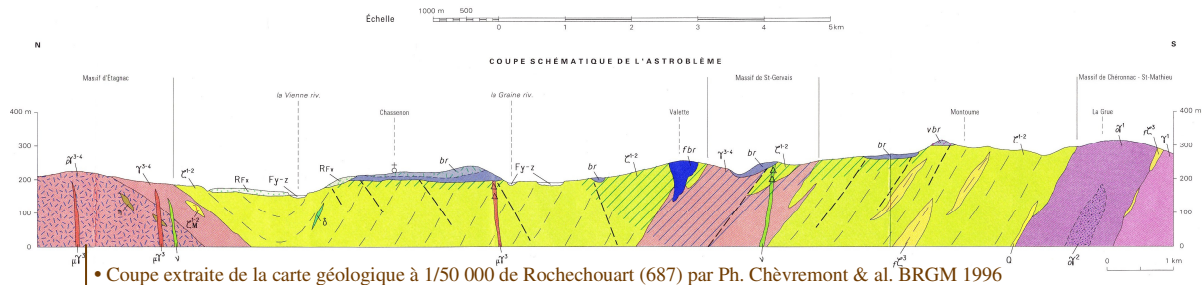
En 1967, F. Kraut fit une publication annonçant une hypothèse révolutionnaire : ces brèches pourraient être dues à un impact de météorite. La présence locale de *quartz "clivé"* * dans les brèches est l'indice majeur qui a guidé F. Kraut vers cette interprétation. Rappelons qu'à l'époque, la NASA préparait les premiers pas de l'homme sur la Lune au travers du programme Apollo.

L'hypothèse météoritique fut confirmée par quatre autres publications de Kraut en 1969, basées sur la découverte de cônes de percussion dans des filons de microgranite. Les travaux ultérieurs apportèrent des données complémentaires. E. Raguin (1972) établit avec des élèves de l'Ecole des mines de Paris une carte des "brèches de Rochechouart". Puis P. Lambert apporta, à travers deux thèses (1974, 1977), des compléments cartographiques et des informations nouvelles concernant notamment la taille (de l'ordre de 20 km de diamètre), l'âge (160 à 210 Ma) du cratère, la nature de la météorite et les conditions (température, pression) du métamorphisme subi par les roches de la région au moment de l'impact. Il contribua en outre à la mise en évidence d'une *anomalie gravimétrique* négative au cœur de la structure (Pohl, 1978).

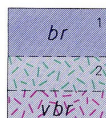
Enfin, des études complémentaires plus ponctuelles ont été réalisées par les géologues allemands (Bischoff et Oskierski, 1987 ; Oskierski, 1983 ; Oskierski et Bischoff, 1983 ; Reimold 1983, 1984, 1987).

DESCRIPTION DES IMPACTITES

La carte géologique à 1/50 000 et la coupe ci-dessous montrent bien l'aspect de l'astroblème disséqué par l'érosion. On y remarque en effet la répartition des roches du substrat transformées par l'impact de la météorite. Ces trois types d'impactite sont dus aux retombées du nuage de roches vaporisées au moment de l'impact de la météorite.



1 - Au cœur de l'astroblème se trouvent les *brèches polygéniques** à fort taux de fusion (*fbr*), à matrice abondante, parfois vacuolaire, à éléments de petite taille, avec un aspect de roche volcanique, de **type Babaudus**. Leur origine est liée à des phénomènes de fusion, par réaction du substrat à l'énorme apport d'énergie au moment de l'impact de la météorite.



2 - Au-dessus du plancher de l'astroblème, on retrouve trois types de brèches de retombée, constituées d'éléments de taille et d'abondance variables, noyées dans une matrice clastique :

- impactite à matrice sans verre, de **type Rochechouart** (*br*)
- les suévites ; ce sont des impactites à matrice avec verre :
 - impactite à matrice clastique à fragments de verre épars de **type Chassenon** (*br2*)
 - impactite rouge à matrice clastique et vitreuse de **type Montoume** (*vbr*).



3 - Sous le plancher du cratère, les brèches de dislocation, les *cataclasites** d'impact, les brèches hydrothermales. Ces impactites sont dues à la réaction du substrat au choc : fracturation, injection de filonnets divers, remplissage de fissures par hydrothermalisme.



• A Rochechouart, la base du cratère est visible au pied du château. Le socle gneissique affecté par le choc de l'impact est constitué par une brèche de dislocation. Au-dessus du fond du cratère, la brèche de retombée de type Rochechouart (sans verre), affleure le long de la route menant au château.

Brèches de retombée de type Rochechouart

Brèche polygénique à matrice clastique, sans verre



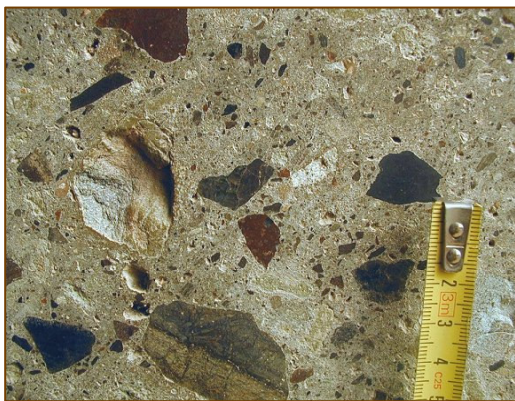
• Section polie de brèche de Rochechouart



• Section polie de brèche de Rochechouart

Brèches de retombée de type Chassenon

Brèche polygénique à matrice clastique, à fragments de verre épars (suévite de type Chassenon)



• Section polie de brèche de Chassenon



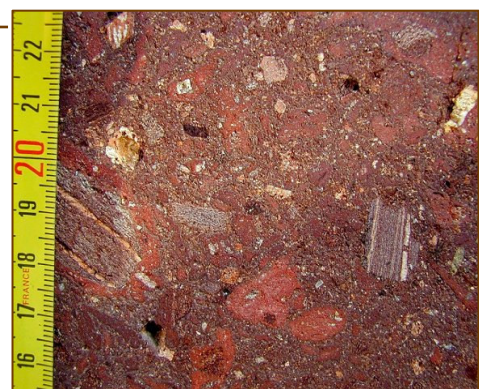
• Piliers dans les thermes du site gallo-romain de Cassinomagus

Brèches de retombée de type Montoume

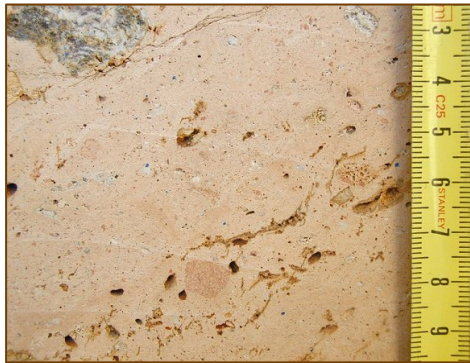


• Photos prises sur un muret de parking du centre ville.

• La teinte rouge est due à une forte pigmentation par les (hydr)oxydes de fer.



Brèches de fusion de type Babaudus

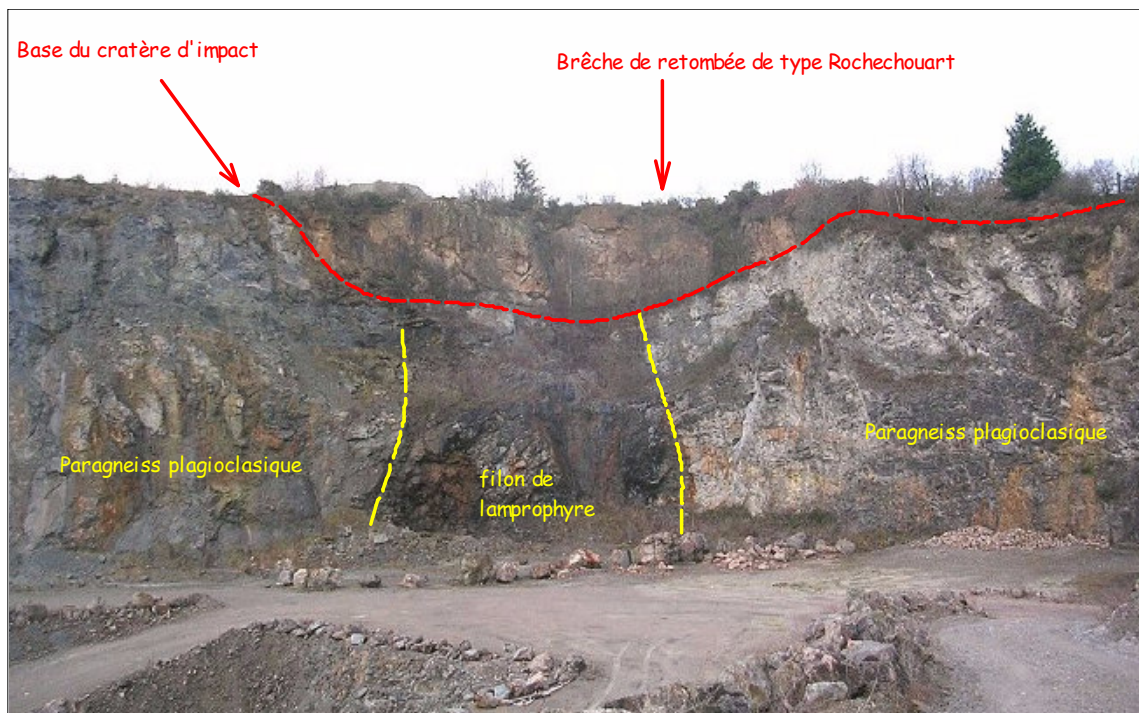


• Type Babaudus sans bulle en section polie.



• Type Babaudus à bulle : les bulles sont orientées suivant une direction préférentielle. La photo a été prise dans les soubassements d'une maison ancienne du centre ville.

LA CARRIERE DE CHAMPAGNAC



Carrière de Champagnac, front sud-ouest Photo : G. Karnay BRGM

Les brèches de retombée, de couleur rousse, recouvrent la base du cratère d'impact. En dessous, les brèches de dislocation affectent le socle constitué de paragneiss plagioclasiq traversé par un filon de roche subvolcanique (lamprophyre) de couleur noirâtre.

Des brèches hydrothermales découvertes par des géologues allemands (Reimold 1983) dans la carrière de Champagnac, et ont montré qu'elles étaient en relation avec l'impact de la météorite.

Dans les paragneiss, seules quelques fractures montrent un remplissage hydrothermale dont la puissance ne dépasse guère le centimètre. En revanche, le filon de lamprophyre présente de véritables brèches hydrothermales à carbonate et/ou quartz, accompagné généralement de pyrite, parfois de mispickel et rarement de fluorine. Ces mêmes minéraux se trouvent également dans les fentes de tension et autres fractures d'orientation N-S prédominante, dans tout les types de roches de socle présentes dans la carrière de Champagnac.



Brèche hydrothermale



Contact microgranite-brèche de dislocation

Photo : Ph. Chèvremont
BRGM

REFERENCES BIBLIOGRAPHIQUES

Texte et iconographie sont extraits du Kit pédagogique régional réalisé par le BRGM et l'IFREE à partir principalement de la carte et de la notice de Rochechouart :

CHÈVREMONT P., FLOC'H J.P. (1996) - Carte géol. France (1/50000), feuille Rochechouart (687). Orléans : BRGM. Notice explicative par P. Chèvremont et al. (1996), 172 p.

CHÈVREMONT P., FLOC'H J.P., MÉNILLET F., STUSSI J.M., DELBOS R., SAURET B., BLÈS J.L., COURBE C, VUAILLAT D., GRAVELAT C, avec la collaboration de LEMIÈRE B., DOMINIQUE P., HOTTIN A.M. (1996) - Notice explicative, Carte géol. France (1/50000), feuille Rochechouart (687). Orléans : BRGM, 172 p. Carte géologique par P. Chèvremont, J.P. Floc'h (1996).

Visite des thermes gallo-romains de Chassenon

Les Thermes de Chassenon sont impressionnants à plus d'un titre : par leurs dimensions, l'ingéniosité des systèmes employés et leur état de conservation exceptionnel. Découvert en 1958, le site est tellement vaste que les fouilles continuent encore aujourd'hui, mettant au jour une construction complexe sur deux niveaux, celui destiné aux esclaves ou gens de service, au rez-de-chaussée, et celui destiné aux utilisateurs des thermes, baigneurs et curistes, à l'étage.

Ces thermes avaient alors une vocation à la fois thérapeutique et culturelle. Baigneurs et curistes affluaient dans ce lieu de détente, de soins, de rencontre et d'exercices physiques. Ils pouvaient ensuite aller prier au grand temple et se divertir au théâtre, édifices qui, avec les thermes, faisaient de l'antique Cassinomagus une importante agglomération secondaire gallo-romaine, et donc un arrêt incontournable sur la voie d'Agrippa qui reliait Lyon à Saintes.

La visite des lieux vous fera découvrir des systèmes de chauffage perfectionnés, un réseau d'alimentation et d'évacuation des eaux impressionnant via des aqueducs souterrains. Quelques objets et ex-voto sont exposés dans une des salles voûtées, ainsi que de nombreux panneaux explicatifs et une projection en continu d'un film en images de synthèse donnant une bonne idée de la magnificence des lieux il y a près de 2.000 ans.

Dès le IV^{ème} siècle après. J.-C., Cassinomagus a sans doute subi les conséquences de transformations administratives, religieuses et économiques, mais aussi d'un vaste incendie accidentel ayant détruit l'édifice à la fin du III^{ème} siècle. Les thermes ont continué à fonctionner au IV^{ème}, mais avec moins de faste avant d'être partiellement réutilisé et réoccupés par une série d'habitats civils ruraux. Le sanctuaire semble avoir été définitivement abandonné entre le V^{ème} et le VI^{ème} siècle après J.-C., tombant progressivement dans l'oubli avant d'être redécouvert au XIX^{ème} et au XX^{ème}.

• Réalisé à partir du site jedecouvrelafrance.com



• Thermes gallo-romains de Chassenon

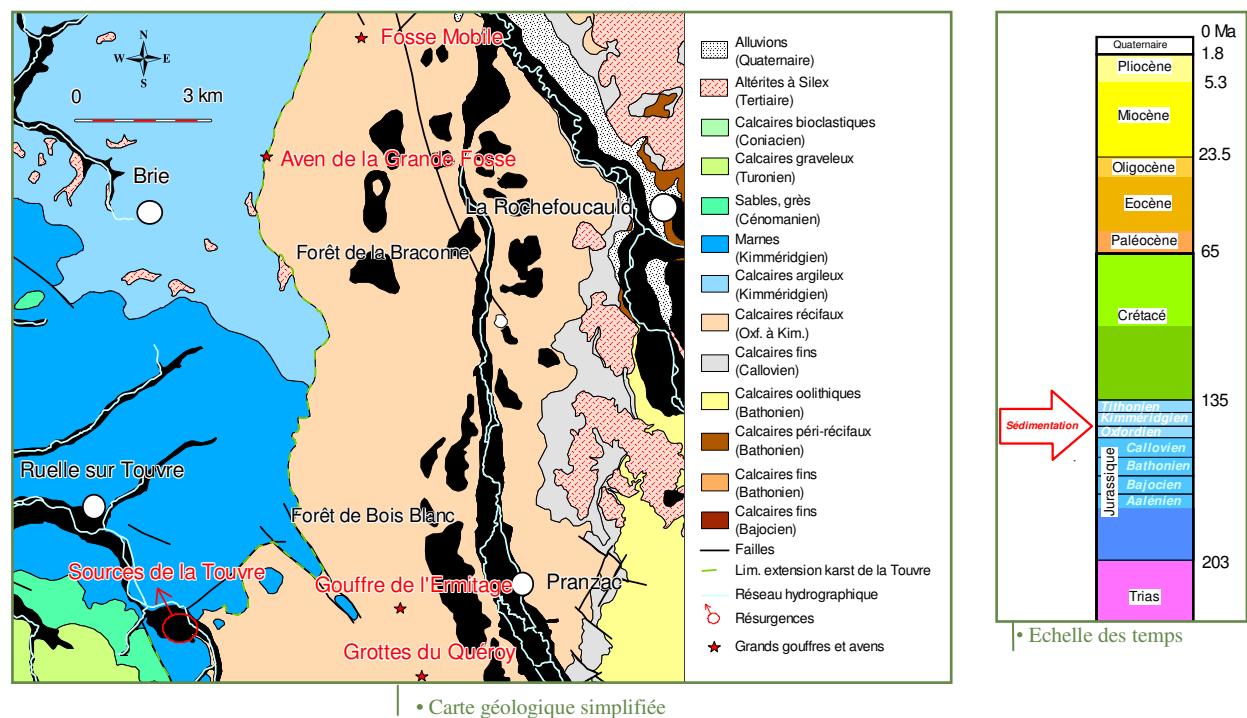
14 Le karst de la Rochefoucauld : la Grande Fosse, Francis BICHOT (14 h- 15 h)

Le sous-sol de la forêt de la Braconne est affecté par une intense dissolution des assises carbonatées du Jurassique qui en fait un des **systèmes karstiques** les plus importants de France.

L'**aven** de la Grande Fosse et le **gouffre** de la Fosse Mobile sont les manifestations les plus spectaculaires de l'existence de ce **karst**, qui abrite une **circulation d'eau souterraine** dont le principal exutoire correspond aux sources de la Touvre.

A la Grande Fosse, s'observent des figures sédimentaires (**slumps**) traduisant des **glissements gravitaires** survenus lors de la formation de ces assises carbonatées au niveau d'une plate-forme externe.

SITUATION ET CONTEXTE GEOLOGIQUE



Situé sur les contreforts occidentaux du Massif central, le sous-sol de la forêt de la Braconne correspond à un grand plateau calcaire, intensément fracturé, d'âge Jurassique supérieur, qui plonge progressivement vers le cœur du Bassin aquitain. A l'est du massif calcaire de la Braconne, les formations carbonatées sont finement grenues, avec des passages oolithiques, péri-récifaux ; elles deviennent plus franchement récifales et grossières au centre de la forêt de la Braconne ; puis à l'ouest, plus fines et argileuses. La Fosse Mobile se trouve au cœur même de ce massif calcaire, tandis que La Grande Fosse est située à sa bordure occidentale.



• Vue de l'aven de la Grande Fosse depuis le parking

LA COUPE GEOLOGIQUE DANS L'OXFORDIEN DE LA GRANDE FOSSE

La Grande Fosse est une dépression de forme sub-circulaire, de 120 m de diamètre, pour une profondeur de 42 m. Les parois nord et est de cette dépression sont constituées de trois niveaux :

- Un niveau inférieur de 22 m de calcaires fins plus ou moins argileux régulièrement stratifiés ;
- Un niveau médian de 6 m (nord) à 1,5m (est). Il correspond à des calcaires argileux et des marnes formant des couches plissées et roulées. Elles contiennent des blocs de calcaires durs, biogènes qui renferment une faune fossile essentiellement benthique, avec la présence de bivalves, de gastéropodes et de débris de polypiers et crinoïdes.
- Un niveau supérieur de 3 m composé de calcaires lithographiques à grain fin.

Les dépôts de la Grande Fosse sont datés de l'Oxfordien terminal.

A l'Est de ce secteur, on trouve dans l'Oxfordien (coupe de la Fosse Mobile) des calcaires récifaux qui se sont formés en milieu marin agité, peu profond. En revanche, les calcaires fins de la Grande Fosse se sont déposés dans un milieu protégé profond, au niveau d'une plate-forme externe.

On observe dans la couche médiane, des figures sédimentaires particulières (slumps) : les strates sont ondulées, pliées, étirées, amincies ou se présentent sous forme de rouleaux. Ces figures résultent du glissement de masse, et par gravité, de sédiments meubles. Ces glissements synsédimentaires ou slumpings caractérisent localement une pente relativement forte. Les causes de ces glissements sont mal connues : un séisme, une rupture de charge (sur une pente de quelques degrés), des courants marins, des tempêtes peuvent être à l'origine de tels phénomènes.



• Slumps dans l'aven de la Grande Fosse

PALEOGEOGRAPHIE REGIONALE

Du Jurassique moyen au Kimméridgien (Jurassique supérieur), une importante barrière récifale perdure ici, du sud au nord en bordure de l'actuel Massif central. La transition avec la sédimentation de plate-forme externe, représentée par les faciès argileux de la Grande Fosse, se réalise rapidement vers l'ouest.

Cette paléogéographie est contrôlée par les jeux des grandes failles régionales qui effondrent progressivement le socle cristallin vers l'ouest. Devant l'accroissement de la profondeur, les récifs cessent de s'étendre vers le large pour se développer vers le haut en fonction de la subsidence. Ceci explique l'épaisseur des séries carbonatées récifales des massifs de la Braconne, plusieurs centaines de mètres, ainsi que leur intense fracturation, favorisant le développement d'un karst.

LE KARST DE LA ROCHEFOUCAULD

Le massif à matériel jurassique moyen et supérieur de La Rochefoucauld, qu'il s'étend de la vallée de la Bonnière au nord à celle de l'Echelle au sud, forme un important complexe hydrogéologique karstique. La morphologie qui en découle est caractéristique et résulte de la dissolution des calcaires.

La dissolution affecte particulièrement les roches poreuses riches en carbonate de calcium (75 à 100%). Les eaux de pluie et les cours d'eau s'infiltrent dans les fractures et les fissures des massifs carbonatés, dans des faciès poreux. Chargées en CO₂ lors de leur infiltration dans le sous-sol, ces eaux acquièrent l'acidité nécessaire à la mise en solution du carbonate

de calcium. Ainsi, avec le temps, des conduits et des cavités, parfois gigantesques, peuvent être créés.

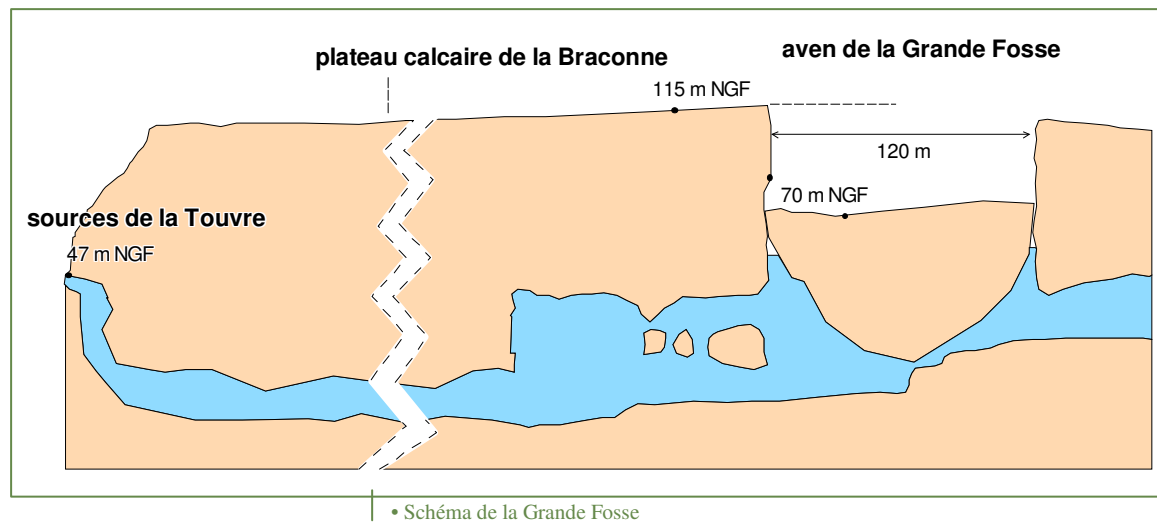
En amont, l'aquifère karstique de la Touvre est alimenté par les pluies qui tombent directement sur les calcaires des forêts de la Braconne et du Bois Blanc (470 km² environ pour la superficie de cet impluvium) et par les pertes des rivières, en été, qu'elles soient totales (Bandiat, Tardoire) ou partielles (Bonnieure).

Le système karstique de la Touvre associe une pluviosité relativement abondante (900 mm/an), un massif calcaire important et une topographie assez accentuée (Sources de la Touvre : 47 m NGF, forêt de la Braconne : 120 m, Bandiat et Tardoire : 80 m), ce qui est très favorable au développement d'un karst. Ajoutons qu'en période d'étiage, le niveau piézométrique de la nappe est à 20 à 30 m au-dessous du lit des cours d'eau, accentuant ainsi les pertes de rivière. En effet, le gradient hydraulique est alors plus important et la relation d'alimentation " rivière vers nappe " est plus forte et plus marquée.

Le bassin d'alimentation total est estimé à 1200 km² (impluvium + bassins versants du Bandiat, de la Tardoire et de la Bonnieure). Il transiterait environ 350 M de m³/an d'eau aux sources avec une contribution des pertes de rivière à hauteur de 70 %. Des mesures par traçages ont montré que les écoulements souterrains se faisaient souvent à des vitesses supérieures à 100 m/h. Toutefois, il existe aussi des transits lents.

On estime également que 15 000 t/an de calcaire sont dissoutes. Certains auteurs ont estimé à partir de coupes de forages que 10 % de la masse calcaire était dissoute dans les 100 premiers mètres du réservoir, laissant donc la place à des vides de grandes dimensions. Les effondrements importants observés dans le massif karstique, et en particulier dans la forêt de la Braconne (la Grande Fosse...), viennent conforter l'hypothèse de l'existence en profondeur de cavités de grande taille, peut-être comparables à ce que l'on trouve dans les grandes zones karstiques de par le monde.

A la Grande Fosse, la forme circulaire et les dimensions de la dépression, les parois abruptes et le monticule formé au fond de ce puits naturel sont caractéristiques d'un effondrement de grande ampleur. Les parois abruptes de l'aven ne montrent pas de traces de dissolution (conduits et grottes). On constate que le fond de la zone effondrée est situé autour de la cote 70 m NGF, soit un dénivelé de 45 mètres par rapport au haut du plateau. La Grande Fosse correspond à l'effondrement du toit d'une vaste cavité souterraine (plusieurs dizaines de mètres de hauteur). Celle-ci s'est développée en profondeur, dans des faciès vraisemblablement plus carbonatés que la voûte, formée, entre autre, des calcaires argileux observés en coupe sur les falaises.



15 Les sources de la Touvre, Francis BICHOT (15h30-16h)

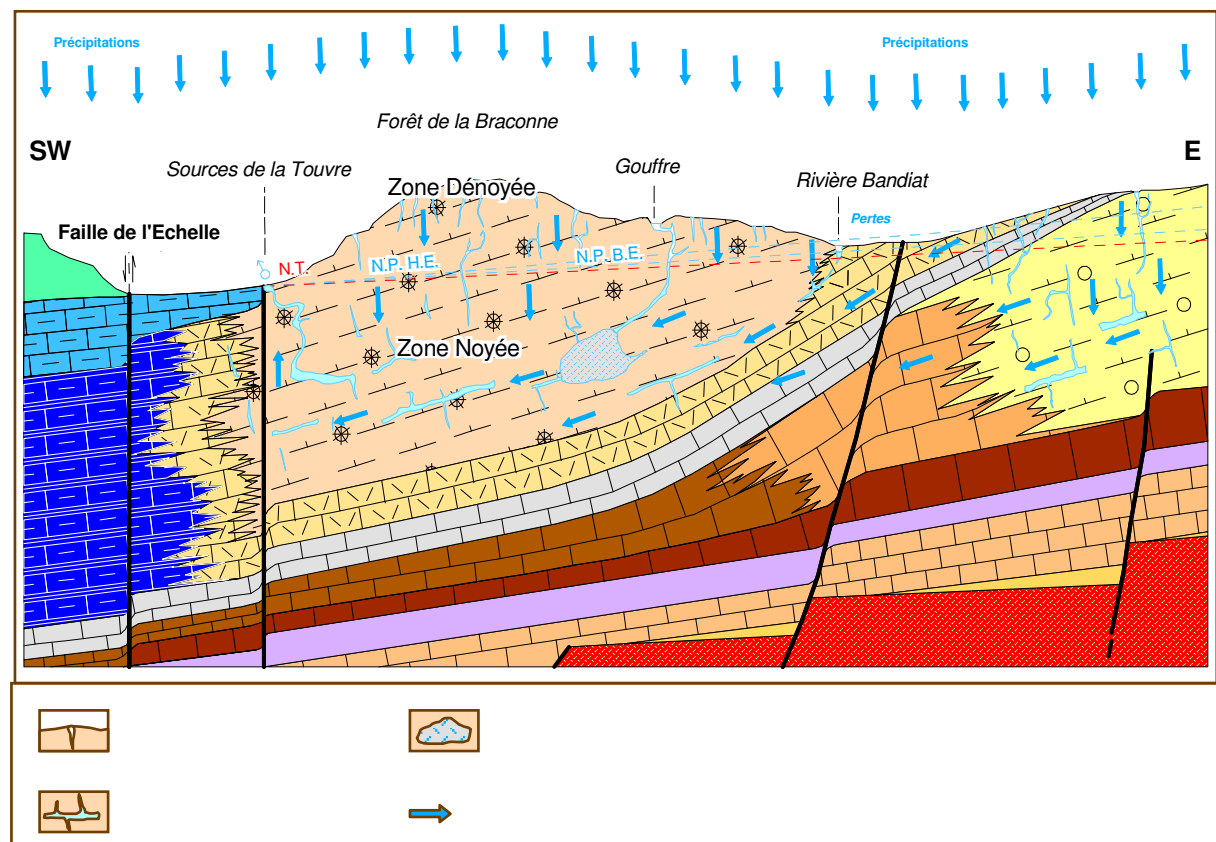
Le caractère exceptionnel des sources de la Touvre est assez mal connu dans la région. Seconde **résurgences** de France par leur débit, elles font pourtant partie d'un **complexe hydrogéologique** important au fonctionnement particulier : le karst de la Touvre. Les sources constituent en effet l'**exutoire** d'un immense **réseau souterrain de conduits et de grottes** où circulent de grandes quantités d'eau.

SITUATION ET CONTEXTE GEOLOGIQUE

Les sources sortent des calcaires récifaux de l'Oxfordien-Kimméridgien inférieur, à la faveur de la faille de l'Echelle qui met en contact ces calcaires avec les marnes et les calcaires argileux (peu perméables) du Kimméridgien supérieur.

Dans la région à l'est d'Angoulême et durant la majeure partie du Jurassique moyen à supérieur, deux types de sédimentation s'opposent :

- une sédimentation de « hauts fonds » à l'est, en bordure des terres émergées du Massif Central, souvent récifale (présence de biohermes, oolithes, bioclastes...), détritique, grossière, très carbonatée et épaisse de plus de 400 m,
- une sédimentation de mer ouverte et plus profonde à l'ouest, caractérisée par des sédiments calcaires fins à intercalations argilo-marneuses et d'épaisseur moindre.



Les changements de faciès et d'épaisseur au sein des séries sédimentaires, associés à la présence de failles, favorisent le développement d'un karst. De plus, les eaux sont bloquées vers l'ouest, d'une part, à la faveur des failles, par les marnes argileuses du Kimméridgien supérieur, et d'autre part par le passage à des faciès plus argileux et marneux au sein même des séries du Bajocien au Kimméridgien inférieur.

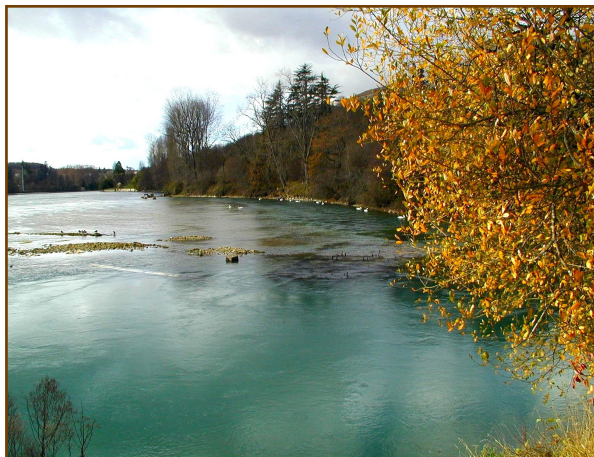
Les formations du Jurassique supérieur sont surmontées au sud-ouest par celles du Crétacé. Enfin, une grande partie du domaine karstifié est recouverte par une épaisse couche détritique d'âge tertiaire comprenant des silex, des graviers, du sable, des argiles... Ces formations viennent en certains endroits partiellement colmater les réseaux souterrains (voir coupe hydrogéologique).

LES SOURCES DE LA TOUVRE

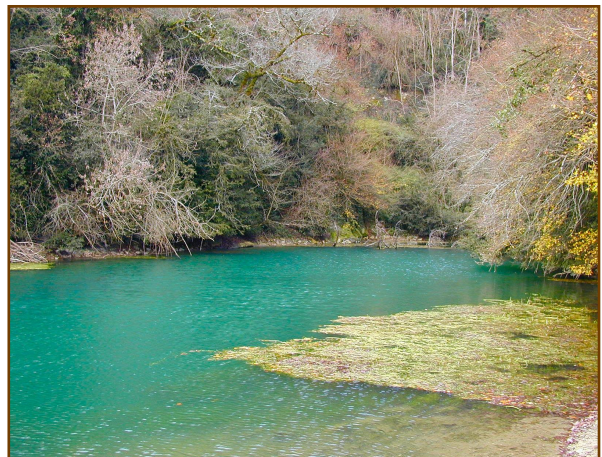
Les sources de la Touvre drainent le massif de calcaires du Jurassique moyen et supérieur qui s'étend à l'est d'Angoulême jusqu'aux contreforts du Massif Central. Ces résurgences donnent naissance à la rivière Touvre affluent de la Charente. Les spéléologues ont reconnu les cavités karstiques sur 148 m de profondeur au droit des émergences de la Touvre.

Les résurgences de la Touvre sont les secondes de France après celle de la fontaine de Vaucluse. Le débit moyen atteint 15 m³/s pour les premières et 20 m³/s pour la seconde. Elles sont constituées de 3 exutoires (le Bouillant, le Dormant et le Font de Lussac qui se trouvent un peu plus en amont) et la source de la Lèche, située à environ 500 m des premières :

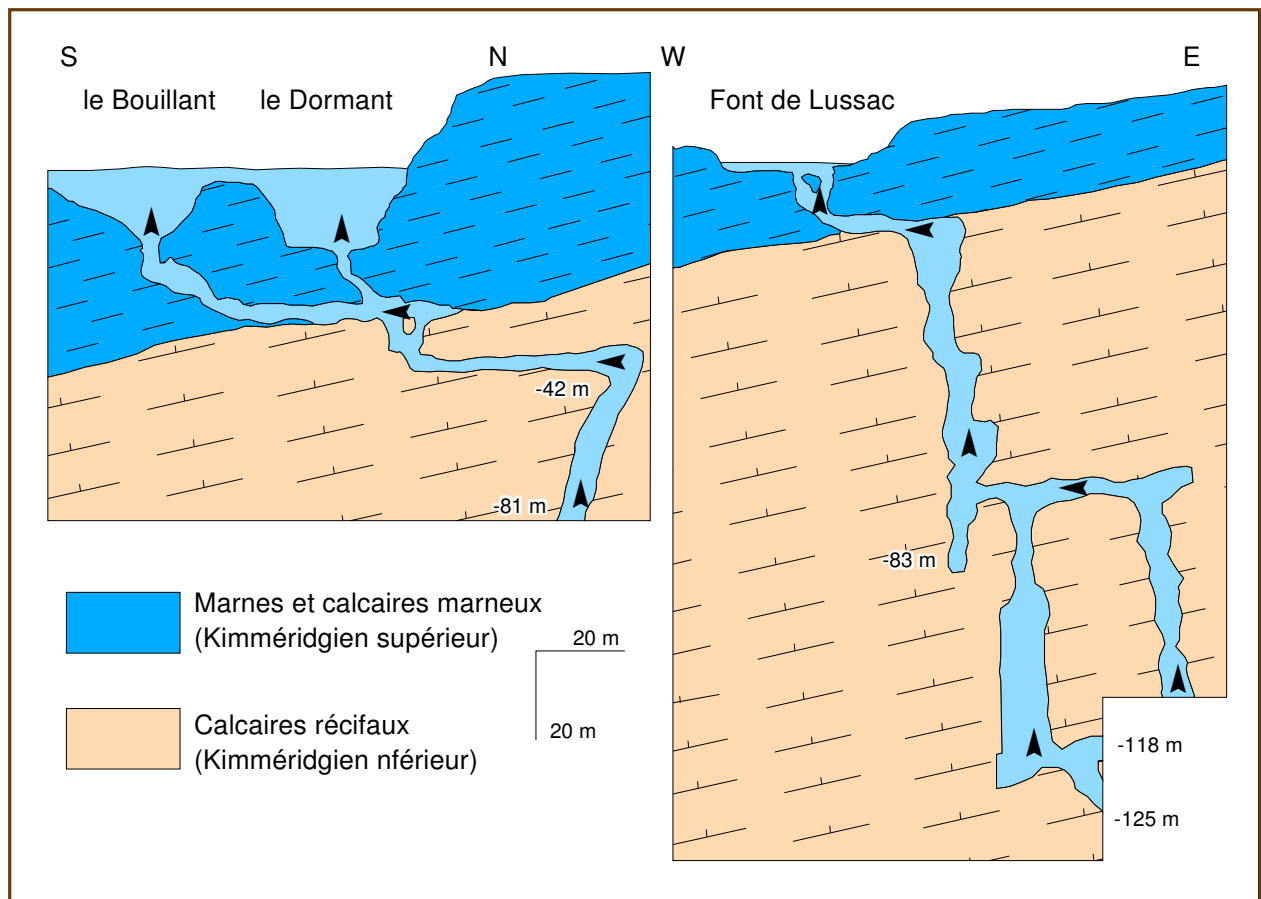
- Le **Bouillant** est une vasque (fosse d'effondrement) de 40 m de longueur sur 30 m de large et profonde de 15 m. L'eau y arrive par un conduit de 2.5 m de diamètre, où les vitesses peuvent atteindre 2 m/s. Cette importante arrivée d'eau est responsable du bouillonnement que l'on peut observer en surface.
- Le **Dormant** est situé dans le prolongement du Bouillant. C'est aussi une vasque profonde de 27 m, fermée au fond par des éboulis qui laissent filtrer l'eau. Ces 2 résurgences se raccordent en profondeur sur le même réseau d'alimentation.
- Le **Font de Lussac** est situé sur une diaclase (cassure sans déplacement relatif des parties séparées) ouverte sur 25 m. Les principales arrivées d'eau ont été reconnues entre 118 et 125 m au-dessous de la surface de la source, soit 80 m au-dessous- du niveau de la mer.
- La **source de la Lèche** est une fontaine avec un lavoir où de nombreuses arrivées d'eau filtrent à travers les alluvions.



• Source du Bouillant, vue vers le nord-ouest



• Source du Dormant, vue vers le nord



• Coupe des sources de la Touvre, d'après C. Touloumdjian, 1986

Il est intéressant de noter que contrairement au phénomène classique, l'eau sort au travers de formations plutôt imperméables : les marnes du Kimmeridgien supérieur. Les nombreuses explorations spéléologiques des sources ont cependant permis de situer le toit des premières formations perméables (calcaires récifaux du Kimmeridgien inférieur) aux alentours d'une vingtaine de mètres. L'eau a exploité l'intense fracturation, qui accompagne la faille de l'Échelle toute proche, en formant d'importants conduits, facilitant ainsi la traversée des terrains marneux.

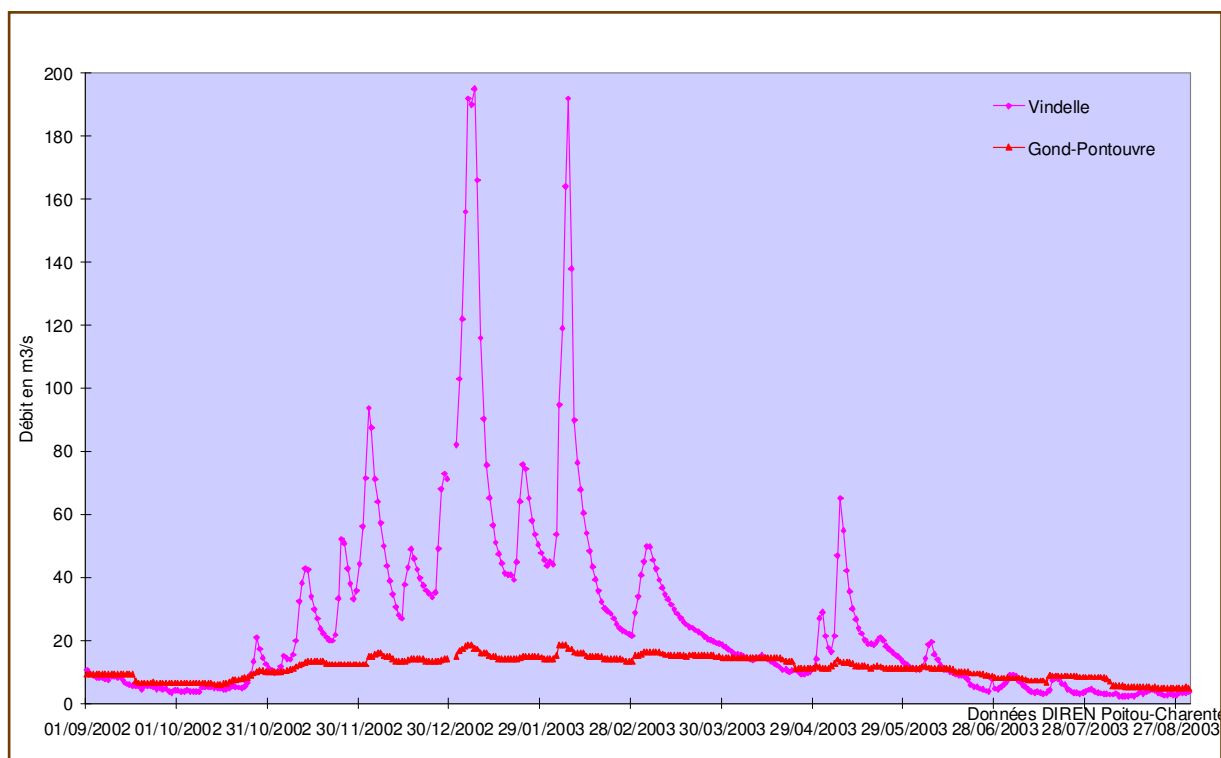
UN DES AQUIFERES LES PLUS IMPORTANTS DE FRANCE

Les sources de la Touvre permettent d'alimenter en eau potable l'agglomération d'Angoulême. On estime à environ 10 M m³/an les prélèvements pour cet usage dans l'ensemble de l'aquifère karstique. Les autres prélèvements, principalement pour l'agriculture, sont du même ordre de grandeur.

Cet aquifère est, d'un point de vue qualitatif, très vulnérable. Le karst ne dispose pas de capacité d'épuration naturelle à l'image de ce que l'on trouve dans les systèmes aquifères sableux. En ce qui concerne les sources de la Touvre, les teneurs en nitrates sont modérées, entre 10 et 15 mg/l, et stables depuis 20 ans. Toutefois, à partir des débits, on a calculé que 5000 t/an d'azote sortent de ces sources.

Les sources viennent alimenter la rivière Touvre qui se jette dans la Charente au niveau de Gond-Pontouvre dans la banlieue d'Angoulême. Sur la Charente, juste à l'amont de cette confluence, la station de mesure de Vindelle permet de mesurer les débits du fleuve. La

comparaison entre les débits mesurés à Vindelle et ceux mesurés sur la Touvre à Gond-Pontouvre sur un cycle hydrologique (sept. 2002/sept. 2003, cf. graphe ci-dessous) permet de visualiser l'effet régulateur des nappes souterraines sur le débit des rivières. En l'occurrence, la nappe du karst de la Rochefoucauld peut être assimilée à un grand réservoir souterrain dont l'écoulement des eaux est bloqué vers l'est par la barrière imperméable naturelle de la faille de l'Echelle. Les sources correspondent au débordement de la nappe au-dessus de cette barrière. Les débits sont donc relativement réguliers si on les compare au débit de la Charente à Vindelle, dont le graphe montre les variations classiques pour une rivière. Ainsi, en période estivale, la Touvre fournit plus de la moitié du débit de la Charente au droit d'Angoulême.



• Effet régulateur de la nappe sur le débit de la Touvre à Gond-Pontouvre, comparé à celui de la Charente à Vindelle

