

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

par

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

2006

**BRGM Éditions
Service géologique national**

Références bibliographiques. Toute référence en bibliographie à ce document doit être faite de la façon suivante :

– *pour la carte* : CARIOU É., PONCET D., COLCHEN M., KARNAY G., BECQ-GIRAUDON J.-F. avec la collaboration de BRANGER P., COIRIER B., DUBOIS D., POREL G., THOMASSIN H. (2006) – Carte géol. France (1/50 000), feuille Saint-Maixent-l'École (611). Orléans : BRGM. Notice explicative par Cariou É., Poncet D., Colchen M., Karnay G., Becq-Giraudon J.-F., Lemordant Y., Charnet F., Soyer C., Bouton P., Branger P. (2006), 132 p.

– *pour la notice* : CARIOU É., PONCET D., COLCHEN M., KARNAY G., BECQ-GIRAUDON J.-F., LEMORDANT Y., CHARNET F., SOYER C., BOUTON P., BRANGER P. (2006) – Notice explicative, Carte géol. France (1/50 000), feuille Saint-Maixent-l'École (611). Orléans : BRGM, 132 p. Carte géologique par Cariou É., Poncet D., Colchen M., Karnay G., Becq-Giraudon J.-F. avec la collaboration de Branger P., Coirier B., Dubois D., Porel G., Thomassin H. (2006).

© BRGM, 2007. Tous droits de traduction et de reproduction réservés. Aucun extrait de ce document ne peut être reproduit, sous quelque forme ou par quelque procédé que ce soit (machine électronique, mécanique, à photocopier, à enregistrer ou tout autre) sans l'autorisation préalable de l'éditeur.

ISBN13 : 978-2-7159-1611-1

SOMMAIRE

RÉSUMÉ	7
ABSTRACT	8
INTRODUCTION	11
<i>SITUATION GÉOGRAPHIQUE</i>	11
<i>CADRE GÉOLOGIQUE RÉGIONAL – PRÉSENTATION DE LA CARTE</i>	11
<i>TRAVAUX ANTÉRIEURS – CONDITIONS D'ÉTABLISSEMENT DE LA CARTE</i>	13
DESCRIPTION DES TERRAINS AFFLEURANTS	13
SOCLE ANTÉ-MÉSOZOÏQUE	13
<i>FORMATIONS MÉTAMORPHIQUES</i>	14
<i>FORMATIONS MAGMATIQUES</i>	27
FORMATIONS SÉDIMENTAIRES MÉSO-CÉNOZOÏQUES	29
CONDITIONS DE FORMATION DES ENTITÉS GÉOLOGIQUES	62
<i>ROCHES MÉTAMORPHIQUES</i>	62
<i>ROCHES MAGMATIQUES</i>	65
<i>L'ACCIDENT DE PARTHENAY</i>	65
ANALYSE STRUCTURALE ET ÉVOLUTION TECTONIQUE	69
<i>DONNÉES STRUCTURALES</i>	69
<i>ÉVOLUTION TECTONO-MÉTAMORPHIQUE ANTÉ-VARISQUE (?) ET VARISQUE</i>	87
<i>ÉVOLUTION TECTONIQUE</i>	88
SYNTHÈSE GÉODYNAMIQUE RÉGIONALE AU MÉSO- CÉNOZOÏQUE	91
GÉOLOGIE DE L'ENVIRONNEMENT	105
<i>OCCUPATION DU SOL</i>	105
<i>RESSOURCES EN EAU</i>	110
<i>SUBSTANCES UTILES</i>	115
<i>GÎTES ET INDICES MINÉRAUX</i>	116
DOCUMENTATION COMPLÉMENTAIRE	118

<i>PRÉHISTOIRE ET ARCHÉOLOGIE</i>	118
<i>ITINÉRAIRE GÉOLOGIQUE ET SITES CLASSIQUES</i>	121
<i>PROTECTION DU PATRIMOINE GÉOLOGIQUE RÉGIONAL</i>	122
<i>DOCUMENTS ET COLLECTIONS CONSULTABLES</i>	122
<i>BIBLIOGRAPHIE</i>	123
AUTEURS	132

LISTE DES FIGURES

Fig. 1 – Situation géographique de la feuille Saint-Maixent-l'École	10
Fig. 2 – Situation géologique de la feuille Saint-Maixent-l'École	12
Fig. 3 – Saint-Maixent-l'École : projection stéréographique (canevas de Schmidt, hémisphère inférieur) de la schistosité de flux ou de la foliation (pôles) (1), des plans de cisaillement dextres (pôles) (2) et de la linéation minérale et d'étirement ou des stries de glissement (3) dans l'unité de l'Hermitain [micaschistes feldspathiques et quartzomiaschistes à biotite ou à deux micas ± grenat (ξ^2) (51 sites), paragneiss métatectiques à biotite ou à deux micas ± grenat ($p\xi^2M$) (7 sites), orthogneiss à biotite ou à deux micas ($O\xi^2$) (11 sites), amphibolites à grenat (δ) (2 sites), quartzites à muscovite (χ) (3 sites)] et dans les filons de granitoïdes associés (γ^1) (5 sites)	18
Fig. 4 – Saint-Maixent-l'École : projection stéréographique (canevas de Schmidt, hémisphère inférieur) de la schistosité de flux (pôles) (1) et de la linéation minérale ou d'étirement (2) dans les méta-grauwakes et les métapélites de l'unité de Roc Cervelle (k_gRC) (27 sites)	22
Fig. 5 – Saint-Maixent-l'École : configuration cartographique sigmoïde des trajectoires de la foliation mylonitique « S » dans le Granite de Ménigoute (vallée du ruisseau de Magnerolles, Nanteuil)	24
Fig. 6 – Saint-Maixent-l'École : coupe du Pliensbachien de la carrière La Pierre à Chavagné	34
Fig. 7 – Saint-Maixent-l'École : coupe du Toarcien et de l'Aalénien inférieur de la carrière de Beausoleil à Thorigné	36
Fig. 8 – Saint-Maixent-l'École : coupe du Bajocien de la carrière de La Grande Palisse, près de Saint-Maixent-l'École et interprétation séquentielle	42
Fig. 9 – Saint-Maixent-l'École : coupe du Callovien de la carrière du Moulin-à-vent à Pamproux	48

Fig. 10 – Saint-Maixent-l'École : coupe de l'Oxfordien de la tranchée de la route (D329), entre Pamproux – Saint-Martin et Aintré, dans le graben de Pamproux	54
Fig. 11 – Saint-Maixent-l'École : schéma structural de la carte	66
Fig. 12 – Saint-Maixent-l'École : carte gravimétrique simplifiée extraite de la carte gravimétrique de Nantes (BRGM, 1963)	67
Fig. 13 – Cadre structural du graben de Saint-Maixent-l'École	68
Fig. 14 – Coupe transversale du bord nord du fossé de Saint-Maixent-l'École	70
Fig. 15 – Saint-Maixent-l'École : schémas interprétatifs.	71
Fig. 16 – Saint-Maixent-l'École : rosaces directionnelles des failles mesurées dans les différentes stations	74
Fig. 17 – Saint-Maixent-l'École : exemples de calculs des directions principales de contraintes (méthode Angelier, 1991 et 1994)	75-77
Fig. 18 – Saint-Maixent-l'École : exemples de calculs des directions principales de contraintes (méthode Angelier, 1991 et 1994)	79-80
Fig. 19 – Saint-Maixent-l'École : exemples de calculs des directions principales de contraintes (méthode Angelier, 1991 et 1994)	81-82
Fig. 20 – Saint-Maixent-l'École : exemples de calculs des directions principales de contraintes (méthode Angelier, 1991 et 1994)	83-85
Fig. 21 – Chronologie relative des différents épisodes tectoniques reconnus dans le seuil du Poitou	89
Fig. 22 – Saint-Maixent-l'École : influence de l'axe Pouzauges–Oradour-sur-Glane sur la sédimentation jurassique	101
Fig. 23 – Saint-Maixent-l'École : situation schématique des domaines hydrogéologiques	109
Fig. 24 – Saint-Maixent-l'École : esquisse piézométrique de l'aquifère supra-toarcién (cotes en m NGF)	111
Fig. 25 – Saint-Maixent-l'École : itinéraires d'excursions dans la couverture	120

LISTE DES TABLEAUX

Tabl. 1 – Échelle stratigraphique du Jurassique et âge relatif des discontinuités majeures observées sur la feuille Saint-Maixent-l'École (É. Cariou, 2001)	(hors texte)
Tabl. 2 – Saint-Maixent-l'École : répartition des différents épisodes de fracturation en extension et en compression	91

RÉSUMÉ

Le territoire de la feuille Saint-Maixent-l'École appartient au versant aquitain du Seuil du Poitou. À l'exception de la dépression marneuse de Lezay-Avon située à l'Est de la carte, cette région est essentiellement constituée de plateaux calcaires profondément recoupés par la Sèvre niortaise et ses affluents principaux : le Chambon au Nord, l'Hermitain et le Lambon au Sud.

Le socle anté-mésozoïque affleure au fond des vallées. Il est hétérogène, composé du Nord au Sud par 4 ensembles : l'unité du Haut-Bocage vendéen, l'unité de Chantonay (métamorphites et métavolcanites d'âge cambro-dévonien), l'unité de Roc Cervelle et enfin l'unité de l'Hermitain (micaschistes, gneiss, amphibolites, quartzites). Il y a lacune du Permo-Trias.

La couverture méso-cénozoïque est essentiellement constituée par les calcaires et marno-calcaires du Jurassique, surmontés de formations continentales peu épaisses : argilites, calcaires lacustres et palustres, conservés à la faveur de l'effondrement tectonique du graben de Saint-Maixent-l'École. Les sédiments jurassiques transgressifs sont peu épais (subsidence faible) et reposent en discordance sur le socle anté-mésozoïque incomplètement pénéplané durant la phase d'érosion permo-triasique. La transgression marine commence au Lias, et la plupart des paléoreliefs sont envasés dès le Toarcien. Les sédiments jurassiques les plus récents sont marins, d'âge Oxfordien terminal - Kimméridgien basal ; on en retrouve des témoins ponctuels préservés dans le fossé tectonique de Saint-Maixent-l'École. Il n'existe aucune trace de l'histoire sédimentaire fini-Jurassique et Crétacé.

Certains axes structuraux du socle, de direction sud-armoricaine, sont actifs au Jurassique et, dès la fin du Jurassique moyen, induisent une structuration synsédimentaire précoce en horsts et grabens. Ce compartimentage s'est accentué durant les diverses phases compressives et distensives de l'orogénèse pyrénéo-alpine. Le graben Saint-Maixent-l'École peut être interprété comme une structure majeure, disposée à l'aplomb d'une faille NW-SE du socle, composante du Cisaillement sud-armoricain.

Cette notice traite en outre de la « Géologie de l'environnement » et des applications de la géologie. Les relations entre la nature des sols et la végétation sont évoquées. Du point de vue « Ressources en eau », les caractéristiques des différents aquifères superposés font l'objet d'un chapitre substantiel, tout comme la minéralisation plombo-argentifère des assises du Lias inférieur et moyen, concentrée le long des accidents tectoniques. Un chapitre particulier est réservé aux substances utiles et à leur exploitation.

Une documentation complémentaire est fournie sur la Préhistoire et les principaux sites archéologiques. Enfin, un itinéraire a été choisi pour permettre d'observer, d'une part des coupes typiques des diverses formations du socle anté-mésozoïque et de la couverture méso-cénozoïque, et d'autre part d'apprécier les aspects touristiques d'une région attachante.

ABSTRACT

The map area of the Saint-Maixent-l'École sheet lies on the Aquitanian side of the Seuil du Poitou. Apart from the marly Lezay-Avon depression in the eastern part of the map area, the region is essentially composed of limestone plateaux, deeply incised by the Sèvre Niortaise River and its main tributaries, the Chambon in the north, and the Hermitain and the Lambon in the south.

The pre-Mesozoic basement crops out in the valley bottoms. It is heterogeneous in nature and displays three units from north to south: the Haut Bocage Vendée unit, the Chantonay syncline unit (metagreywackes and metapelites) of probable Cambrian age, and the Hermitain unit (mica schists, gneiss, amphibolites, quartzites). No Permian-Triassic deposits are observed (lacuna).

The Mesozoic-Cenozoic cover rocks mainly consist of Jurassic limestone and calcareous marls, overlain by thin continental deposits: argillites, lacustrine and palustrine limestones, preserved due to the tectonic collapse of the Saint-Maixent-l'École graben. The transgressive Jurassic sediments are relatively thin (low subsidence rate) and unconformably overlie the pre-Mesozoic basement incompletely peneplained during the Permian-Triassic erosion phase. A marine transgression began in the Liassic, with most of the paleorelief being silted-up by Toarcian times. The most recent Jurassic sediments are marine, end Oxfordian – basal Kimmeridgian in age; outliers are locally preserved in the tectonic Saint-Maixent-l'École graben. No traces are observed of the end-Jurassic and Cretaceous sedimentary record.

Certain structural axes, with a south-Armorican trend, were active from the end of the Middle Jurassic, causing an early syn-sedimentary horsts and grabens setting. This compartmentalization intensified during the various compressive and extensive phases of the Pyrenean-Alpine orogenies. The Saint-Maixent-l'École graben can be interpreted as a major structure, lying directly over a NW-SE-trending basement fault, part of the south-Armorican shear system.

The accompanying Explanatory Notes cover, among other things, aspects of environmental geology and geological applications; relationships between the type of soil and vegetation are also discussed. Concerning water resources, the characteristics of the various stacked aquifers are gathered together to form a main chapter, in the same way as the lead-silver mineralization of the Early and Middle Liassic layers, concentrated along the tectonic faults. A specific chapter is devoted to industrial rocks and minerals and their exploitation. Information is provided on Prehistory and the main archeological sites.

Finally, a trail is proposed that allows enthusiasts to discover not only the best type sections of the different formations of the pre-Mesozoic basement and the Mesozoic-Cenozoic cover, but also certain tourist highlights of this attractive region.

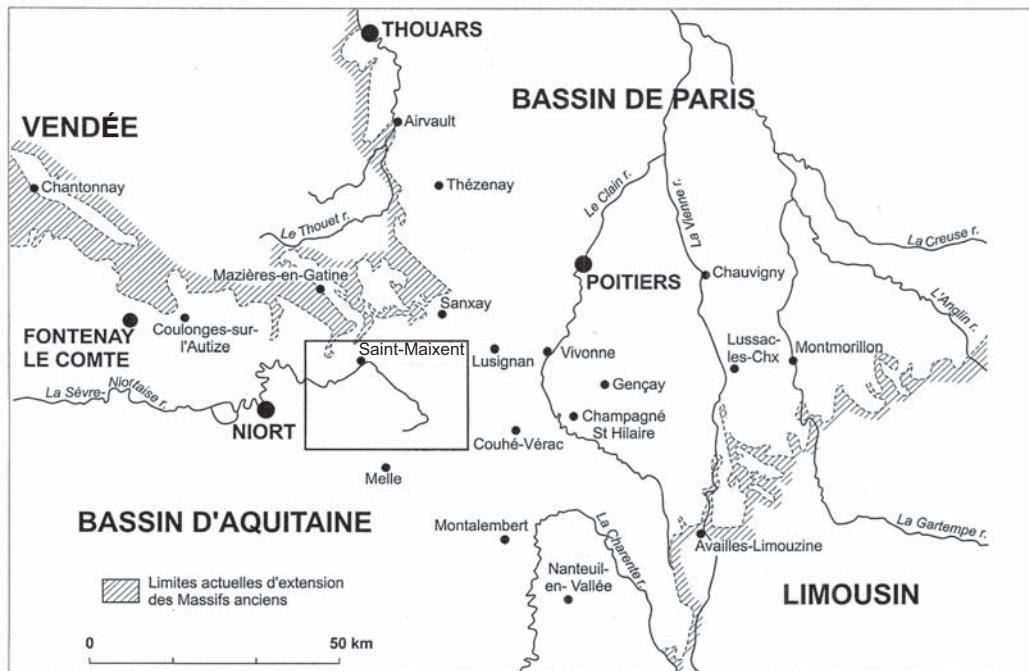


Fig. 1 - Situation géographique de la feuille Saint-Maixent-I'École

INTRODUCTION

SITUATION GÉOGRAPHIQUE

La feuille Saint-Maixent-l'École à 1/50 000 (fig. 1) est localisée sur le versant aquitain du Seuil du Poitou. Morphologiquement, c'est une zone déprimée reliant les bassins de Paris et d'Aquitaine, et encadrée au Nord-Ouest par les collines du Massif vendéen et au Sud-Est par les hauteurs du Massif central. Elle sépare les reliefs boisés de la Gâtine poitevine au Nord, des plaines plus argileuses, nues et sèches, qui s'étendent au Sud de Prahecq. Géologiquement, et à l'exception de la dépression marneuse de Lezay-Avon à l'Est, c'est une région essentiellement constituée de plateaux calcaires. Le drainage s'y effectue d'Est en Ouest par la Sèvre niortaise qui emprunte jusqu'à Saint-Maixent-l'École la dépression tectonique du même nom, et par ses affluents, notamment le Chambon au Nord, puis au Sud, le Lambon et l'Hermitain, dont les vallées recoupent profondément les strates jurassiques jusqu'au socle.

CADRE GÉOLOGIQUE RÉGIONAL – PRÉSENTATION DE LA CARTE

Le Seuil du Poitou (fig. 2) correspond à un vaste anticlinal à grand rayon de courbure et de direction NW-SE. Sa couverture jurassique, relativement peu épaisse, n'est que partiellement préservée. La partie axiale du seuil est constituée par les calcaires durs du Dogger qui ont résisté à l'érosion continentale et dont le sommet est recoupé par une surface structurale relativement plane. De part et d'autre de ce bombement du socle, les formations mésozoïques – et d'abord jurassiques – affleurent en auréoles d'âge de plus en plus récent lorsqu'on s'écarte de l'axe du seuil, par suite d'un pendage général faible (2° à 3°) vers le Nord-Est (bassin de Paris) et vers le Sud-Ouest (bassin d'Aquitaine). La couverture sédimentaire est affectée principalement par des failles d'âge pyrénéo-alpine de direction NW-SE. Cet âge a pu être précisé à deux endroits : post-Oligocène moyen dans le fossé tectonique de Saint-Maixent-l'École (Becq-Giraudon et Freytet, 1976) et post-Bartonien à l'Est de Poitiers (Brunet et Gabilly, 1981). Ces phases tectoniques ont déterminé plusieurs axes anticlinaux et synclinaux de direction armoricaine qui traversent le Seuil du Poitou sur toute sa largeur, en le compartimentant. Parmi les principaux, citons l'axe anticlinal de Champagné-Saint-Hilaire et celui de Montalembert (Welsch, 1903 ; Mathieu, 1961). Sur la feuille Saint-Maixent-l'École, cette structuration tertiaire perturbe quelque peu la disposition régulière des auréoles des terrains jurassiques. Elle a permis notamment la préservation de l'érosion des formations du Jurassique supérieur au sein des plateaux du Jurassique moyen, dans le synclinal de Lezay, et même des calcaires lacustres de l'Oligocène du graben de Saint-Maixent-l'École. Ces grands accidents sud-armoricains

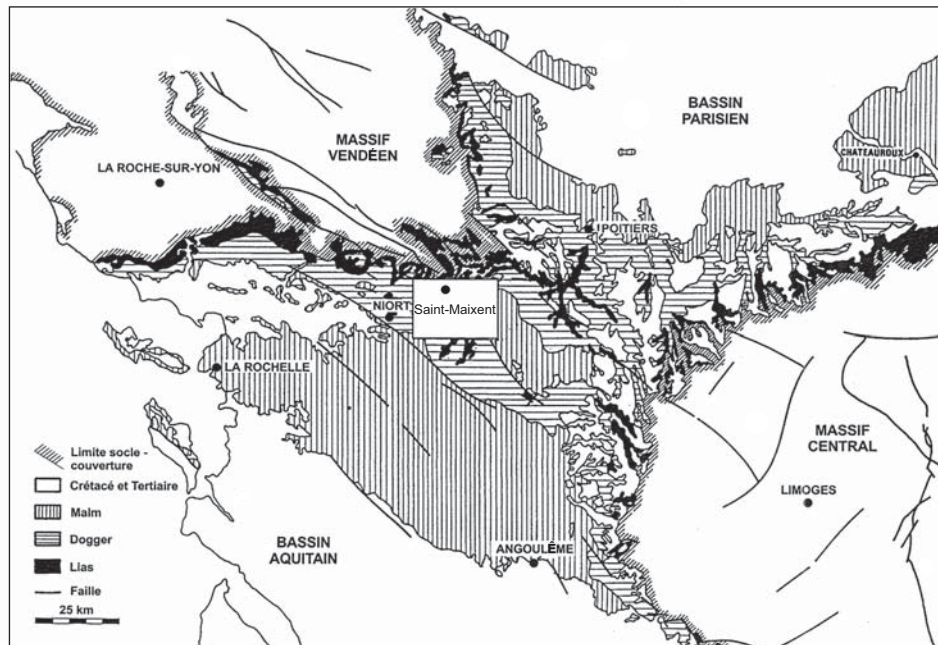


Fig. 2 - Situation géologique de la feuille Saint-Maixent-I'École

affectant la couverture sédimentaire correspondent à une structuration du socle qui a joué durant les phases pyrénéo-alpines. Les couches liasiques qui recouvrent directement les formations hercyniennes (lacune du Permian-Trias), affleurent essentiellement sur la bordure des massifs anciens (Massif central, Massif vendéen) ou alors dans les vallées.

TRAVAUX ANTÉRIEURS – CONDITIONS D'ÉTABLISSEMENT DE LA CARTE

La feuille Saint-Maixent-l'École à 1/50 000 s'intègre à la moitié sud de la carte géologique « Niort » à 1/80 000 (n° 142) dont les explorations ont été effectuées par J. Welsch, pour la 1^{re} édition (1903). Pour la 2^e édition interviennent G. Mathieu (1942), G. Mathieu et P. Gillard (1946), et enfin pour la 3^e édition, G. Mathieu, J. Gabilly, É. Cariou et P. Moreau (1966). Cette dernière édition a été publiée sous l'autorité de J. Goguel.

La cartographie a bénéficié de plusieurs études portant aussi bien sur la couverture sédimentaire que sur le socle hercynien, qui ont donné lieu à des thèses, mémoires de DEA ou de DES, soutenus pour la plupart à l'Université de Poitiers, ainsi que les travaux de cartographie effectués par l'ANDRA (Bouton, Branger et Poncet, 1992). Ont été également intégrées les informations fournies par les nombreux forages répertoriés sur le territoire de la feuille et mises à disposition par le Service géologique régional (SGR) du BRGM, basé à Poitiers.

Pour cette cartographie à 1/50 000, les formations jurassiques ont été raccordées aux feuilles contiguës « Niort » et « Lusignan », publiées antérieurement. Ce raccordement a également été réalisé pour les feuilles en cours de levé : Gabriel Karnay pour la feuille « Melle », et Patrick Branger pour la feuille « Mazières-en-Gâtine ».

DESCRIPTION DES TERRAINS AFFLEURANTS

Actuellement, il n'existe pas de données de sondage fiables sur les terrains profonds (socle anté-mozoïque) de la feuille Saint-Maixent-l'École ; suit donc la description des terrains affleurants.

SOCLE ANTÉ-MÉSOZOÏQUE

Le substratum métamorphique et granitique reconnu sur le territoire couvert par la feuille Saint-Maixent-l'École est très hétérogène. En effet, quatre unités lithostructurales y sont représentées. Du Nord-Est au Sud-Ouest, il s'agit de :

- ***l'unité du Haut-Bocage vendéen***. Considérée de longue date comme un jalon de l'orogène cadomien (Mathieu, 1937 ; Wyns, 1980 ; Wyns et Le Métour, 1983), des arguments lithologiques, métamorphiques et structuraux tendent à montrer que l'épisode de déformation majeure relèverait plutôt d'un événement hercynien *cf.* Dévonien moyen - Dévonien supérieur (Poncet, 1993) ;
- ***l'unité de Chantonay*** (Wyns, 1980 ; Bouton, 1990 ; Bouton et Branger, 2006) développée dans une épaisse série sédimentaire et volcanique dont l'âge s'étend du Cambrien au Dévonien ;
- ***l'unité de l'Hermitain***. À dominante paradérivée et caractérisée par l'association « micaschistes - paragneiss - orthogneiss - amphibolites », elle constitue très probablement le prolongement, vers le Sud-Est, de l'unité autochtone du complexe les Essarts–Mervent définie par G. Godard (1981) ;
- ***l'unité de Roc Cervelle*** (Bouton, 1990). Elle se compose de métagrauwackes et de métapélites. Sur la feuille Coulonges-sur-l'Autize (n° 587), cette unité est comprise entre l'unité de Chantonay au Nord-Est et le complexe métamorphique les Essarts–Mervent au Sud-Ouest.

De plus, le socle hercynien affleure dans une zone où un décrochement de direction moyenne N155 (l'accident de Parthenay) interfère à la fois avec les différentes unités évoquées ci-avant et les structures (décrochements et méga-plis) \pm N135. C'est d'ailleurs dans ce contexte que se place le graben de Saint-Maixent-l'École.

Enfin, il est largement masqué par la couverture méso-cénozoïque, ce qui rend incertaines les corrélations proposées entre les différentes formations cartographiées ici, et celles décrites dans les régions voisines.

FORMATIONS MÉTAMORPHIQUES

Unité du Haut-Bocage vendéen

b ξ ¹. Micaschistes à biotite ou à deux micas et grenat. Relativement peu représentés sur la feuille Saint-Maixent-l'École où ils se réduisent à une bande de 250 à 500 m de large au maximum prise entre deux branches de l'accident de Parthenay, ces micaschistes classiques, verdâtres à grisâtres, sont nettement plus développés vers le Nord-Ouest, dans les régions de Saint-Georges-de-Noisné et de Clavé (feuille Mazières-en-Gâtine, n° 588).

Ils constituent un ensemble relativement homogène et monotone, admettant de nombreux filonnets de quartz d'exsudation, souvent marqués par une forte bréchification liée à la proximité de l'accident de Parthenay. Deux faciès peuvent être distingués : l'un riche en quartz et pauvre en biotite, l'autre pauvre en quartz et riche en micas (biotite et muscovite).

L'origine sédimentaire de ces faciès s'exprime par des variations de granulométrie et de teneur en phyllites représentant d'anciennes alternances grésopélitiques.

En lames minces, ils montrent une texture granoblastique ou granolépidoblastique avec quartz, biotite (souvent chloritisée), muscovite et grenat, qui traduisent les conditions de faciès « amphibolites à épidote » (Winkler, 1974). S'y ajoutent parfois des blastes de muscovite pœcilitique, obliques sur la schistosité de flux, et des amas polycristallins ovoïdes de biotite chloritisée dont la genèse est probablement à mettre en relation avec un épisode métamorphique plus tardif (métamorphisme de contact ?).

Ils présentent une schistosité de flux, clairement exprimée, sub-verticale (pendage > 75°), dont la direction est mal réglée. Cette schistosité porte une linéation minérale et d'étirement, à fort plongement vers le Sud-Est (55° en moyenne), principalement matérialisée par la disposition en files parallèles de biotite.

O₅¹. Formation de Soudan : orthogneiss à biotite ou à deux micas et grenat à reliques de HP. Les orthogneiss de la Formation de Soudan (Poncet, 1993) sont limités au Sud-Ouest par l'accident de Parthenay qui les met en contact avec une lame leucogranitique. Vers le Nord-Est leur extension géographique est inconnue, car la couverture méso-cénozoïque du Seuil du Poitou s'y développe largement. Toutefois, ils ont été reconnus à proximité de Saint-Germier (feuille Mazières-en-Gâtine, n° 588).

Ce sont des roches de teinte claire, essentiellement quartzofeldspathiques et faiblement micacées. Les observations macroscopiques permettent de définir deux types pétrographiques principaux, étroitement associés à l'échelle de l'affleurement :

- un faciès prédominant, à grain très fin (< 1 mm), à structure finement et régulièrement rubanée ;
- un faciès subordonné, à grain fin (de 0,5 à 2,5 mm), à structure amygdalorubanée ou ocellée, où la régularité de la foliation est perturbée par l'apparition d'agrégats quartzofeldspathiques fusiformes (de 20 à 30 mm), de teinte rosée.

Les observations en lames minces montrent que le rubanement défini à l'échelle macroscopique correspond à la répétition plus ou moins régulière et systématique de niveaux essentiellement quartzofeldspathiques et de niveaux micacés à dominante biotitique, plus réduits. Les caractéristiques microtexturales des échantillons étudiés (*cf.* Frejvald, 1970) permettent de subdiviser les orthogneiss de la Formation de Soudan en deux groupes :

- d’une part, un groupe comprenant les roches présentant une microtexture granoblastique équi-granulaire, plus rarement granolépido-blastique. Ce type de microtexture consiste en un assemblage subséquent de quartz, en mosaïque de néoblastes limpides, subautomorphes et à joints rectilignes ou à contours lobés, de plagioclase, en individus xénomorphes mâclés selon la loi de l’albite, omniprésents mais relativement peu nombreux, et fréquemment en voie d’altération (damouritisation) et de feldspath potassique (microcline), en individus xénomorphes, parfois très abondants ;
- d’autre part, un groupe réunissant des roches à microtexture porphyroclastique. À l’image de celles du groupe précédent, elles sont constituées d’une matrice quartzo-feldspathique équi-granulaire, mais elles s’en distinguent fondamentalement dans la mesure où le quartz se présente également en rubans polycristallins de type « *platten quartz* » (de type 3, au sens de Boullier et Bouchez, 1978). Ces derniers s’organisent en une couche discontinue de grains de forme sub-rectangulaire, à extinction onduleuse, et le feldspath potassique apparaît souvent en grandes plages monocristallines de microcline microperthitique. Elles sont régulièrement dispersées dans la trame de la roche et peuvent être moulées par les rubans de quartz « en tablettes ». En outre, elles montrent systématiquement des contours très irréguliers qui leur confèrent un aspect amiboïde : le phénoclaste est progressivement remplacé par des néoblastes de quartz (ou de plagioclase) matriciels organisés en une couronne localisée à sa périphérie.

Aux minéraux précités s’ajoutent :

- *la biotite*. À pléochroïsme brun-rouge prononcé, elle se présente en lattes xénomorphes trapues, de forme rectangulaire et de taille réduite, uniformément réparties et isolées aux joints de grains de la trame quartzo-feldspathique ou en individus automorphes regroupés en lits sub-parallèles plus ou moins continus soulignant la foliation ;
- *la muscovite*. Bien que très souvent absente, elle est parfois associée à la biotite, en proportions équivalentes, dans les niveaux à dominante micacée. Elle s’exteriorise, alors, en grandes lames, rassemblées en paquets flexueux. Elle apparaît également en larges blastes pœcilitiques, obliques sur la foliation, et est alors manifestement d’origine secondaire ;
- *le grenat*. Omniprésent et parfois très abondant, il se présente sous deux habitus contrastés qui définissent deux générations successives. En effet, il a été observé soit – et de manière exceptionnelle – en individus oblongs, étirés et tronçonnés dans la foliation, soit en cristaux sub-automorphes de taille variable (de 0,25 à 1 mm de section). Dans le second cas, il présente toujours des inclusions de quartz sans disposition particulière et, par pseudomorphose partielle, il peut adopter un habitus « en atoll ». Fréquemment des amas circonscrits de produits essentiellement chloriteux, plus ou moins sphériques, mimétiques du minéral protérogène, en isolent des reliques ;

– *le disthène*. Relativement rare, il n'a été observé que dans les orthogneiss à texture porphyroclastique. Il apparaît parfois partiellement « blindé » par un monocristal de grenat. Cette association intime peut être symptomatique d'une cristallisation simultanée. Cependant, il se présente, le plus souvent, en individus prismatiques, allongés et cataclasés dans la foliation ou en fragments à extinction onduleuse, isolés dans la trame quartzo-feldspathique fine. Systématiquement corrodé par le quartz matriciel, il est toujours dans un état métastable. Il s'apparente aux « formes intermédiaires » (*cf.* stades I et II) définies par J. Marchand (1974) qui marquent le début de sa déstabilisation.

Finalement, les observations effectuées en lames minces (nature et habitus des minéraux et microtextures) tendent à démontrer que les orthogneiss de la Formation de Soudan ont connu une évolution métamorphique polyphasée.

Les structures reconnues sur le terrain et, conjointement, les observations effectuées en lames minces, conduisent à ne reconnaître qu'un seul épisode de déformation dans les orthogneiss de la Formation de Soudan. Ils se caractérisent par une foliation contemporaine d'une paragenèse à Qtz + Pl + Kfs + Bt ± Ms + Grt. À l'échelle de l'affleurement, cette foliation peut présenter des variations d'orientation brutales et aléatoires : en première approximation, elle montre, cependant, une direction variant de N55 à N95, pour un pendage compris entre 35° et 75° vers le NNW. Elle porte une linéation minérale et d'étirement, plus ou moins prononcée. Celle-ci est marquée par l'allongement, selon une direction privilégiée, de minéraux protérogènes, notamment les phénoclastes de feldspath potassique ou certains grenats, et soulignée par la cristallisation de la biotite. Elle présente des variations directionnelles non négligeables (entre N10 et N95) autour d'une valeur moyenne N50, pour un plongement compris entre 5° et 40° vers le Nord-Est.

Exceptionnellement, des plis semblables, subcylindriques, droits ou dissymétriques et à déversement sud-est, apparaissent localement. Ils ne développent jamais de foliation de plan axial et ont des axes toujours subparallèles à la linéation minérale et d'étirement.

En règle générale, les microstructures observées présentent un caractère symétrique accentué qui laisse penser que la déformation s'est déroulée en contexte d'aplatissement (*non coaxial flattening*, au sens de Gapais *et al.*, 1987). Cette hypothèse est corroborée par la fabrique de la roche, le plus souvent de type $L < S$, et par la dispersion relative de la linéation minérale ou d'étirement dans la foliation.

Unité de l'Hermitain = Unité autochtone du complexe métamorphique les Essarts–Mervent, *sensu* Godard, 1981).

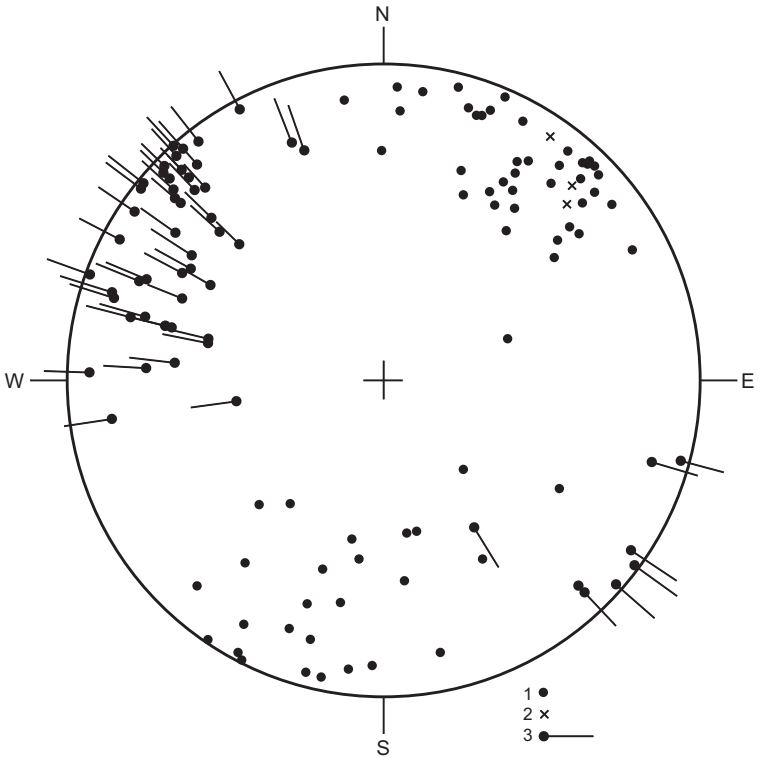


Fig. 3 - Saint-Maixent-l'École : projection stéréographique (canevas de Schmidt, hémisphère inférieur) de la schistosité de flux ou de la foliation (pôles) (1), des plans de cisaillement dextres (pôles) (2), et de la linéation minérale et d'étirement ou des stries de glissement (3) dans l'unité de l'Hermitain [micaschistes feldspathiques et quartzomiaschistes à biotite ou à deux micas \pm grenat (ξ^2) (51 sites), paragneiss métatectiques à biotite ou à deux micas \pm grenat ($p\xi^2M$) (7 sites), orthogneiss à biotite ou à deux micas ($o\xi^2$) (11 sites), amphibolites à grenat (δ) (2 sites), quartzites à muscovite (χ) (3 sites), et dans les filons de granitoïdes associés (γ^1) (5 sites)

ξ². **Micaschistes feldspathiques et quartzomiaschistes à biotite ou à deux micas et grenat.** Visibles en de très nombreux points dans les environs du hameau de Trémont (la Mothe-Saint-Héray), ils sont particulièrement bien exposés au lieu-dit « la Dame de Chambrille » (x : 410,2125 ; y : 2152,7000).

Cet ensemble se compose de deux faciès principaux : l'un riche – ou très riche – en micas (Ms > Bt) auxquels s'ajoutent assez fréquemment du grenat en cristaux de 1 à 2 mm de diamètre ; l'autre nettement plus quartzeux. Dans le premier, la schistosité de flux montre des reflets argentés et adopte une allure contournée, tandis que dans le second d'aspect terne, elle est plutôt régulière. D'une manière générale, l'abondance des micas est à l'origine d'un débit en feuillets d'épaisseur millimétrique. Souvent, ils méritent le qualificatif de « feldspathiques » puisqu'ils montrent de nombreux plagioclases de très petite taille (de 1/10 à 1 mm de section au maximum), de teinte crème, qui tranchent nettement sur le fond de la roche. Enfin, ils se caractérisent par la présence de veines bi-minérales quartzo-feldspathiques et de niveaux de quartz d'exsudation, d'épaisseur centimétrique, concordants avec l'anisotropie planaire.

Dans la vallée du ruisseau de l'Hermitain, notamment entre la Règle (Romans) et l'Érable (*idem*) ou en aval de l'ancien moulin à eau de Rochetan (Saint-Martin-de-Saint-Maixent), les micaschistes feldspathiques admettent quelques intercalations lenticulaires concordantes d'amphibolites à grain très fin (< 1 mm) et de plus rares de nature leptynitique.

En lames minces, suivant les proportions relatives de micas et de quartz, ils offrent une texture granoblastique à granolépido-blastique, voire lépido-blastique. Les minéraux fréquemment observés sont : le quartz en rubans polycristallins, la muscovite, la plupart du temps largement dominante sur la biotite, le plagioclase relativement rare, et le grenat en cristaux ovoïdes sub-automorphes, moulés par la schistosité de flux et prolongés par des cristallisations syncinématiques en zones abritées. De la tourmaline (ferrière ?) syn-métamorphe, en prismes trapus et fracturés transversalement, a été identifiée. De plus, selon P. Moreau (1962), s'ajouterait à ces minéraux de la sillimanite (non observée) sous forme d'aiguilles associées à la muscovite.

Les micaschistes feldspathiques et les quartzomiaschistes présentent une schistosité de flux (fig. 3) pénétrative, soulignée par la cristallisation de biotite et de muscovite (± grenat). D'Ouest en Est, de Douhault (Prailles) à Trémont (la Mothe-Saint-Héray) où passe l'accident qui limite au Sud-Ouest le graben de Saint-Maixent-l'École, la direction de cette schistosité s'infléchit progressivement, de N105 à N145, et conserve un pendage fort

vers le Sud-Ouest ($> 60^\circ$). Elle porte une linéation minérale et d'étirement dont la direction subit la même inflexion, de N110 à N140, pour un plongement relativement constant de 15° WNW. Enfin, se développent ponctuellement, des plans de cisaillement sub-verticaux, dextres, obliques sur la schistosité de flux d'environ 30° .

En l'absence de contrastes lithologiques marqués, les veines bi-minérales quartzo-feldspathiques et les niveaux de quartz d'exsudation permettent de diagnostiquer l'existence d'une déformation plicative intense : plissées et étirées, ces lentilles quartzo-feldspathiques ou quartzueuses donnent naissance à des « rods », striés et allongés parallèlement à la direction de la linéation minérale et d'étirement, et des charnières intrafoliales isolées dans la matrice. Localement, ces mêmes lentilles sont déformées en plis « pygmatiques » (serrés et réguliers), associés à l'apparition d'une schistosité de crénulation.

P ξ^2 M. Paragneiss métatectiques à biotite ou deux micas \pm grenat. Observables de part et d'autre de la vallée de la Sèvre niortaise, ils forment une bande d'environ 2 km de large, comprise entre la Grotte (Azay-le-Brûlé) au Nord-Est et Geoffret (*idem*) au Sud-Ouest.

Ces paragneiss, sombres et massifs, à grain fin (± 1 mm), montrent une structure finement rubanée, correspondant à l'alternance plus ou moins régulière de lits millimétriques, sombres, à dominante biotitique, et clairs essentiellement quartzo-feldspathiques.

Ponctuellement, par exemple à Epron (Azay-le-Brûlé), se développent des niveaux décimétriques, continus ou discontinus et fusiformes, parallèles à la foliation de la roche-hôte. De composition quartzo-feldspathique (les cristaux automorphes de feldspaths, trapus, montrent des sections rectangulaires ou carrées de 1 à 5, voire 10 mm), à texture isogranulaire équante, ces niveaux rappellent les mobilisats granitiques (ou leucosomes) qui se développent lors de l'anatexie. Les paragneiss offrent alors l'aspect de métatexites à structure stromatitique ou à structure rubanée (Menhert, 1968 ; Brown, 1973). Dans cet ensemble, le métamorphisme synfolial est marqué par l'association Bt \pm Grt.

O ξ^2 . Orthogneiss à biotite ou à deux micas. Ils affleurent dans de bonnes conditions au niveau de la Forêt domaniale de l'Hermitain et sont visibles pratiquement en continu dans la vallée du ruisseau de l'Hermitain, entre Douhault (Prailles) et Romefort (Romans), soit sur près de 2 km du Sud au Nord.

En contact normal avec les Micaschistes feldspathiques et les quartzomicaschistes à biotite ou à deux micas et grenat (ξ^2), ces orthogneiss de teinte claire, beiges ou roses, à grain fin ou très fin, ont un débit massif

irrégulier. Ils montrent, la plupart du temps, une structure finement rubanée, marquée par la présence occasionnelle de clastes de feldspaths potassiques d'environ 5 mm de diamètre. Toutefois, vers le Nord, à proximité de la Brousse (Romans), cette structure devient franchement amygdalo-rubanée (ou ocellée) et, simultanément, la taille des ocelles feldspathiques augmente notablement (jusqu'à 30 mm de long !).

L'ancienne carrière à ciel ouvert dite de l'Étoile de l'Hermitain (x : 404,8625 ; y : 2152,0750) située en bordure de la D103, permet l'observation privilégiée du faciès dominant qui incorpore quelques enclaves métriques à plurimétriques concordantes de matériel métamorphique encaissant (micaschistes feldspathiques).

En lames minces, ces orthogneiss se caractérisent par une paragenèse minérale de type Qtz + Pl + Kfs + Bt ± Ms, à laquelle serait associé du grenat d'après P. Moreau (1962).

Ils montrent une foliation (fig. 3) dont l'orientation (direction et pendage) est conforme à celle de l'ensemble Micaschistes feldspathiques et quartzomicaschistes à biotite ou à deux micas et grenat (ξ^2) au sein duquel ils s'insèrent. De la même façon, cette foliation porte une linéation minérale ou d'étirement sub-parallèle à celle de l'encaissant paradérivé.

Les critères macroscopiques significatifs du régime de la déformation sont, la plupart du temps, rares, voire absents. Quelques affleurements où le matériel orthogneissique offre une structure amygdalo-rubanée, permettent d'observer des cristallisations syncinématiques en zones abritées autour les porphyroclastes de feldspaths potassiques, de forme asymétrique, compatibles avec une déformation par cisaillement simple, dextre, selon une direction moyenne N110.

δ. Amphibolites à grenat. Cartographiées sur les 2^e et 3^e éditions de la feuille Niort à 1/80 000 (Mathieu et Gillard, 1946 ; Mathieu *et al.*, 1966), elles affleurent dans la vallée du ruisseau de l'Hermitain, au Nord-Ouest du hameau d'Ainçay (Souvigné), entre la Tine et l'ancien moulin à eau de Rochetan. Plus au Sud, elles réapparaissent à proximité de l'Érable.

Exploitées pour les besoins de la voirie (matériau d'empierrement) à la faveur de petites excavations ouvertes le long de la D124, ces roches homogènes, sombres et massives, à grain très fin (< 1 mm) sont composées de quartz, de plagioclase (andésine) et de hornblende verte, auxquels s'ajoutent parfois du grenat associé, pour former une texture granoblastique voire granonématoblastique. Cette association minéralogique primaire est compatible avec les conditions du faciès « amphibolites à almandin » (Winkler, 1974).

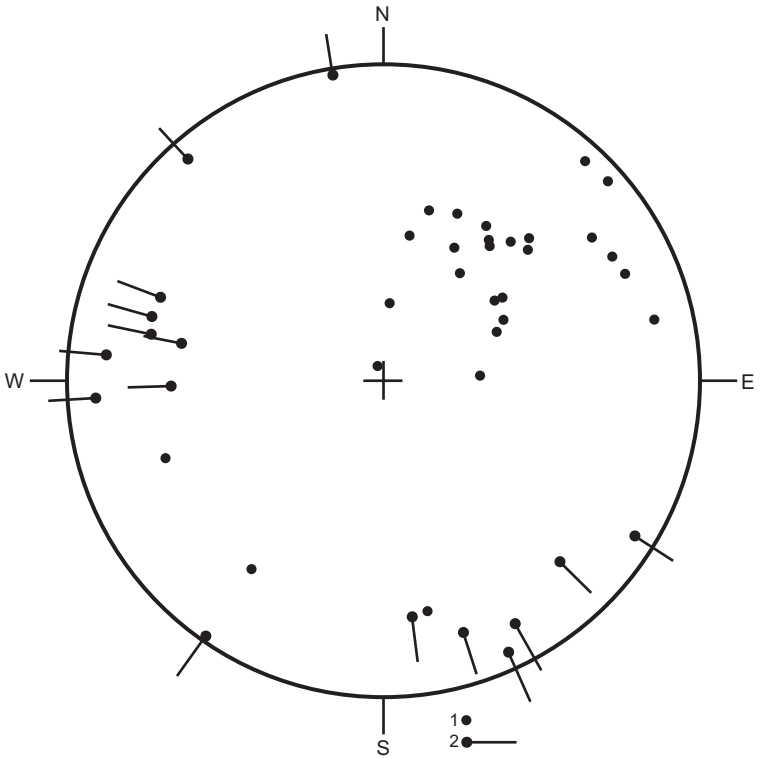


Fig. 4 - Saint-Maixent-l'École : projection stéréographique (canevas de Schmidt, hémisphère inférieur) de la schistosité de flux (pôles) (1) et de la linéation minérale ou d'étirement (2) dans les méta-grauwackes et les métapélites de l'unité de Roc Cerveille (k_sRC) (27 sites)

χ. **Quartzites à muscovite**. Signalées pour la première fois par P. Moreau (1962), ces quartzites apparaissent dans la vallée du Lambon, en aval de Fressines, entre la station d'épuration de la Billaudière et le hameau de Vaumoreau.

Ces roches de teinte claire, beiges, roses ou grises, extrêmement dures, sont apparemment intercalées dans l'ensemble Micaschistes feldspathiques et quartzomicaschistes à biotite ou à deux micas et grenat (ξ^2). À grain fin (de l'ordre de 1 mm), elles se débitent en plaquettes de 2 à 3 mm d'épaisseur dont la surface qui correspond au plan de la schistosité de flux offre un aspect soyeux et luisant.

En lames minces, elles montrent une matrice quartzreuse à texture granoblastique au sein de laquelle apparaît çà et là de la muscovite.

Unité de Roc Cervelle

KRC. Métagrauwackes et métapélites à chlorite (Cambrien supérieur probable). Les métamorphites de cette unité du Chambon ont été identifiées :

– *dans la vallée du Chambon*, en aval de Perré (Augé), et de celles de ses affluents rive droite, le ruisseau de la Ligueure et le ruisseau de Brangeard, respectivement au Sud-Est des hameaux de Coutant (Augé) et de Lussais (Cherveux) ;

– *dans la vallée de la Sèvre niortaise*, entre la minoterie Bellot à Geoffret (Azay-le-Brûlé) et Sainte-Néomaye où elles sont circonscrites par deux accidents, et celle du ruisseau de l'Hermitain, en aval du hameau des Fontenelles (Sainte-Néomaye).

Du point de vue lithologique, cette unité regroupe des métagrauwackes, parfois grossières, verdâtres, et des métapélites fines et homogènes, de teinte variable (gris-bleu, vert clair, brun...) qui se délitent en plaquettes d'épaisseur centimétrique (elles évoquent des « schistes ardoisiers »). Ces dernières sont souvent teintées de brun-rouge par la présence d'oxydes de fer. Les deux lithofaciès précités sont étroitement associés et forment un ensemble où aucun niveau-repère n'a été identifié. Ils admettent ponctuellement des niveaux décimétriques de roches à grain très fin (< 1 mm), sombres et riches en plagioclase, ou claires et fortement quartzreuses. D'origine probablement hypovolcanique, elles correspondent à des métadolérites et des métarhyolites (voir, en particulier, en contrebas de l'ancienne carrière à ciel ouvert de Ricou, le long de la Sèvre niortaise : x : 401,75 ; y : 2157,45).

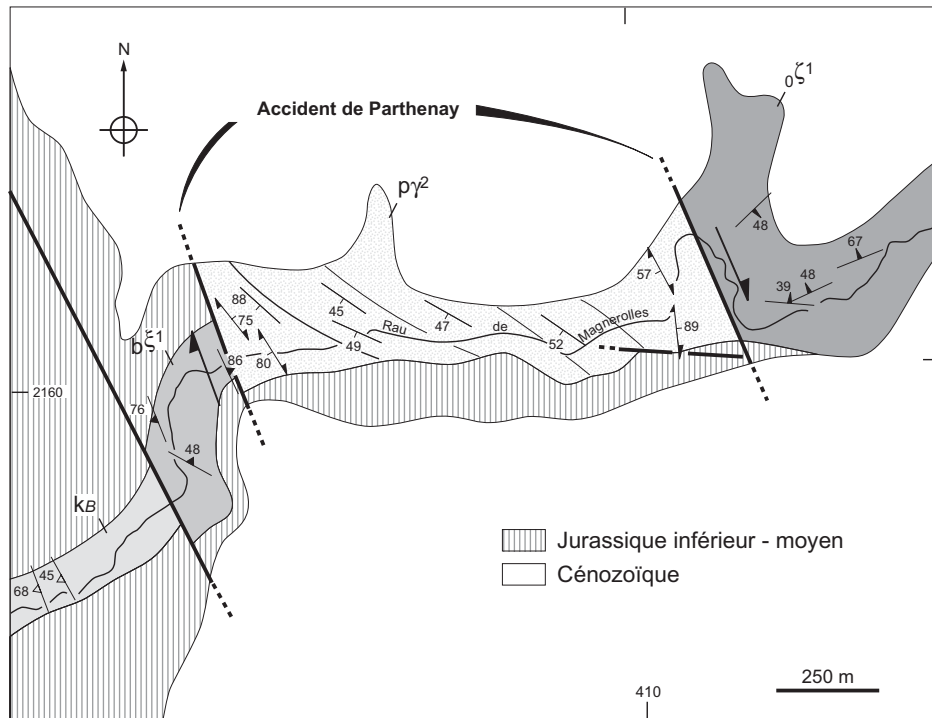


Fig. 5 - Saint-Maixent-l'École : configuration cartographique sigmoïde des trajectoires de la foliation mylonitique « S » dans le Granite de Ménigoute (vallée du ruisseau de Magnerolles, Nanteuil)

Au microscope, les métagrauwackes et les métapélites apparaissent souvent totalement recristallisées. Pour autant, le litage sédimentaire est encore perceptible. En fonction de l'abondance des phyllites, la texture observée est soit granoblastique (termes grauwackeux), soit granolépido-blastique (termes pélitiques).

Métagrauwackes et métapélites présentent en commun une schistosité de flux (fig. 4), ubiquiste, soulignée par la cristallisation de chlorite et de séricite. Cette schistosité est sub-parallèle à la stratification du matériel détritique originel. Elle porte une linéation minérale et d'étirement, très difficilement discernable dans les faciès pélitiques, qui est matérialisée par l'allongement des clastes de quartz et l'orientation préférentielle des minéraux néoformés (micas). Si la schistosité de flux montre une grande variabilité directionnelle (de N105 à N165), elle est moyennement pentée vers le Sud-Ouest (45°). En revanche, la linéation minérale et d'étirement montre une direction mieux réglée autour d'une valeur moyenne de N115, 20° WNW.

Unité de Chantonay

kB. Cambrien supérieur probable. Formation du Bourgneuf : métagrauwackes et métapélites. Les terrains métamorphiques identifiés comme appartenant à la formation du Bourgneuf ont été reconnus entre les accidents d'Exireuil et de Parthenay, au Nord-Est du graben de Saint-Maixent-l'École. Cette formation regroupe des métagrauwackes tufacées, plus ou moins grossières et hétérométriques, généralement verdâtres, et des métapélites fines et homogènes gris-bleu, qui sont particulièrement bien exposées dans la vallée du Puits d'Enfer.

Les grauwackes ont une granulométrie très variable : on passe constamment, plus ou moins brutalement, de termes gréseux grossiers à tendance microconglomératique à des grauwackes moyennes, puis fines, enfin à des siltites. Les clastes ont une composition assez constante : quartz (50-55 %) à cachet pyroclastique ou rhyolitique fréquent, feldspath alcalin (15-20 %) souvent kaolinisé, plagioclase (10-20 %), éléments lithiques (5-15 %), enfin muscovite et chlorite (1-5 %), tourmaline occasionnelle. La matrice initialement argilo-silteuse est finement recristallisée en quartz, séricite, chlorite et épidote. L'épidote est également présente sous forme de grains plus développés (0,2-0,4 mm) mimétiques d'anciens clastes. Certains grès s'appauvrissent en matrice au point de s'apparenter à des arénites arkosiques.

Les faciès fins sont des pélites et des argilites vertes ou bleues, faiblement pyriteuses, généralement homogènes, mais parfois finement laminées.

Cette sédimentation enregistre sporadiquement l'arrivée de matériel grossier sous la forme de décharges pluridécimétriques lenticulaires de microconglomérats et de conglomérats à graviers. Les clastes, qui peuvent être jointifs ou dispersés au sein d'une matrice grauwakeuse, présentent une granulométrie de graviers ou de petits galets (< 5 cm). Outre du quartz filonien, des chertites et des épicastites variées (argilites et pélites micacées, grauwackes arkosiques tufacées), on y rencontre de nombreux éléments d'origine volcanique ou hypovolcanique, acide et basique : quartz rhyolitique, épidote, laves à composition et texture rhyolitique, laves quartzo-feldspathiques et plagioclasiques, roches basiques doléritiques.

La sédimentation gréso-pélimitique s'organise en séquences à caractère turbidique :

- succession régulière de minces bancs grauwakeux homogènes, de 3 à 10 cm de puissance, à limites parallèles, sans granoclassement vertical ni base érosive, à rares interlits argileux ;
- alternances pluridécimétriques de bancs grauwackes moyennes et d'argilites, ces derniers étant moins épais. La base des bancs gréseux peut être légèrement érosive, présenter un granoclassement normal et parfois remanier des galets arrachés au lit argileux sous-jacent. Cette succession est la plus commune ;
- lits gréseux fins, discontinus, lenticulaires, à litage oblique, alternant avec des pélites homogènes.

Ces séquences sont particulièrement bien conservées dans la vallée du Puits d'Enfer, dans la carrière de la Dimerie et en aval de celle-ci (Exireuil).

La formation est riche en manifestations hypovolcaniques doléritiques formant des sills ou des dykes. Le pied de l'escarpement du rocher du Puits d'Enfer montre ainsi une série flyschöide de stratification N04, 74 SW recoupée de filons doléritiques d'épaisseur pluridécimétriques, orientés N135, 60NE.

Les métasédiments de la formation du Bourgneuf, relativement peu recristallisés, sont caractérisés par la présence de couple chlorite - séricite stable dans les conditions du faciès schistes verts (Winkler, 1974).

ip. Cambrien supérieur-Trémadoc. Ignimbrites de la Châtaigneraie. Des faciès sériciteux et pyriteux, rougeâtres, ont été reconnus en contrebas de Puy Morillon (Saivres), sur le versant droit de la vallée du Chambon. Ils rappellent les niveaux tufacés ou cinéritiques associés aux ignimbrites de la Châtaigneraie, voire les faciès hydrothermalisés induits par les écaillages tectoniques qui affectent ces faciès. La proximité du Quartzite de la Châtaigneraie vers le Nord-Ouest

conforte cette comparaison. La datation géochronologique des ignimbrites de la Châtaigneraie situe leur mise en place entre le sommet du Cambrien et l'Arénig, c'est-à-dire au Trémadoc (Bouton et Branger, 2006).

02. Ordovicien inférieur (Arénig supposé). Quartzite de la Châtaigneraie. Des quartzarénites blanches, à grain moyen, bien classées, affleurent à Maunay (Saivres), dans la vallée du Chambon (limite nord de la feuille Saint-Maixent-l'École). Extrêmement résistantes, elles représentent le faciès typique du Quartzite de la Châtaigneraie qui se développe vers le Nord-Ouest, considéré comme l'équivalent du Grès armoricain.

FORMATIONS MAGMATIQUES

Granitoïdes filoniens

γ^1 . **Granite à deux micas (Ms > Bt), \pm grenat, \pm tourmaline, à grain fin et à texture isométrique équante ou orientée ; aplites et pegmatites.** Un granite à deux micas, à muscovite dominante, à grain fin (1-3 mm) ou très fin (\pm 1 mm) et à texture isométrique équante ou orientée intrude, sous la forme de filons concordants plus ou moins puissants, globalement NW-SE, l'ensemble Micaschistes feldspathiques et quartzomicaschistes à biotite ou à deux micas et grenat (ξ^2). Il est observable :

- dans la vallée du ruisseau de Chambrille et dans la Vallée des Grenats, à l'Ouest et au Sud-Est du hameau de Trémont (la Mothe-Saint-Héray) ;
- dans la vallée de la Savrelle, au niveau de la Fontaine de Cougnat, au Sud-Est du hameau de Fontfréroux (Souvigné) ;
- dans la vallée du ruisseau de l'Hermitain, à la Règle (Romans).

Ce granite se caractérise par la présence occasionnelle de grains de grenat de 1 mm de diamètre en moyenne et de prismes de tourmaline de 5 à 10 mm de long. De plus, il est localement associé à de petits stocks de pegmatites et d'aplites.

L'association de filons de granite à deux micas, d'aplites et de pegmatites mais aussi l'existence de tourmaline, sont des caractères souvent mis en évidence sur la bordure des intrusions (leuco) granitiques. Il est probable que cette association soit génétiquement liée à la mise en place du Granite de Melle, reconnu par gravimétrie sous les assises sédimentaires du Jurassique inférieur et moyen (Weber, 1973), qui affleure vers le Sud (voir la feuille Melle n° 636).

Le matériel granitique de ces filons peut être ou non affecté par une déformation tardi-magmatique d'origine tectonique : il montre alors soit une texture équante, soit une texture orientée avec apparition d'une foliation mylonitique « S » et, éventuellement, de plans de cisaillement « C », dextres, N135 en moyenne.

Granitoïdes en massifs

$p\gamma^2$. **Pluton leucogranitique de Ménigoute : granite à deux micas (Bt > Ms), à grain moyen et à texture porphyroïde orientée.** C'est dans la vallée du ruisseau de Magnerolles et de celle du ruisseau du Rabané, au Nord-Est de Saint-Maixent-l'École, que ce faciès granitique est visible. Il forme une lame étroite d'environ 1 km de large, limitée par deux décrochements de direction N155 en moyenne, prolongement méridional de l'accident de Parthenay.

Le faciès en question se rattache au pluton leucogranitique de Ménigoute qui se développe largement sur la feuille voisine Mazières-en-Gâtine. Il présente systématiquement une texture orientée (*cf.* protomylonitique à mylonitique). Pour autant, dans les zones où l'intensité de la déformation plastique reste faible, le matériel granitique initial est identifiable : il s'agit d'un granite à deux micas, à biotite dominante, à grain moyen (3-5 mm) ou à gros grain (5-7 mm) et à tendance porphyroïde. Localement, notamment à la Noue (Exireuil) et dans le Bois de Grelet (Soudan), les mégacristaux de feldspaths potassiques, de couleur rose, atteignent des dimensions importantes (25-40 mm) et confèrent à ce faciès une texture franchement porphyroïde.

Ce granite montre une déformation à l'état solide, hétérogène, plus ou moins importante, marquée par l'apparition, l'association et l'évolution de microstructures de type « C-S » (Berthé *et al.*, 1979) puis « C' » (Platt et Vissers, 1980). Elle se caractérise par l'existence de gradients de déformation qui évoquent la séquence classique de mylonitisation progressive « protomylonite - mylonite - ultramylonite » définie par R.H. Sibson (1977).

Les plans « S » (= foliation mylonitique) se marquent par la réorientation passive des mégacristaux de feldspath potassique et sont soulignés par des rubans de quartz polycristallins. Ils présentent une direction comprise entre N100 et N130 pour un pendage vers le Sud-Ouest, faible à moyen (de 20 à 55°). Les plans « C » (= cisaillement) s'établissent entre N140 et N165 pour un pendage vers l'Ouest, moyen à fort (de 45 à 90°). Aux stades les plus intenses de la déformation, une anisotropie unique « C = S » subsiste et de nouveaux plans « C' » apparaissent à 20°. Les deux types de plans « S » et « C » (voire « C' ») portent une linéation minérale et d'étirement ou des stries de glissement, N140 à N165, à faible plongement (20° au maximum vers le NNW ou le SSE).

Les critères de cisaillement sont sans ambiguïté à toutes les échelles : obliquité angulaire « C-S » ou dissymétrie de forme des cristallisations syncinématiques en zones abritées autour de porphyroclastes de feldspath potassique sont compatibles avec une déformation non-coaxiale, par cisaillement simple dextre, selon une direction moyenne N155 (fig. 5). Enfin, la présence ubiquiste de biotite brune dans les plans « C », stable au cours de la déformation, permet d'envisager une température minimale d'environ 430 °C (Winkler, 1974).

FORMATIONS SÉDIMENTAIRES MÉSO-CÉNOZOÏQUES

Mésozoïque : Jurassique

Introduction

Dans la description de la succession lithologique, les discontinuités sédimentaires majeures, le plus souvent associées à des lacunes sédimentaires d'amplitude variable, seront signalées par le sigle « Dm ». La série régionale en comporte d'autres mais qui n'ont pu être observées sur la feuille Saint-Maixent-l'École pour des raisons d'affleurement. Elles ont été calées sur l'échelle stratigraphique (voir tabl. 1, hors texte). Dans les formations à ammonites, leur âge est défini par les deux biohorizons encadrant la discontinuité à l'endroit de la région où la lacune stratigraphique est la plus réduite (Gabilly *et al.*, 1985b). Ces événements repères, de grande extension géographique et bien connus à travers l'ensemble des bassins européens, rythment la sédimentation jurassique. Ils sont classiquement attribués aux variations relatives du niveau marin, d'origine tectono-eustatique, à l'échelle du 3^e ordre, impliquant une durée variable comprise entre 0,5 et 5 Ma (Vail *et al.*, 1987). La signification des discontinuités majeures en termes de dynamique sédimentaire, du moins pour un certain nombre d'entre elles, demeure encore controversée (Graciansky *et al.*, 1998). Celle-ci dépend, en effet, de l'état d'avancement des connaissances sur la sédimentation et la tectonique, de l'enregistrement plus ou moins complet des événements sédimentaires en fonction du caractère plus ou moins continu des dépôts selon les aires géographiques. En conséquence, la signification de ces surfaces remarquables ne sera précisée que lorsque celle-ci fait l'objet d'un large consensus ou lorsqu'elle est justifiée par un décalage géographique évident des formations régionales successives au cours du temps (rétrogradation, progradation). À titre d'exemple, nous donnerons l'interprétation séquentielle de la succession sédimentaire du Bajocien, car elle est déduite dans ce cas d'une étude locale complète et argumentée (Gonnin *et al.*, 1993).

Certains étages (Toarcien à Kimméridgien basal) sont représentés sur la feuille Saint-Maixent-l'École par des formations dont certaines sont devenues classiques aujourd'hui pour deux raisons :

- leur richesse en ammonites, ces fossiles-guides stratigraphiques dont l'analyse récente (Gabilly, 1976 ; Cariou, 1980) a largement contribué à l'établissement des séquences de biohorizons (tabl. 1) des échelles chronostratigraphiques standards pour le Jurassique des bioprovinces nord-ouest européenne du Toarcien au Bajocien, ou subméditerranéenne du Callovien à l'Oxfordien (Groupe Français d'Étude du Jurassique, 1997) ;
- leur caractère relativement continu par endroits.

L'importance de ces formations locales, en terme de résolution du temps relatif au Jurassique, justifie de détailler brièvement la composition de certaines séquences de biohorizons d'ammonites. Les espèces index seront signalées par un astérisque (*).

Des coupes représentatives de diverses formations seront figurées et décrites précisément, car nombre de strates ont valeur de repères stratigraphiques à l'échelle de la carte et au-delà.

Jurassique inférieur et moyen *pro parte*

Lias inférieur

Il comprend trois formations : Formation argilo-sableuse à la base, Calcaire jaune nankin (Welsch, 1903), Calcaire caillebotine (Welsch, 1903) au sommet. Les sondages montrent que le Lias inférieur est généralisé, mais néanmoins discontinu et d'épaisseur très variable. Ces particularités s'expliquent par le fait que le Lias inférieur comble des paléocreux, mais est absent sur les paléoreliefs résiduels du socle anté-mésozoïque, incomplètement pénéplané durant le Permo-Trias. Ceci est observable par exemple à Vaumoreau (vallée du Lambon) ou localement dans la vallée de l'Hermitain.

Lias. Formation argilo-sableuse : alternance lenticulaire de lits grésosableux dolomitiques, argileux et d'argiles vertes sableuses (Hettangien) (0 à 12 m). Elle correspond aux « Grès infraliasiques des Charentes » (Coquand, 1858 ; Welsch, 1903) ou « Infralias » (de Longuemar, 1870 ; Glangeaud, 1895) des anciens auteurs (appellations successivement inappropriées pour le Seuil du Poitou et impropres). Cette formation affleure très ponctuellement dans les fonds de vallées, par exemple à Beauregard (vallée du Chambon), à Fontenelles (Sud de Saint-Maixent-l'École). Elle repose en discordance sur le socle (Dm) et est principalement constituée par des alternances lenticulaires de lits grésosableux dolomitiques, de lits d'argiles dolomitiques et de lits formés d'un mélange de sables, d'aleurites et d'argiles vertes. Dans les grès, les grains de quartz souvent anguleux à subanguleux, classés ou non, prédominent, mais on constate la présence de micas blancs et de feldspaths. L'illite est le minéral dominant dans la phase argileuse (9/10^e), la

montmorillonite est accessoire. L'assise argilo-sableuse d'origine continentale présente essentiellement des caractères fluviaux de milieu estuarien. Elle renferme une flore remarquable (Zeiller, 1911) que A. Carpentier (1947-1949) a attribué à l'Hettangien inférieur (zone à *Thaumatopteris*), malgré des affinités rhétiennes marquées. La Formation argilo-sableuse affleure largement au Sud de Beauregard (Nord-Ouest de Saint-Maixent-l'École) le long de la D6 au niveau de la plaine alluviale, en rive droite du Chambon.

l1-2Cjn. Formation de Calcaire jaune nankin : calcaires dolomitiques, souvent cargneulés ; grainstones oolitiques à stratifications entrecroisées à mudstones bioclastiques, avec minces intercalations d'argiles vertes (Hettangien - Sinémurien) (0 à 25 m). Les termes descriptifs de l'appellation (de Longuemar, 1870) ont été repris par J. Welsch (1903) pour désigner la formation. Son épaisseur est variable, car dépendante de la topographie du substratum. Elle est souvent de l'ordre de la dizaine de mètres, à l'exception du secteur sud-est de la carte (région de Lezay) où sa puissance atteint au moins 25 m. Le Calcaire jaune nankin affleure largement dans les vallées (Sèvre Niortaise, Chambon, Lambon) et peut reposer directement sur le socle anté-mésozoïque. Cette première assise carbonatée de couleur rousse à gris-roux comporte quelques intercalations centimétriques à décimétriques d'argiles vertes. Ainsi dans le secteur ouest de la carte (vallée de la Sèvre Niortaise, du Lambon, de l'Hermitain), P. Moreau (1962) note l'existence d'un niveau repère décimétrique d'argiles vertes à quartz détritiques situé à 3,50 m au-dessus de la base du Calcaire jaune nankin. Une ou plusieurs autres intercalations d'argiles vertes sont signalées par G. Mathieu (1948) et J. Gabilly (1960) vers le sommet de la formation. Celle-ci est largement dolomitisée : dolomie saccharoïde, dolomicrite, dolomie argileuse ; la teneur en dolomite varie de 20 à 40 % (Moreau, 1962), voire davantage, jusqu'à 80 % selon J. Lougnon et O. Horon (1963). Cette assise est généralement très altérée par des circulations d'eau, et cargneulisée. À l'extrême base, elle renferme ponctuellement des détritiques grossiers (quartz, fragments de schistes verts). Le contact avec la Formation argilo-sableuse n'est pas toujours franc. Des décharges de dépôts silico-détritiques s'intercalent parfois sur plusieurs mètres d'épaisseur à la base du calcaire dolomitique. Les zones moins altérées, dans la région de Fressines par exemple, montrent des microfaciès variés dans les carbonates allant des grainstones oolitiques (oolites souvent très fines, bien calibrées en général) aux packstones et aux mudstones bioclastiques. Ces calcaires renferment par endroits de minces lentilles ou niveaux centimétriques lumachelliques (petits lamellibranches, gastéropodes, crinoïdes). En zone altérée, la présence de grandes plages éparses de sparite de néoformation est caractéristique. Dans le secteur de Sainte-Néomaye, le sommet du Calcaire jaune nankin est constitué par une oolite massive de plus de 5 m de puissance. De même au Sud de Saivres (vallée du Chambon), la formation se termine par des calcaires oolitiques et bioclastiques en bancs métriques à stratifications entrecroisées.

Le Calcaire jaune nankin comporte des passées très bioclastiques qui se caractérisent notamment par l'abondance des petits lamellibranches littoraux associés à des petits gastéropodes. Ils ont été étudiés par M. Cossmann (1902–1903) en Vendée. Parmi les espèces recueillies dans le département des Deux-Sèvres, y compris sur la feuille Saint-Maixent-l'École, citons les lamellibranches *Ostrea anomala*, *Chlamys chartroni*, *Gervilleia rhombica*, *Modiola rustica*, *Parallelodon hettangiense*, *Cardinia ovum*, *Astarte chartroni*, *Trapezium laevigatum*, etc., et parmi les gastéropodes, *Procerithium potamidulum*, *Pseudomelania chartroni*, *Coelostylina paludinoïdes*, *Chartronia digoniata*, *Patella schmidti*. Les brachiopodes (*Terebratula punctata* var. *lata*), les échinodermes (*Aerosalenia chartroni*) et les algues calcaires (*Paleodasycladus barrabei*) sont beaucoup moins fréquents ; les céphalopodes sont apparemment absents. La faune des lentilles bioclastiques, riche en petits individus mais relativement pauvre en espèces, confirme le caractère confiné des milieux de dépôts du Calcaire jaune nankin. Les associations d'espèces indiquent un âge Hettangien (Chartron et Cossmann, 1902), mais il n'est pas exclu que le Sinémurien soit représenté déjà dans la partie supérieure (Lougnon et Horon, 1963).

l2Ca. Formation Caillebotine : calcaires micritiques, légèrement dolomitiques, avec minces intercalations bioclastiques (Sinémurien supérieur) (0 à 7 m, fréquemment 4,50 m). Le nom de cette formation revient à J. Welsch (1903). Ce sont des calcaires micritiques un peu dolomitiques, bioturbés, de couleur gris de fumée à bleuté, en bancs métriques à surfaces ondulées, souvent stylolithiques. Ces derniers sont eux-mêmes subdivisés régulièrement en inter-bancs décimétriques par des joints secondaires également ondulés. La structure finement laminée est parfois soulignée par l'altération. Les proportions de calcite et de dolomite sont de l'ordre respectivement de 40 et 15 % (Moreau, 1962). La formation comporte de minces passées bioclastiques, centimétriques, à faunes de petits lamellibranches. Vers la base, s'observent parfois de très fines oolites faiblement hématisées (Welsch, 1903). On note l'existence de plusieurs surfaces taraudées au sein du calcaire micritique.

Surface plane durcie oxydée, souvent ravinée au sommet (Dm).

Des fissures de quelques centimètres de large sur 0,15 à 0,60 m de profondeur sont comblées par le conglomérat de base du Lias moyen (Gabilly, 1960). Dans la Formation Caillebotine apparaissent les premières, mais très rares, ammonites dans le Jurassique du Seuil du Poitou, avec *Leptechioceras macdonelli*, caractérisant le sommet de la zone à *Raricostatum* (Gabilly et Cariou, 1974) et, découvert tout récemment à Ricou dans la base de la formation par P. Branger (inédit), un échantillon de *Gleviceras subguibalianum* qui vient confirmer l'âge de cette dernière. On reconnaît également des brachiopodes (*Spiriferina walcotti*, *S.* cf.

alpina, *Terebratula*), des petits lamellibranches (*Entolium hehli*), des échinodermes (*Pentacrinus* sp.), des polypiers, plus rarement des lits à ostréidés, des foraminifères (*Haurania*, *Pseudocyclamina*) et des ostracodes (*Hungarella*).

La Formation Caillebotine, si remarquable, est seulement individualisée à proximité du Massif vendéen où elle affleure largement dans les vallées du Chambon, du Lambon, de la Sèvre Niortaise à l'Ouest de Saint-Maixent-l'École. Son épaisseur diminue d'Ouest en Est. Au plan d'eau du Lambon, celle-ci n'est plus que de 1,50 m d'épaisseur. Plus à l'Est, la Caillebotine n'est plus identifiable, le Lias moyen reposant directement sur le Calcaire jaune nankin (Gabilly, 1960). Au Nord de Fressines, le Lias moyen repose directement sur des calcaires oolitiques et bioclastiques faiblement dolomitisés. D'une manière générale, l'existence de niveaux repères (à *Spiriferina* et argiles vertes) a permis de montrer le passage vers le Sud-Est du calcaire Caillebotine au faciès très dolomitisé Calcaire jaune nankin.

Lias moyen

l3Pr. **Formation de la Pierre rousse : calcarénite plus ou moins gréseuse, très bioclastique, d'aspect saccharoïde, avec structures lenticulaires renfermant des silex ; conglomérats quartzeux grossiers à la base (Pliensbachien) (5 à 19 m).** Cette formation fut décrite par A. Fournier en 1888. La puissance de cette assise essentiellement carbonatée est variable. Dans la moitié ouest de la feuille, son épaisseur diminue vers le Sud : 19 m à Fontaine Castarie (Nord-Ouest de Saint-Maixent-l'École), 10 m environ à Chavagné, 5,50 m à Souvigné. Ces calcaires qui renferment des silex se présentent en bancs décimétriques à pluridécimétriques, et montrent des structures lenticulaires (remplissage de chenaux). Le faciès le plus commun est celui d'une calcarénite parfois plus ou moins gréseuse riche en grands bioclastes (lamellibranches, rostres de bélemnites). De couleur grise, la roche s'altère superficiellement en calcaire roux, d'aspect saccharoïde, lié à la présence de dolomite. La texture typique correspond à une biosparite à peltoïdes renfermant parfois des quartz subanguleux, des paillettes de muscovite, avec parfois des plages dédolomitisées, secondairement silicifiées. La Pierre rousse comporte aussi des niveaux de calcaires fins. Dans ces calcaires s'intercalent, surtout à l'Ouest de la feuille, des épandages de sédiments silicodétritiques grossiers à la base (conglomérats pluridécimétriques de galets de quartz ; structure chenalisée ravinant la formation sous-jacente), moins grossiers par la suite (grès et calcaire gréseux) en niveaux lenticulaires décimétriques. Grenats, feldspaths plagioclases, accompagnés de zircon et de tourmaline sont présents dans les lentilles silicoclastiques. Dans l'Ouest de la feuille, M. Goudeau (1978) a montré que les calcarénites s'organisent en cinq séquences de comblement (fig. 6). La surface durcie et érodée qui marque le

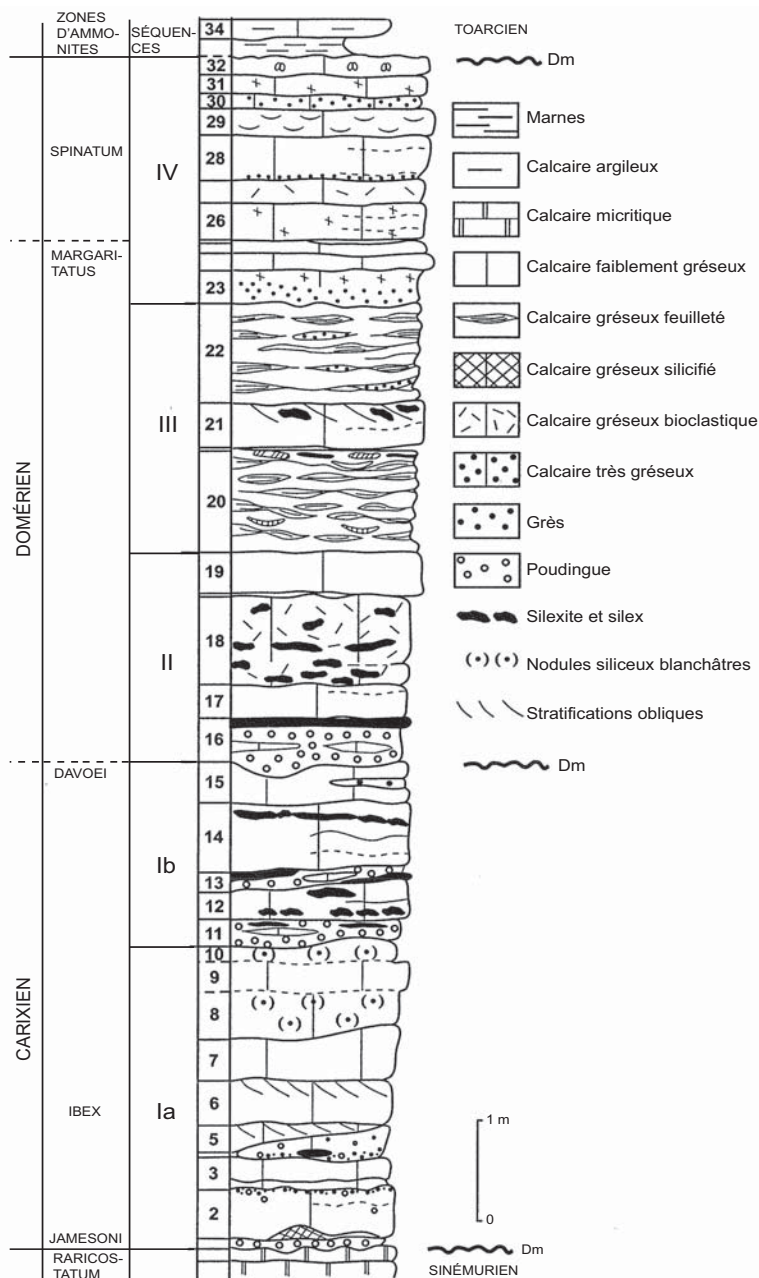


Fig. 6 - Saint-Maixent-l'École : coupe du Pliensbachien de la carrière La Pierre à Chavagné (d'après M. Goudeau, 1978)

sommet de la séquence 1b est une discontinuité majeure (Dm). Elle délimite régionalement les sous-étages Carixien et Domérien. L'étage Pliensbachien se termine par une autre discontinuité majeure (Dm), exprimée par une surface d'usure, souvent ferrugineuse. La Pierre rousse peut-être directement transgressive ponctuellement sur le socle, comme c'est le cas par exemple dans la vallée de l'Hermitain, ce qui implique que sa surface de transgression basale est hétérochrone.

Les calcaires sont très fossilifères. Les rostrés de bélemnites sont fréquents dans les niveaux silicodétritiques. Un autre élément dominant est représenté par les lamellibranches, souvent accumulés en lentilles lumachelliques. La séquence IV de M. Goudeau renferme un niveau-repère lumachellique à *Entolium disciformis* de grande taille (fig. 6, banc 29). Parmi les autres formes rencontrées, citons *Trichites*, *Pseudopecten aequivalvis*, *P. acuticostatus*, *Chlamys*, *Velata*, *Goniomya*, *Avicula*, *Ostrea sportella*, *Modiola*. L'abondance des bivalves diminue vers le Sud et le Sud-Ouest, directement en relation avec l'éloignement du Massif vendéen. Les gastéropodes sont également présents (*Pleurotomaria* cf. *anglica*, *Zygopleura baugeriana*) et les brachiopodes bien représentés avec *Terebratula punctata*, *Zeilleria*, *Tetrarhynchia tetraedra* (souvent en lumachelles), ainsi que les crinoïdes. Les céphalopodes et les polypiers sont rares. Les quelques ammonites collectées sur la feuille Saint-Maixent-l'École et sur la feuille Niort ont permis d'identifier la zone à Davoei avec *Productylioceras davoei* trouvée sous la discontinuité majeure (Dm) délimitant le sommet du Carixien et les zones à Margaritatus et à Spinatum du Domérien, avec *Androgynoceras capricornu*, *Oistoceras*, *Amaltheus margaritatus*, *Arietites* cf. *algovianum*, *Pleuroceras solare*. L'étage Pliensbachien est incomplet à la base. Plus à l'Ouest (secteur de Chantonny), J. Gabilly (1963) a daté les premiers dépôts du Carixien de la sous-zone à Jamesoni dans la zone du même nom (lacune des sous-zones à Taylori, Polymorphus et Brevispina).

À titre d'exemple, détaillons la succession lithologique observée dans la séquence IV décrite par M. Goudeau (1978).

Reposant sur la surface érodée qui tronque le sommet de la séquence III, on distingue (fig. 6) :

- 0,35 m : grès grossier légèrement dolomitique, bioclastique, passant au sommet à un calcaire faiblement gréseux ;
- 0,17 m : calcaire fin, blanchâtre, à rares grains de quartz, bioclastique ;
- 0,09 m : calcaire gréseux grossier bioclastique avec quelques silex ;
- 0,60 m : calcaire faiblement gréseux, bioclastique, ferrugineux ;
- 0,40 m : idem, grès arkosique à la base, bioclastique à nombreuses bélemnites ;

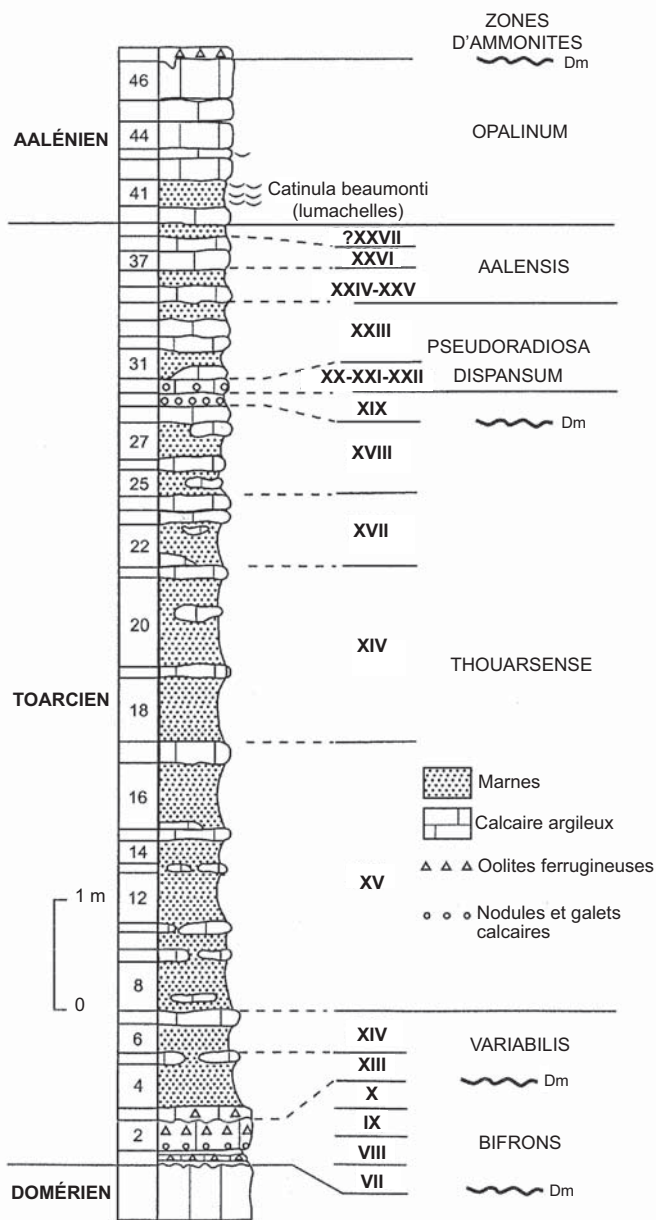


Fig. 7 - Saint-Maixent-l'École : coupe du Toarcien et de l'Aalénien inférieur de la carrière de Beausoleil à Thorigné (d'après J. Gabilly, 1976)

- 0,25 m : calcaire faiblement gréseux, lumachelique, à *Entolium disciformis* de grande taille ;
- 0,15 m : grès grossier, arkosique, brun, légèrement dolomitique ;
- 0,20 m : calcaire faiblement gréseux dolomitique à entroques ;
- 0,12 m : calcaire gris clair faiblement quartzeux, riche en brachiopodes.
- surface ravinée (Dm).

L'organisation de la séquence montre qu'elle est constituée par la superposition de paraséquences débutant par un terme plus ou moins grossièrement détritique pour se terminer par un calcaire faiblement gréseux.

Lias supérieur – Jurassique moyen *pro parte*

l4-j1. **Formation des Marnes bleues : alternance de marnes et de bancs décimétriques de calcaires argileux (Toarcien – Aalénien) (± 10 m).** C'est la formation décrite par J. Welsch en 1903. À l'exception de l'angle sud-est de la feuille (secteur de Lezay), l'Aalénien (Jurassique moyen) est réduit et très lacunaire. Par sa lithologie et son faciès, il doit être inclus dans la même formation que le Toarcien (Lias supérieur). Ces Marnes bleues sont constituées pour l'essentiel par des marnes alternant avec des bancs décimétriques de calcaires fins argileux (wackestones bioclastiques à packstones bioclastiques au sommet) renfermant toujours des oolites ferrugineuses ou phosphatées à la base.

Toarcien (l4) (7 à 10 m). L'épaisseur peu importante du Toarcien est à mettre en relation avec l'existence au Toarcien inférieur, d'un vaste haut-fond vendéen englobant l'axe granitique de Parthenay ainsi que le Granite de Melle (Colchen *et al.*, 1997). Le haut-fond se traduit notamment par l'absence dans les deux-tiers ouest de la feuille de l'assise-repère des argiles schisteuses à débris de poissons. Ce dépôt anoxique (Schistes-carton) du Toarcien inférieur, différencié sur la bordure orientale de la carte mais sans jamais affleurer, s'épaissit progressivement vers le Sud-Est du Seuil du Poitou (Montalembert, Nanteuil-en-Vallée). En dehors de la frange orientale de la feuille, le Toarcien inférieur est très condensé, lenticulaire et parfois incomplet, comme à Romans, voire totalement lacunaire, par exemple à Chavagné, Thorigné (fig. 7). Décrivons une succession lithologique représentative du Toarcien sur une grande partie de la feuille Saint-Maixent-l'École. Surmontant la discontinuité majeure du sommet du Pliensbachien (coupes de la Pergellerie, Romans et de Beausoleil à Thorigné), on distingue (Gabilly, 1975) :

- 0 à 0,30 m : calcaires sableux lenticulaires à la base avec *Paltarpites paltus**, *Tiltoniceras costatum*, *Fuciniceras* (biohorizon I, tabl. I), surmontés de calcaires gréseux à oolites ferrugineuses contenant *Dactylioceras*

*semicelatum**, *D. tenuicostatum* (II), *Eleganticerias elegantulum**, *Harpoceratoides kisslingi*, *Hildaites subserpentinus* (biohorizon III passant latéralement vers l'Est aux argiles schisteuses), *Harpoceratoides strangewaysi**, *Hildaites levisoni*, *Nodicoeloceras crassoides* (IV), *Harpoceras pseudoserpentinum**, *Hildaites serpentiniformis* (V), *Harpoceras falciferum**, *Dactyloceras*, *Hildaites* (VI sous forme de minces lentilles) ;

– surface d'usure (Dm) associée à des lacunes : absence du biohorizon VI, par exemple à Romans. Cette assise représente le Toarcien inférieur (zones à *Tenuicostatum* et à *Serpentinum*) ;

– 0,50 à 0,60 m : calcaires argileux à oolites ferrugineuses très bioclastiques. Cette couche, également condensée, repose par endroits directement sur la surface ravinée de la Pierre rousse, parfois par l'intermédiaire d'un lit de marnes sableuses (Chavagné). La base de l'assise correspond donc à une surface de transgression. Elle constitue une véritable dalle à ammonites représentant plusieurs biohorizons (fig. 7) avec *Hildoceras sublevisoni**, *H. caterinii* (VII), *H. tethysi**, *H. crassum*, *Dactyloceras commune*, *D. curvicosta* (VIII), *Hildoceras lusitanicum**, *H. apertum* (IX), *Hildoceras bifrons**, *Harpoceras subplanatum*, *Porpoceras* (X, parfois lacunaire) ;

– surface d'usure (Dm) associée à des lacunes des biohorizons à *Semipolitum* (XI) au moins localement absent et à *Variabilis* (XII) ;

– assise décimétrique condensée de calcaires argileux à oolites ferrugineuses : *Haugia illustris**, *Denckmannia robusta*, *Hammatoceras costatum*, *Pseudogrammoceras aratum* (XIIIa). Les deux dernières couches représentent une grande partie du Toarcien moyen (zones à *Bifrons* et à *Variabilis*) ;

– 6 m environ : marnes alternant avec des bancs décimétriques de calcaires argileux parfois discontinus, livrant les faunes successives suivantes : *Haugia beani*, *H. phillipsi**, *H. dumortieri* (XIIIb), *Haugia vitiosa**, *Denckmannia fortcostata* (XIV), *Pseudogrammoceras bingmanni**, *Pseudolioceras wurttengeri*, *Oserlioceras subtile* (XV, unité caractérisée aussi par l'abondance du lamellibranche *Variamussium pumilum*), *Grammoceras doerntense**, *G. peneglubrum* (XVI), *G. thouarsense** (XVII), *Esericeras fascigerum**, *E. eseri*, *Pseudogrammoceras differens*, *Grammoceras penestriatulum* (XVIII). Cet ensemble est à rapporter à la zone à *Variabilis pro parte* du Toarcien moyen et à la zone à *Thouarsense* du Toarcien supérieur ;

– niveau repère décimétrique marno-calcaire, microconglomératique, très bioclastique et condensé, situé à la limite des zones à *Thouarsense* et à *Dispansum* (Dm). Les fragments de rostrés de bélemnites abondent ainsi que les ammonites : *Pseudogrammoceras fallasiosum** (XIX), *Hammatoceras insigne**, *H. (Pachammatoceras) pachu*, *Phlyseogrammoceras dispansum* (XX), *Gruneria gruneri**, *G. gaudryi* (XXI), *Dumortieria levesquei**, *D. sparsicosta*, *Catullocceras dumortieri* (XXII) ;

– 2 à 2,50 m : la formation montre une strato-décroissance des argiles au profit des carbonates, tendance qui se poursuivra dans l'Aalénien. On y reconnaît la succession des faunes classiques du Toarcien supérieur avec *Dumortieria explanata**, *D. radians*, *D. rustica* (XXIII), *Pleydellia* gr. *mactra**, *P. paucicostata* (XXIV), *Pleydellia subcompta**, grands *Lytoceras* gr. *wrighti* (XXV), *Pleydellia* gr. *aalensis*, *Hammatoceras subinsigne* (XXVI), *Pleydellia buckmani**, *P. venustula*, *P. spathi*, grands *Lytoceras* (XXVII).

Les ammonites sont fréquentes, sous forme de *nuclei* pyriteux dans les marnes et de moules calcaires dans les bancs carbonatés. Les céphalopodes comportent aussi des Nautiloïdés et de nombreux rostrés de bélemnites (*Dactyloteuthis*). Ils sont associés à une faune benthique également abondante. Parmi les lamelibranches, *Plagiostoma* peut constituer des lumachelles au sommet du terme calcaire basal, *Variamussium pumilum* abonde à la base du terme plus marneux et *Catinula beaumonti* au sommet. Citons en outre des gastéropodes (*Pleurotomaria*, *Pseudomelania*), des brachiopodes (*Homeorhynchia* gr. *cynocephala* fréquent dans le Toarcien terminal), des échinodermes (*Cyclocrinus*, *Pentacrinus jurensis*), des serpulidés...

Les sédiments du Toarcien s'organisent en trois séquences lithoclinales (Gabilly, 1976). 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 le mince niveau conglomératique et très condensé. La séquence supérieure, plus carbonatée, se poursuit dans l'Aalénien inférieur.

Aalénien (j1) (2 à 3 m). Il est bien exposé à Celles-sur-Belle (Cariou *et al.*, 1991, fig. 23) avec la coupe suivante, toujours 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*, lamelibranche associé à des gastéropodes (*Pleurotomaria*), brachiopodes (*Homeorhynchia cynocephala*) et à des céphalopodes : *Leioceras subglabrum**, *Leioceras opalinum*, *Bredyia subinsignis* (biohorizon I), des rostrés de bélemnites ;

– 0,95 m : mêmes calcaires en bancs décimétriques à pluridécimétriques 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 (tabl. I).

– 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 rostrés 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.

En d'autres points, par exemple dans le secteur de Saint-Maixent-l'École, l'Aalénien supérieur apparaît plus complet. Les couches antérieures à l'horizon à *Gigantea* (VIII) dans la zone à Murchisonae sont représentées par un niveau métrique des calcaires compacts à zones silicifiées (wackestones bioclastiques) montrant la succession faunique suivante de la base au sommet : *Ludwigia haugi**, *L. crassa*, *Staufenia opalinoïdes* (biohorizon V), *L. murchisonae**, *Erycites fallifax* (VI) de la sous-zone à Murchisonae et *Brasilia bradfordensis**, *B. falcifera*, *B. baylei* (VII) de la sous-zone à *Bradfordensis*.

La surface terminale de ces calcaires compacts présente une surface d'usure très irrégulière (Dm), recouverte partout par le mince niveau de calcaire à oolites ferrugineuses renfermant des ammonites de l'horizon (VIII) à *Gigantea*.

Jurassique moyen

j1L. **Formation de Lusignan : calcaires roux, bioclastiques, renfermant des silex (Aalénien « moyen » - supérieur) (20 m)**. Cette formation relativement épaisse a été décrite par J.-M. Joubert (1976 ; Cariou et Joubert, 1989). Uniquement dans l'angle sud-est de la feuille, l'Aalénien change de faciès. Le faciès distal de calcaires plus argileux condensés de l'Aalénien inférieur est surmonté ici par des faciès plus proximaux de calcaires roux, légèrement dolomitiques à silex, finement bioclastiques, avec macrofaune benthique dominante. Ils représentent chronostratigraphiquement l'Aalénien supérieur. La succession est mieux exposée sur la feuille Lusignan

(612). L'Aalénien inférieur argilo-calcaire (2,40 m) est surmonté de calcaires en bancs métriques comportant de bas en haut :

- 7 m : calcaires fins, dolomitiques à silex globuleux, avec *Ludwigia* (zone à Murchisonae de l'Aalénien supérieur) ;
- 1,70 m : idem, à grains moins fins et alignements de silex, renfermant *Brasilia* sp., *Erycites* sp. (zone à Murchisonae, sous-zone à Bradfordensis) ;
- 6,25 m : calcaires fins dolomitiques à nombreux silex, livrant *Brasilia* sp., *Ctenostreon*, *Montlivaltia* ;
- 4,00 m : calcaire crinoïdique (biosparite à oncoïdes) avec *Brasilia* sp. à la base, appartenant toujours à la sous-zone à Bradfordensis.

À Vivonne et dans la tranchée de la N10, la succession est plus complète, avec notamment au sommet :

- 5,35 m : calcaires blancs altérés en roux à grains fins et oncoïdes, terminés par un niveau à terriers riche en serpules coloniales en son milieu (*Galeolaria socialis*) et ayant livré *Graphoceras concavum** au sommet, index de la dernière zone de l'Aalénien.

j2Cp. **Formation des Calcaires ponctués de Saint-Maixent : calcaires gris à ammonites, glauconieux ; niveau repère à oolites ferrugineuses à la base (Bajocien inférieur et supérieur p.p.) ; calcaires fins à tubéroïdes, à silex (Bajocien supérieur) (15 à 16 m).** L'appellation courante « Calcaires ponctués de Saint-Maixent », est à présent formalisée. Cette formation est bien exposée dans la carrière de la Grande Palisse près de Saint-Maixent-l'École, en bordure de la N11. Cette coupe historique, devenue classique à la suite des travaux stratigraphiques d'A. d'Orbigny (1852), est prise comme référence pour la formation (fig. 8). Elle sera décrite en détail car les diverses strates se retrouvent quasiment à l'échelle de la feuille. Nous pouvons, à titre d'exemple, donner la signification des discontinuités majeures d'origine tectono-eustatique, argumentée dans ce cas précis par une étude régionale conduite selon la méthodologie appliquée en stratigraphie séquentielle et dont les résultats (Gonnin *et al.*, 1993) concordent avec ceux obtenus sur les séries équivalentes de Normandie par Rioult *et al.* (1991). Ces discontinuités délimitent les divers prismes sédimentaires d'une séquence de dépôt au sens de Vail *et al.* (1987), c'est-à-dire de bas niveau marin (BNM), de cortège transgressif (CT) et de haut niveau marin régressif (HNM). Les associations d'espèces d'ammonites (Branger, 1989) sont complétées par les collectes faites dans des coupes identiques de la région.

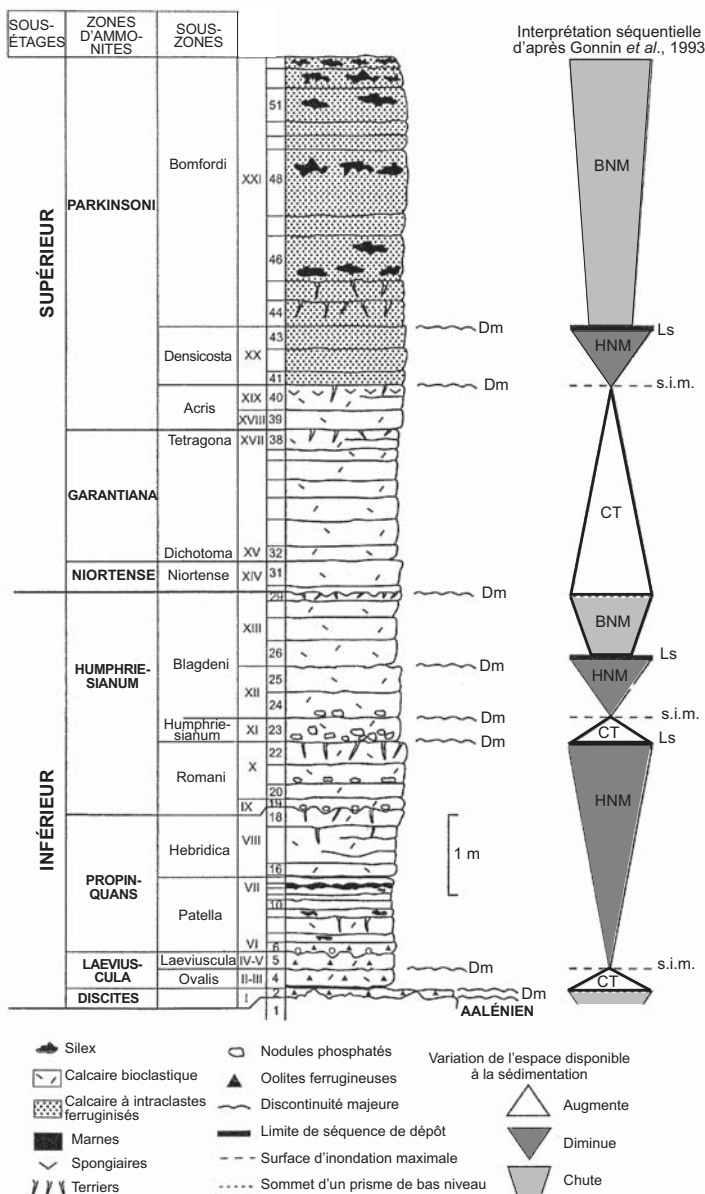


Fig. 8 - Saint-Maixent-l'École : coupe du Bajocien de la carrière de La Grande Palisse, près de Saint-Maixent-l'École (d'après Branger, 1989) et interprétation séquentielle (d'après Gonnin *et al.*, 1993)

La succession comporte de bas en haut deux ensembles :

Calcaires glauconieux à ammonites, un peu argileux (6 à 6,50 m)

- 0,10 m au maximum : niveau lenticulaire très condensé, à oolites ferrugineuses, microconglomératique, comblant les irrégularités des calcaires bioclastiques de l'Aalénien supérieur (zone à Murchisonae). Certaines flaques livrent *Brasilia gigantea**, *Graphoceras concavum** indiquant l'Aalénien terminal, mais on trouve également des espèces d'ammonites de l'extrême base du Bajocien : *Hyperlioceras walkeri*, *H. lineata*, *H. rudidiscites*, *Euhoploceras acanthodes*, *E. dominans* (biohorizon I, zone à Discites). Les mollusques benthiques sont également nombreux : *Ctenostreon*, *Chlamys*, *Plagiostoma*, *Pleurotomaria*, *Pseudomelania* ;
- surface irrégulière perforée par des pholades (Dm) : sommet de prisme de bas niveau ;
- 0,25 m : banc de calcaires très fossilifères (wackestones bioclastiques) à oolites ferrugineuses avec *Euhoploceras ovalis**, *E. rudis*, *Docidoceras* (biohorizon II), *Euhoploceras adicum**, *Emileia* cf. *brochii* (III), zone à *Laeviuscula*, sous-zone à *Ovalis* ;
- surface d'usure (Dm) : surface d'inondation maximale ;
- 0,30 m, idem banc précédent avec : *Sonninia jugifera**, *S. gingensis*, *S. adicroides*, *Emileia*, *Strigoceras*, *Bradfordia* (IV), *Witchellia laeviuscula**, *W. hyalina*, *Sonninia corruga*, *Pelekodites moisyi*, *Emileia* (*Otoites*) *contracta*, *Stephanoceras* (*Skirroceras*) sp., *Strigoceras strigifer* (V).

Ces bancs à nombreuses oolites ferrugineuses constituent un bon repère cartographique et également stratigraphique, bien exprimé sur les diagrammes de rayon gamma par un premier pic accentué ;

- 1,25 m : calcaire à rares oolites ferrugineuses (wackestones bioclastiques à pellesoïdes) et nombreux nodules phosphatés, surmonté par des calcaires à silex légèrement glauconieux. Ils renferment successivement *Sonninia patella**, *S. propinquans**, *S. (Papilliceras) arenatum*, *Pelekodites alsatica*, *Emileia* (*Otoites*) *sauzei*, *Stephanoceras* (*Skirroceras*) *rhytum*, *Kumatostephanus* (VI), puis *Emileia polyschides**, *Stephanoceras* (*Skirroceras*) *macrum*, *Kumatostephanus* (VII).

Les biohorizons II à V représentent la zone à *Laeviuscula*, VI et VII la zone à *Propinquans* (sous-zone à *Patella*).

- 0,05 m : marnes glauconieuses à crinoïdes, serpulidés, lamellibranches ;
- 0,95 m : calcaire à nombreux grains glauconieux avec *Stephanoceras* (*Skirroceras*) *freycineti**, *St. (S.) nodosum* (VIII) ;
- 0,20 m : calcaire glauconieux à nodules phosphatés : *Dorsetensia furticarinata**, *D. disciformis*, *D. liostraca* (IX), des bélemnites, *Trigonia*, *Pleurotomaria*, *Montlivaltia* ;

– 0,95 m : calcaire argileux à grains glauconieux (packstones bioclastiques à pelleteïdes) à galets taraudés, recoupé par des terriers verticaux denses : *Chondroceras gervillii**, *C. wrighti*, *C. orbignyanum*, *Stephanoceras plagium*, *St. pseudohumphriesi*, *Poecilomorphus*, *Dorsetensia* (X), des térébratules, polypiers solitaires et spongiaires ;

– surface d'usure (Dm) : limite de séquence de dépôt (Ls) ;

– 0,35 m : calcaire glauconieux, conglomératique (wackestones bioclastiques à pelleteïdes), à nombreux nodules phosphatés et ammonites fragmentées, remaniées : *Stephanoceras umbilicum**, *S. mutabile*, *S. basilense*, *Teloceras gibbosum*, *T. (Normannites) mackenzii*, *Kumatostephanus aequus*, *Cadomites stephanoceratiformis*, *Oppelia subradiata* (XI), *Coenoceras*, *Megateuthis*, et aussi, *Pleurotomaria* (gastéropode), *Trigonia* (lamellibranche), *Acanthothyris spinosa*, *Morrisithyris phillipsi* (brachiopode), des spongiaires ;

– surface d'usure (Dm) : surface d'inondation maximale ;

– 0,80 m : calcaire argileux à grains glauconieux (wackestones-packstones bioclastiques à pelleteïdes) : *Teloceras triptoleum**, *T. acuticostatum*, *T. subcoronatum*, *T. (Normannites) orbignyi*, *Kumatostephanus*, *Sphaeroceras brongniarti*, des Perisphinctidés (XII), associés à *Megateuthis*, *Pleuromya*. À l'exception de la partie orientale de la feuille, ce niveau renferme des biohermes à spongiaires en lentilles plurimétriques aplaties, au sommet souvent usé et tarauté. Ils sont bien exposés à Celles-sur-Belle, La Villedieu-de-Comblé (Branger, 1989) ;

– surface usée, irrégulière (Dm) : limite de séquence de dépôt ;

– 1,00 m : idem au banc précédent, avec *Teloceras coronatum**, *T. blagdeni**, *T. labrum*, *Sphaeroceras* (XIII) ;

– surface irrégulière à terriers (Dm), sommet de prisme de bas niveau ;

Les biohorizons IX à XIII indiquent la zone à *Humphriesianum* du sommet du Bajocien inférieur.

– 0,50 m : calcaire finement bioclastique (packstones bioclastiques à pelleteïdes) : *Strenoceras niortense**, *S. bajocense*, *S. bigoti*, *Orthogarantiana densicostata*, *Spiroceras*, *Leptosphinctes leptus*, *Oppelia subradiata*, *Strigoceras*, *Lissoceras* (XIV). Les ammonites, très abondantes, sont associées à *Cenoceras*, *Belemnopsis*, *Entolium demissum* formant lumachelles à la base, *Sphaeroidothyris globisphaeroidalis* abondant au sommet. Ce niveau condensé représente la zone à *Niortense*. Il a pu être subdivisé récemment en deux biohorizons d'ammonites (renseignement oral de P. Branger) ;

– 2,00 m : idem. Deux biohorizons ont été identifiés dans la coupe de La Grande Palisse (zone à *Garantiana*) ;

. à la base : *Garantiana dichotoma**, *Sphaeroceras brongniarti* (XV) ;

. au sommet : *Bigotites lanquinei*, *Sphaeroceras brongniarti*, *Garantiana garantiana*, *G. minima*, *Bajocisphinctes nicolescoi*, *Spiroceras annulatum*,

Strigoceras (XVII, association caractéristique de la sous-zone à *Tetragona*, bien que l'espèce-indice n'ait pas été trouvée jusqu'à présent). Dans d'autres sections, il a été possible de mettre en évidence le biohorizon XVI intermédiaire, comme par exemple à La Villedieu-de-Comblé (Branger, 1989) : *Garantiana subgaranti**, *G. garantiana*, *Spiroceras annulatum*, *Sphaeroceras brongniarti*, *Cadomites*, *Leptosphinctes leptus*, *Bajocisphinctes demicostatus*, *Oecotraustes*, *Strigoceras*, *Lissoceras*, ammonites associées à *Cenoceras*, *Belemnopsis*, *Entolium*, *Ctenostreon*, *Sphaeroïdothyris globisphaeroidalis* constituant des lumachelles ;

- 0,65 m : calcaire avec grains glauconieux (wackestones – packstones bioclastiques à pelleteïdes et rares intraclastes) avec dans la moitié inférieure *Parkinsonia acris**, *P. rarecostata*, *Garantiana longidens*, *G. alticosta*, *Vermisphinctes meseres*, *V. pseudomartensis*, *Cadomites*, *Polyplectites* (XVIII), et dans la moitié supérieure *Parkinsonia pseudoparkinsoni**, *P. orbignyana* (XIX), accompagnées de bélemnites, de spongiaires fréquents ;
- surface d'usure (Dm) interprétée comme surface d'inondation maximale de séquence de dépôt.

Le calcaire glauconieux induit un second pic très prononcé en gammagraphie.

Localement, on constate l'absence du prisme BNM dans la seconde séquence de dépôt du Bajocien inférieur (proximité du Haut-fond vendéen). Il est décalé géographiquement vers l'Est.

Calcaires fins à tubéroïdes et silex (8 à 10 m)

Ils n'affleurent que partiellement à La Grande Palisse, mais sont visibles en totalité dans la carrière des Hauts-de-Rochefort à La Villedieu-de-Comblé. Les ponctuations deviennent nombreuses et correspondent ici à des bioclastes ferruginisés résultant de la fragmentation millimétrique de spongiaires, appelés tubéroïdes (Gaillard, 1983). On distingue successivement :

- 0,90 m : packstones bioclastiques à intraclastes avec *Parkinsonia densicosta**, *P. dorsetensis*, *P. pseudoferruginea*, *P. parkinsoni**, *Vermisphinctes* (XX), *Sphenorhynchia masticonensis*, des spongiaires ;
- surface d'usure (Dm), limite de séquence de dépôt (Ls) ;
- 7,50 m : idem, à silex ponctués, à rares *Parkinsonia*, dont *P. bomfordi**, *P. subplanata*, *P. planulata*, *Lobosphinctes* (XXI).

Les biohorizons XVIII à XXXI représentent la zone à *Parkinsoni*.

- surface usée (Dm), sommet du prisme de bas niveau et surface de transgression de la formation sus-jacente, délimitant le sommet des calcaires fins à tubéroïdes non représenté dans la carrière de la Grande Palisse.

j3Cs. **Formation des Calcaires à silex : calcaires graveleux à spongiaires (Bathonien) (15 à 18 m).** Cette formation décrite par J. Welsch en 1903 est riche en spongiaires et montre la succession suivante à partir de la base :

– 0,40 à 0,60 m : « Banc pourri » des anciens auteurs, 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, individualisé plus au Sud en Charente et à l'Ouest = niveau à *Gonolkites* de J. Gabilly, 1964). Ce niveau-repère correspond partout dans les bassins européens à un intervalle transgressif. Il affleure notamment dans la vallée de Trotte-Buie à l'Est de Triou, à la Crèche même et au « Ball-trap » à l'Est de la Crèche. En gammagraphie naturelle, le « Banc pourri » se traduit par un pic prononcé. Les calcaires qui surmontent le « Banc pourri » se présentent en bancs métriques, plus ou moins riches en spongiaires souvent remaniés, associés à d'autres formes benthiques (pectinidés, *Pleurotomaria*, brachiopodes), avec ou sans silex. Les faciès graveleux prédominent à l'Est de Saint-Maixent-l'École (grainstones à packstones bioclastiques), passant à des faciès plus boueux à l'Ouest (wackestones bioclastiques). À l'Ouest de la Crèche, P. Branger (données inédites) a pu distinguer les assises surmontant le « Banc pourri » dans la tranchée de la nouvelle autoroute A83, près du lieu-dit Le Coteau. Il distingue de bas en haut plusieurs ensembles lithologiques contenant des ammonites. Elles lui ont permis d'identifier les unités biostratigraphiques, dont nous complèterons brièvement le contenu par les espèces reconnues ailleurs régionalement, afin de donner un aperçu plus complet des successions fauniques ;

– 7,00 m : calcaires avec spongiaires et nombreux silex dans la moitié inférieure avec *Procerites schloenbachi**, *P. postpollubrum*, *Lobosphinctes phaulomorphus* (III), *Oxycerites yeovilensis**, *Asphinctites* (IV), *Procerites postpollubrum**, *Oecotraustes* (V), caractéristiques de la zone à *Aurigerus* du Bathonien inférieur ;

– 3,15 m calcaires à spongiaires sans silex, à ammonites plus fréquentes : *Cadomites orbignyi**, *Procerites*, *Bullatimorphites* aff. *ymir*, *Hecticoceras (Prohctioceras)* (biohorizon VI), *Procerites* sp. aff. *magnificus**, *Oecotraustes formosus*, *Oxycerites* (VII), représentant la zone à *Progracilis*, puis au sommet *Bullatimorphites* sp. (? VIII), *Procerites* cf. *imitator*, *Wagnericeras bathonicum*, *W.* cf. *fortecostatum**, *Cadomites bremeri* (IX) qui marquent la zone à *Bremeri* ;

– niveau centimétrique de marnes vertes ;

- 2,45 à 2,60 m : calcaires à silex et spongiaires pouvant édifier des biohermes ;
- 3,50 m : calcaires à spongiaires, parfois constructeurs de petits biohermes, à silex dispersés : *Homeoplanulites bugesiacus**, *H. acuticostatus*, *Choffatia praecursor*, *Bullatimorphites* gr. *sandovali*, *Oxycerites*, *Prohecticoceras* cf. *retrocostatum* (biohorizon Xa), *Hemigarantiana julii**, *Bullatimorphites hannoveranus*, *Oxycerites oppeli*, *Homeoplanulites* (Xb) ;
- 0,50 m : calcaire fin sans silex à fréquentes ammonites : *Epistrenoceras histicoides**, *Hemigarantiana julii*, *Oxycerites oppeli*, *Oecotraustes waageni*, *Prohecticoceras biflexuosum*, *Bullatimorphites hannoveranus* (XI) ;
- surface irrégulière d'usure (Dm).

Cette surface d'omission marque en général la fin du Bathonien comme c'est aussi le cas par ailleurs sur le Seuil du Poitou (lacune de la zone à *Discus*). Localement dans le secteur de Salles et Pamproux la succession se complète par :

- 4 m environ : calcaires blancs sans silex : *Homeoplanulites**, *Bullatimorphites hannoveranus*, les premiers représentants de *B. bullatus*, *Oxycerites* gr. *oppei*. Il n'est pas exclu que ces dépôts puissent être rapportés à la zone à *Discus*, dernière zone du Bathonien ;
- surface irrégulière d'omission (Dm).

La suite lithologique du Jurassique moyen (Callovien) reste dominée par des carbonates de plate-forme, à l'exception de l'angle sud-ouest de la feuille (p. 51). Là s'observe une succession largement différente de celle du Seuil du Poitou et qui se rattache aux faciès de la bordure nord du Bassin aquitain. Plus épaisse, plus complète, de nature plus argileuse, ces faciès dits de « bassin » seront décrits secondairement.

j₄CP. Formation des Calcaires argileux de Pamproux : calcaires micritiques avec microfilaments (Callovien inférieur et moyen) (16 à 27,5 m). La formation, ainsi désignée ici pour la première fois, est bien exposée à Pamproux même (carrière du Moulin-à-vent, fig. 9) et dans le secteur de Saint-Sauvant (carrière Moulins) sur la feuille Lusignan (Cariou *in* Gabilly *et al.*, 1997, fig. 94). Ce sont des calcaires micritiques, faiblement argileux, contenant fréquemment des microfilaments d'origine planctonique et des petits foraminifères lagenidés, en bancs métriques. Ils renferment une riche faune de mollusques benthiques et nectoniques. Parmi ces derniers, dominent les ammonites, remarquablement conservées et présentes dans tous les bancs. Ce caractère, allié à une sédimentation relativement continue, est largement à l'origine du cadre zonaire standard du Callovien inférieur et moyen pour la bioprovince subméditerranéenne (Cariou, 1980, 1984 ; Groupe français d'étude du Jurassique, 1997).

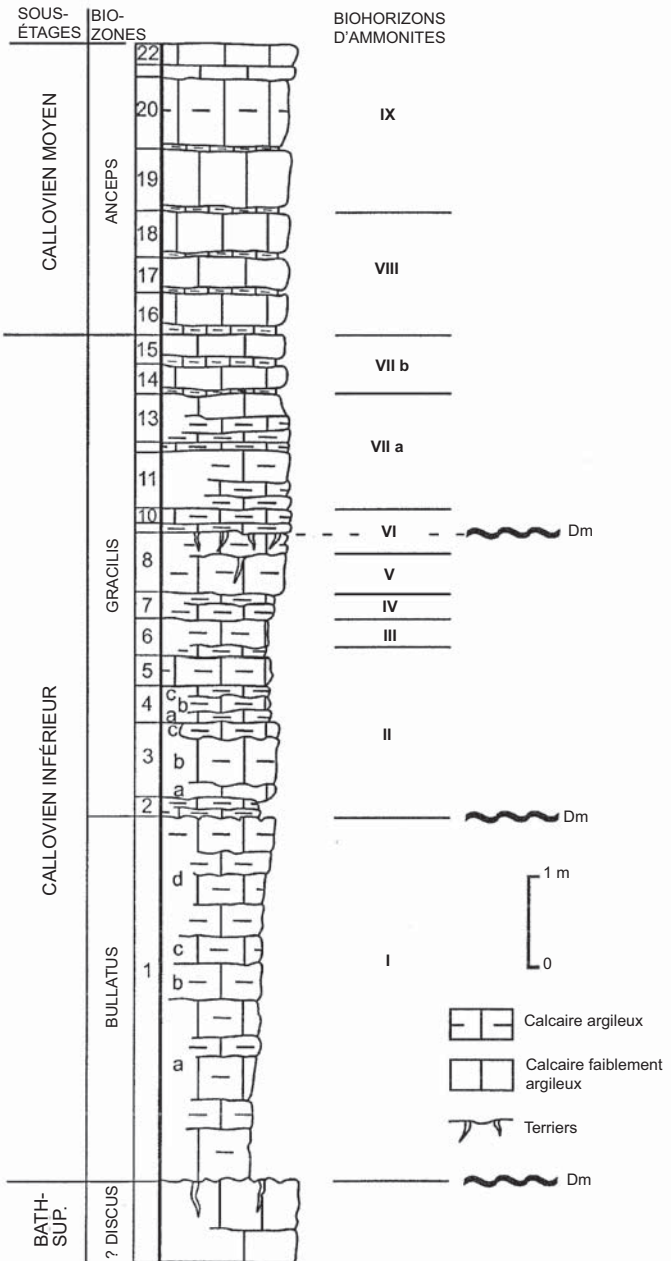


Fig. 9 - Saint-Maixent-l'École : coupe du Callovien de la carrière du Moulin-à-vent à Pamproux (d'après É. Cariou, 1980)

La formation calcaire comporte des termes plus ou moins argileux. Surmontant la surface d'omission fini-bathonienne, la succession callovienne suivante est représentative de la plus grande partie de la feuille :

– 4,00 m : calcaire argileux jaunâtre à *Bullatimorphites bullatus**, *Macrocephalites verus*, *M. subtrapezinus*, *M. grantanus*, *M. cf. terebratus*, *Homeoplanulites subbackeriae* forme-type (biohorizon I) ;

– surface d'usure oxydée et perforée (Dm) ;

– 2,00 m : idem, avec un banc-repère métrique à la base, montrant des zones lenticulaires plus foncées, probablement en relation avec la présence de matière organique et de lignite : *Bomburites prahecquense**, *Macrocephalites* sp., *Proplanulites* et surtout d'abondants *Homeoplanulites* de grande taille (II) ;

– 0,40 m : idem, *Rehmannia grossouvrei**, première Reineckeidae connue dans la Téthys méditerranéenne, espèce fréquente, *Bullatimorphites*, *Proplanulites*, *Choffatia* (III) ;

– 0,40 m : idem, avec *Reineckeia tyranna*, *R. pictava**, *R. convexa*, des formes de grande taille, *Bomburites devauxi*, *Hecticoceras (Chanasia) pseudochanasiense* et un niveau-repère lumachellique de brachiopodes, *Dorsoplicathyris dorsoplicata* à la base (biohorizon IV) ;

– 0,80 m : calcaire gris, banc-repère très bioturbé, plus dur, à lumachelles de *Dorsoplicathyris dorsoplicata*, renfermant de nombreux *Macrocephalites gracilis**, avec à la base *Rehmannia laugieri**, *Indosphinctes caroli*, *I. zelleri*, *I. subpatina*, *Proplanulites trifurcatus*, des *Grossouvria* portant des nœuds paraboliques développés et rapprochés (V), et dans le 1/3 supérieur un niveau très bioclastique condensé à *Hecticoceras (Chanasia) michalskii**, *H. (Ch.) navense*, *H. (Ch.) chartroni*, *Indosphinctes* (VI). Un peu plus à l'Est, au Sud de Rouillé, cette couche renferme des oolites ferrugineuses ;

– surface d'usure ferruginisée (Dm) ;

– 1,60 m : calcaire jaunâtre, plus argileux, très fossilifère car condensé, parsemé de petits cristaux de pyrite, délité en couches décimétriques à ammonites souvent fragmentées, recouvertes d'un enduit ferrugineux, avec à la base *Hecticoceras boginense**, *H. proximum*, *Reineckeia turgida*, *Collotia oxyptycha* (VIIa), et au-dessus *Indosphinctes patina**, *I. rusticus*, *Choffatia prorsocostata*, *Kosmoceras enodatum*, *Hecticoceras (Zieteniceras) kiliani**, *Collotia pamprouxensis* (VIIb, sommet du Callovien inférieur) ;

– 4,00 m : calcaire plus dur, en bancs métriques séparés par des joints marno-calcaires décimétriques, renfermant à la base *Hecticoceras (Chanasia) hartmanni*, *H. (Ch.) bannense**, *Kosmoceras medea*, *Reineckeia stuebeli**, *R. anceps**, *Collotia discus*, *Indosphinctes roberti* (VIII), début du Callovien moyen, et au sommet *Hecticoceras turgidum**, *H. (Rossiensiceras) metomphalum*, *Rehmannia (Loczyceras) reissi*,

*Reineckeia anceps**, *Collotia discus*, *Macrocephalites tumidus*, les derniers Macrocéphalités, *Kosmoceras medea* (IX) ;

– 5,00 m : calcaire blanchâtre légèrement argileux, en bancs réguliers pluridécimétriques, séparés par des joints minces de calcaire plus argileux : *Reineckeia anceps*, *Rehmannia (Loczyceras) richei**, *Collotia multicostata*, *Kosmoceras jason*, *Hecticoceras (Rossiensiceras) metomphalum* (X) ;

– 11 m : calcaire jaunâtre plus argileux, plus feuilleté, bioturbé, en bancs métriques, à fossiles aplatis : *Flabellisphinctes villanyensis**, *Collotia gigantea*, *Choffatia neumayri*, *Hecticoceras (Brightia) tenuinodosum*, *H. (Rossiensiceras) romani*, etc. (XI) ;

– 0,70 m : intercalation plus argileuse en bancs calcaire décimétriques riches en ammonites, séparés par des joints marno-calcaires et franchement marneux au sommet : *Erymnoceras baylei**, *E. (Erymnocerites) argoviensis*, *Rehmannia (Lozyceras) intermedia*, *R. (L.) crassicostata*, *Hecticoceras (Rossiensiceras) savoienne*, *H. (Orbignyiceras) schloenbachi* (XII) ;

– 2,50 m : plus carbonaté, gris clair, sublithographique, finement bioclastique (entroques dispersées), avec empreintes de plantes, pauvre en céphalopodes : *Hecticoceras*, *Reineckeia*, *Kosmoceras ventricosum* au sommet (XII, localement sommet du Callovien moyen) ;

– surface très irrégulière, oxydée, profondément taraudée (Dm), surface de régression bien exprimée régionalement.

Les Calcaires argileux de Pamroux renferment aussi des rostrés de bélemnites (*Hibolites hastatus*) et une abondante faune benthique dont les zoophycos, fréquents à la base, et surtout des associations de lamellibranches et de gastéropodes : *Pholadomya ovalum*, *Plagiostoma strigillatum*, *P. callovicum*, *Chlamys fibrosa*, *Entolium demissum*, *Ctenostreon*, *Prospodylus pamphyus*, *Parallelodon douxense*, *Gouldia cordata*, *Spinigera compressa*, *Dicroloma herinaceum*, etc.

Les biohorizons reconnus dans ces calcaires représentent les zones d'ammonites à *Bullatus*, *Gracilis*, *Anceps* et à *Coronatum pro parte*. La surface d'érosion terminale marque une lacune du sommet du Callovien moyen : absence de l'horizon d'ammonites XIV à *Rota* et peut-être aussi de l'horizon XIII à *Waageni* (Cariou, 1984) ;

– microconglomérat centimétrique (Callovien supérieur) comblant les irrégularités du sommet du Calcaire argileux de Pamroux : calcaire argileux gris à noirâtre, en flaques, incluant des galets calcaires centimétriques et des fragments d'ammonites roulés à encroûtement noirâtre, probablement d'origine algale. Le microconglomérat est souvent recouvert d'une croûte algale centimétrique. Les espèces d'ammonites indiquent une extrême condensation correspondant aux zones à *Athleta* et à *Lamberti* du Callovien supérieur : *Peltoceras baylei*, *P. regularis*, *Hecticoceras trezeense**,

Sublunuloceras discoïdes, *Distichoceras bicostatum*, *Alligaticeras alligatum*, *Kosmoceras*, *Quenstedtoceras lamberti** (Cariou *et al.*, 1991 ; Gabilly *et al.*, 1997, p. 168 ; Baloge, 1999) ;

– surface d'usure oxydée (Dm). Elle est directement recouverte par la Formation des Marnes à spongiaires de l'Oxfordien moyen à l'Est du graben de Saint-Maixent-l'École, et par les Marnes gris-bleu à ammonites pyriteuses du Callovien terminal–Oxfordien inférieur à l'intérieur du fossé tectonique (voir p. 52). Toutefois, cette dernière formation est absente dans l'angle sud-est du fossé tectonique.

Dans l'angle sud-ouest de la feuille, la succession est différente, plus argileuse, et n'affleure que partiellement. Elle est cependant connue par **sondage**, comprenant depuis la base :

j₄CP. Calcaires argileux de Pamproux (Callovien inférieur, début du Callovien moyen) (9 à 10 m). Calcaire ponctué de pyrite oxydé, ici en bancs décimétriques, comportant des joints marneux pluricentimétriques. Malgré un faciès légèrement différent, ce niveau peut-être rattaché à la formation. Il affleure sur le plateau de Mougou, au Nord de Prahecq et renferme de très nombreuses ammonites indiquant la présence des biohorizons I à IX.

j₄Mv. Marnes de Velluire (Callovien moyen, début du supérieur) (26 m). Cette formation n'affleure pas sur la feuille Saint-Maixent-l'École, mais à Velluire-en-Vendée (Fournier, 1888 ; Cariou, 1980). Elle comprend au Sud de la faille d'Aiffres (feuille Niort à 1/50 000) d'après sondage :

– 20 m : calcaires fins argileux schistoïdes entrecoupés de marnes à rares petits nuclei pyriteux d'ammonites : *Hecticoceras* (*Brightia*), *H. (Lunuloceras)*, *Horioceras* dans la partie supérieure ;

– 6 m : marnes jaunâtres, représentant probablement au sommet le début du Callovien supérieur, c'est-à-dire la sous-zone à Trézeense (XV), base de la zone à Athleta, puisque A. Fournier (1888) y signale *Peltoceras*.

Notons que les Marnes de Velluire n'ont pu être individualisées cartographiquement au Nord de Prahecq (Charreau) entre les Calcaires argileux de Pamproux et la Pierre chauffante.

j₄Pch. Formation de la Pierre chauffante : marnes feuilletées jaunâtres entrecoupées de bancs calcaires gris-roux, noduleux, riches en microfilaments (Callovien supérieur) (23 m). Cette formation décrite par J. Welsch en 1903, montre des calcaires argileux feuilletés et des marnes, surmontés par des marnes jaunâtres entrecoupées de calcaires durs fins pseudo-noduleux de couleur gris-roux, à ponctuations ferrugineuses, riches en microfilaments, à ammonites fréquentes : grandes *Collotia*, *Peltoceras*, *Kosmoceras*. Celles-ci indiquent

la partie supérieure de la zone à *Atleta* (biohorizons XVI, XVII). Cette formation est largement visible à Prahecq et ses environs. Les calcaires pseudo-noduleux durs affleurent en auréole sur toute la bordure nord du Bassin aquitain (Cariou, 1980). Dans le Marais Poitevin, ils sont à l'origine d'une cuesta qui a été découpée par l'érosion en un alignement de reliefs calcaires bordés de falaises verticales. Ceux-ci constituaient des îles avant l'extension du Marais Poitevin par envasement.

Jurassique moyen *pro parte* et Jurassique supérieur

j4-5Map. **Formation des Marnes gris-bleu à ammonites pyriteuses (Callovien terminal – Oxfordien inférieur) (7 m)**. Décrite par A. de Grossouvre en 1921, ce sont des marnes entrecoupées de calcaires argileux bleutés à grands rostrés de bélemnites et petites ammonites pyriteuses : *Hecticoceras*, *Euaspidoceras*, *Parawedekindia*, etc. Sa faune d'ammonites a été précisée au Sud de Niort par A. de Grossouvre (1921). La formation est représentée dans le secteur de Prahecq, bien qu'elle n'apparaisse pas sur la feuille. Elle affleure par contre dans le graben de Saint-Maixent-l'École (à Nanteuil, environs de Brieuil). Là, ces marnes sont directement transgressives sur les Calcaires argileux de Pamproux du Callovien moyen. D'après les faunes collectées par les anciens auteurs, les zones et sous-zones classiques d'ammonites de l'Oxfordien inférieur sont représentées, mais aussi la zone à *Lamberti* de la fin du Callovien. Cependant les conditions d'affleurement actuelles ne permettent pas une analyse stratigraphique fine en termes de biohorizons.

La puissance de l'étage Callovien sous son faciès aquitain plus argileux diminue rapidement au Sud-Est de la feuille, passant d'une soixantaine de mètres à Prahecq à 35 m vers Chef-Boutonne sur la feuille Melle (renseignement oral de B. Coirier).

j5Msp. **Formation des Marnes grises à spongiaires : formation entrecoupée de bancs minces de calcaires fins, gris ou roux, finement bioclastiques ; les marnes fossilifères renferment de nombreux biohermes à spongiaires (Oxfordien moyen et supérieur *pro parte*) (25 à 45 m)**. Cette formation a été définie par A. Fournier en 1888. Elle augmente en épaisseur vers le Sud-Est passant de 25 à 30 m dans le secteur de La Villedieu-de-Comblé, Pamproux, à 45 m à Chey. La formation est partout transgressive recouvrant des terrains d'âge différent, soit les Marnes gris-bleu à ammonites pyriteuses du Callovien terminal - Oxfordien inférieur dans le graben de Saint-Maixent-l'École, soit directement le sommet du Calcaire argileux de Pamproux du Callovien moyen ou encore le microconglomérat ferrugineux centimétrique qui surmonte cette dernière formation à l'Est du fossé tectonique. Une coupe de

la tranchée de route de la D329 à l'Est de Pamproux a recoupé de manière quasi continue les Marnes à spongiaires (fig. 10). Son étude stratigraphique (Cariou, 1966) a mis en évidence une séquence de biohorizons d'ammonites aujourd'hui hiérarchisée et formalisée dans l'échelle de zonation standard de la bioprovince subméditerranéenne (Groupe français d'étude du Jurassique, 1997). À l'Est d'Aintrié, secteur de Thorigné (feuille Lusignan), les Marnes à spongiaires se réduisent brusquement par condensation, lacunes et remaniements à 2,50 m de marnes et calcaires argileux conglomératiques (Cariou, 1966). Sur la feuille Saint-Maixent-l'École, la succession est la suivante, au-dessus de la discontinuité de base qui tronque les niveaux sous-jacents :

– 4,00 m : marnes grises, microconglomératiques à la base : *Gregoryceras riazii*, *Paraspidoceras submeriani*, *Neocampylites pamprouxensis*, *Passendorferia* cf. *ziegleri*, et immédiatement au-dessus de la discontinuité sédimentaire *Cardioceras tenuiserratum**, *C. zieteni*, *Protophites christoli*, *Perisphinctes helenae*, *Dichotomosphinctes antecessens* (biohorizon VIII, zone à Plicatilis, partie supérieure) ;

– 1,30 m : niveau-repère constitué de quatre bancs de calcaire argileux décimétriques intercalés dans la marne ; ils relient des biohermes à spongiaires : *Campylites lautlingensis*, *Ochetoceras canaliculatum* ;

– 7,00 m : marnes à biohermes à spongiaires renfermant de nombreux galets calcaires centimétriques qui résultent de la fragmentation des spongiaires : *Passendorferia*, *Perisphinctes parandieri**, *Dichotomosphinctes elizabethae*, *Neocampylites henrici*, *Ochetoceras canaliculatum*, *O. hispidum*, *Campylites lautlingensis*, *Protophites anar*, *Taramelliceras dentostriatum* (début de la zone à Transversarium, biohorizon IX) ;

– 3,00 m : idem mais moins riches en fragments d'éponges, avec *Dichotomosphinctes luciaeformis**, *Otosphinctes nectobrigensis*, *Subdiscosphinctes richei*, *S. kreutzi*, *S. mindowe*, *Passendorferia birmensdorfensis*, *Neomorphoceras collinii*, *Gregoryceras romani*, *G. riazii*, *Taramelliceras bachianum*, *Ochetoceras*, *Neocampylites* (biohorizon X) ;

– 0,15 m : banc-repère de calcaire roux bioclastique terminé par une surface oxydée et taradée (Dm) ;

– 4,00 m : marnes à spongiaires, microconglomératiques à la base (galets calcaires centimétriques) : *Larcheria schilli**, *L. prelothari*, *Otosphinctes sorlinensis*, *Amoeboceras* cf. *nunningtonense*, des Oppeliidés (XI) ;

– 0,15 m : banc-repère de calcaire roux bioclastique à surface supérieure oxydée et taradée (Dm) ;

– 1,70 m : marnes à spongiaires avec nombreux galets calcaires centimétriques à la base : *Dichotomosphinctes rotoides**, *D. wartae*, *Subdiscosphinctes jelskii*, *Euaspidoceras* gr. *paucituberculatum*, *Proscaphites colleti*, *Taramelliceras*, *Trimarginites*, etc. (XII, fin de la zone à Transversarium) ;

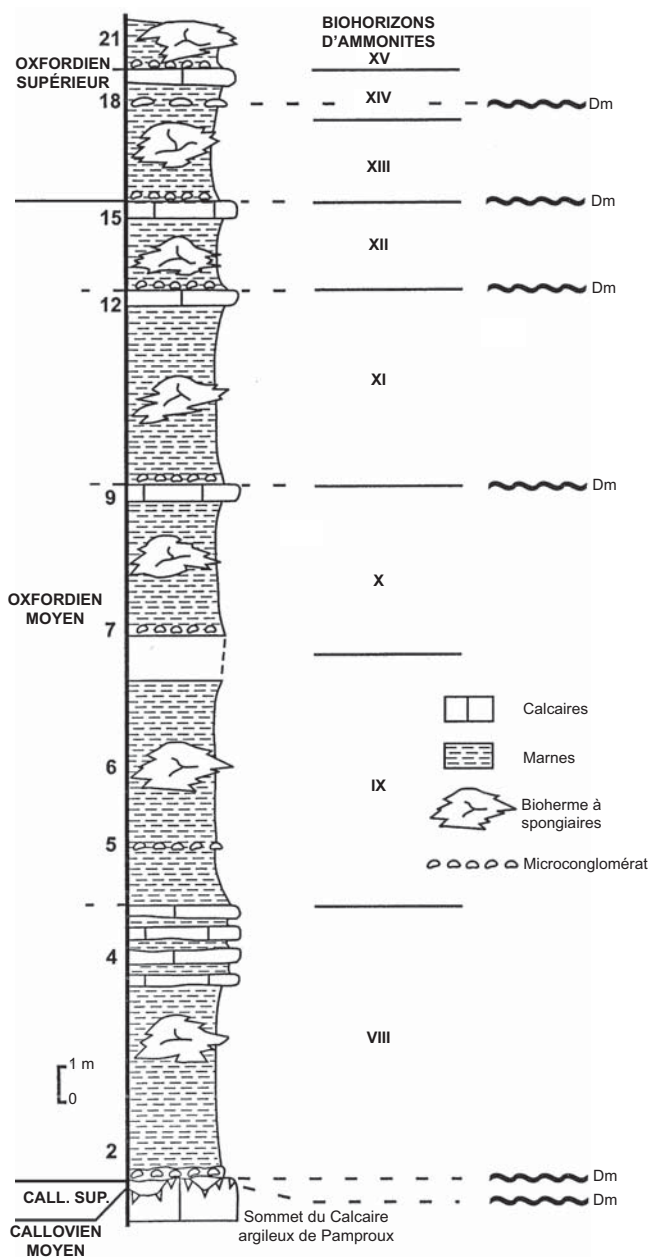


Fig. 10 - Saint-Maixent-l'École : coupe de l'Oxfordien de la tranchée de la route (D329), entre Pamproux – Saint-Martin et Aintré, dans le graben de Pamproux (d'après Cariou, 1966)

- 0,20 m : banc-repère de calcaire roux, finement bioclastique, dont le sommet est oxydé et taraudé (Dm) ;
- 2,10 m : marnes gris foncé à biohermes à spongiaires, microconglomératiques à la base : *Dichotomoceras stenocycloides**, *D. bifurcatus**, *D. crassus*, *Perisphinctes panthieri*, *Subdiscosphinctes lucingensis*, *Trimarginites*, *Glochiceras*, etc. (XIII, début de la zone à Bifurcatus). Cette couche double d'épaisseur dans le secteur plus subsident de Lezay. À Chey, les marnes sont entrecoupées de calcaires fins argileux décimétriques ;
- 0,25 m : niveau-repère de marnes gris foncé à gros galets décimétriques de calcaire gris-roux, profondément taraudés (Dm). Ce niveau condensé pétri d'ammonites renferme *Dichotomoceras grossouvrei**, *Subdiscosphinctes plana*, *Mirosphinctes frickensis*, *Streblites externodosum*, etc. (XIV, fin de la zone à Bifurcatus) ;
- 0,30 m : marnes gris foncé non fossilifères ;
- 0,25 m : banc de calcaire roux, crinoïdique ;
- 2,00 m marnes gris clair à biohermes à spongiaires, microconglomératiques (Dm) à galets calcaires centimétriques avec *Epipeltoceras semimammatum** (XV) *Epipeltoceras berrense**, *Euaspidoceras hypselum*, *E. eucyphum*, *E. costatum*, *Taramelliceras lochense*, *Ochetoceras basseae*, *O. hispidiforme*, etc. (XVI, zone à Bimammatum, sous-zone à Berrense).

Outre les ammonites, on récolte dans cette formation très fossilifère de nombreux rostres de bélemnites (*Hibolites latesulcatus*, *H. girardoti*, *H. hastatus*) et une abondante faune benthique de mollusques (*Cardium berlieri*, *Isoarca ledonica*, *Ostrea ogerieni*, *Plicatula quenstedti*, *Hinnites bonjouri*, *Pleurotomaria*), de brachiopodes (*Argovithyris baugierii*, *A. stockari*, *Lacunosella visulica*), des crinoïdes (*Pentacrinus amblyscalaris*, *Balanocrinus subteres*), des échinides (*Rhabdocidaris*, *Dysaster*).

Les biohermes à spongiaires ont une forme de lentille aplatie, plurimétrique, dépassant rarement 1 m de hauteur, dont le cœur carbonaté résulte d'un encroûtement d'origine algaire des accumulations d'éponges. Ce noyau de calcaire dur, micritique de couleur gris-bleu, recoupé de filonnets de calcite, souvent limoniteux, est connu localement sous le nom d'« aigrain ». Les biohermes à spongiaires sont des lieux de préservation privilégiés des fossiles qui y pullulent. Les éponges siliceuses comprennent surtout des Hexactinosae (*Craticularia*, *Tremadictyon*, etc.) et Lychniscosae. Elles y sont associées à des polypiers solitaires, des serpulidés et aux mollusques. Quant à la fraction carbonatée des marnes, elle peut être constituée essentiellement par des coccolithes (*Ellipsagelosphaera*), selon Laffite et Noël (1967). Les bancs minces de calcaire roux bioclastique à surface supérieure taraudée rythment la sédimentation et délimitent autant de séquences régressives qui coïncident souvent à une seule unité biostratigraphique d'ammonites (Cariou, 1966). Ces bancs roux sont fréquemment micrograveleux, quasiment dépourvus d'ammonites.

j5CM. Formation des Calcaires blancs et marnes schisteuses : calcaires argileux à ammonites et marnes grises entrecoupées de bancs roux finement bioclastiques (Oxfordien supérieur, XVII, zone à *Bimammatum*, sous-zone à *Bimammatum*) (10 à 12 m). Formation décrite par J. Welsch en 1903. Ces couches ont été recoupées en sondage (la Villedieu-de-Comblé) et, sur 5 m d'épaisseur, dans la tranchée de la route de Chey. La formation est essentiellement constituée de marnes grises entrecoupées de bancs roux décimétriques finement bioclastiques, et de bancs minces de calcaires argileux blanchâtres micritiques contenant des ammonites, parfois ferrugineuses et aplaties : *Epipeltoceras bimammatum**, *Ochetoceras basseae*, *Taramelliceras*, etc.

j5CF. Formation des Calcaires blancs de Fors : calcaires argileux gris mastic, bioturbés à ammonites, et bancs marneux avec biohermes à spongiaires (Oxfordien supérieur, XVII, sous-zone à *Bimammatum*) (7 à 10 m). Définis en 1903 par J. Welsch, les Calcaires blancs de Fors s'observent sur toute la bordure du Bassin aquitain. Plus à l'Ouest, ils ont pour équivalent latéral les Marno-calcaires de Marans (Cariou, *in* Dupuis *et al.*, 1975). Ces couches sont préservées ponctuellement dans le graben de Saint-Maixent-l'École. Elles affleurent vers la Villedieu-de-Comblé où elles sont directement recouvertes par les calcaires lacustres de l'Oligocène et au Sud-Est entre Chey et Lezay. Les Calcaires blancs de Fors sont constitués de bancs plurimétriques de calcaire micritique argileux, très bioturbé, de teinte gris mastic, blanchissant à l'air. Ils alternent avec des marnes grises en bancs métriques, qui renferment des biohermes à spongiaires de dimension métrique à plurimétrique reposant sur une semelle constituée par un banc mince de calcaire fin argileux. Les édifices de spongiaires sont reliés entre eux par 1 ou 2 bancs décimétriques de calcaire fin argileux. L'ensemble de la formation est fossilifère, mais le maximum de concentration de fossiles se trouve au sein ou à proximité des biohermes. Les céphalopodes sont abondants (*Epipeltoceras bimammatum**, *E. treptense*, *Glochiceras microdomum*, *Taramelliceras costatum*, *Trimarginites trimarginatus*, *Ochetoceras marantianum*, des bélemnites), associés à des brachiopodes (*Placothyris welschi*), à des échinodermes (*Dysaster granulatus*), à des serpulidés et à des lamellibranches (*Plagiostoma*).

j5-6Vi. Formation de Villedoux : alternance de calcaires argileux gris-bleu, bioturbés, à ammonites aplaties et de marnes gris sale (Oxfordien terminal ? - Kimméridgien basal (quelques mètres)). Cette formation a été définie par Cariou *in* Cariou *et al.*, en 1993. Quelques mètres sont préservés dans la partie sud-est du graben de Saint-Maixent-l'École, au Nord de Lezay. L'extrême base a également été observée ponctuellement près de la Villedieu-de-Comblé. C'est la première fois que des témoins de cette formation sont signalés sur le Seuil même du

Poitou, alors qu'elle était connue jusqu'à présent seulement sur ses deux versants aquitain et parisien (Cariou, 1972), ce qui témoigne de son extension à l'échelle de la région. Elle est constituée de calcaires micritiques argileux bioturbés, feuilletés, de couleur gris-bleu, entrecoupés de marnes gris sale. Les calcaires se différencient aisément des Calcaires blancs de Fors sous-jacents par l'existence en leur sein de lits centimétriques de calcaire lithographique dur de teinte gris violacé, traversé par de nombreux terriers de *Chondrites*. Ces calcaires feuilletés recèlent une faune de petites ammonites aplaties (Cariou, 1972) : *Glochiceras sculptatum*, *G. lingulatum*, *G. modestiforme*, *Taramelliceras litocerum*, *T. falculum*, *T. wenzeli*, *Ochetoceras cristatum* et *Subnebrodites minutum** (I), l'espèce-indice de l'horizon de base de la zone subméditerranéenne à Planula trouvée à Villedoux. La zone à Planula (tabl. I), classée encore récemment dans l'Oxfordien terminal est aujourd'hui corrélée au Kimméridgien inférieur de l'échelle standard subboréale (Matyja et Wierzbowski, 1997). Il subsiste malgré tout une incertitude sur la limite inférieure précise du Kimméridgien inférieur en province subméditerranéenne, dont dépend la faune trouvée dans la Formation de Villedoux. Cette limite se situerait dans la partie supérieure de la zone à Bimammatum, soit la sous-zone à Hauffianum, qui n'a pas encore été clairement identifiée en Poitou. Malgré tout, on peut considérer que la limite Oxfordien - Kimméridgien correspond de manière approximative à la limite des Calcaires blancs de Fors et de la Formation de Villedoux. Les calcaires feuilletés et marnes gris sale renferment aussi une faune benthique de mollusques lamelibranches (*Pholadomya clathrata*, *Astarte*) et gastéropodes (*Pleurotomaria*).

Cénozoïque

Les terrains cénozoïques de la feuille Saint-Maixent-l'École sont concentrés, pour l'essentiel, dans le graben de Saint-Maixent-l'École. Strictement continentaux, ces dépôts constituent le témoin le plus occidental des formations continentales d'âge Éocène à Oligocène qui caractérisent la bordure nord du Massif central.

Tertiaire

e5-g1. Formation des calcaires de la Mothe-Saint-Héray (Éocène à Rupélien) : argiles carbonatées, calcaires lacustres à palustres ± silicifiés, sables argileux et grès rouges (Sidérolithique) (8 à 28 m). La formation basale est rapportée par P.-A. Gillard (1943), J.-F. Becq-Giraudon et P. Freytet (1976) en « Sidérolithique » des anciens auteurs. Cet ensemble d'une épaisseur allant jusqu'à 8 m au maximum, est très peu visible

à l'affleurement et est essentiellement connu par des sondages anciens. Il représente la première étape de dépôt post-jurassique sur le territoire du graben de Saint-Maixent-l'École et paraît être localisé selon une bande centrale étroite orientée comme le graben. Cette localisation particulière semble indiquer que la structuration de la couverture carbonatée était déjà amorcée à l'Éocène, voire dès le Crétacé supérieur comme en Périgord. Notons que le secteur de Saint-Maixent-l'École se retrouve dès le Callovien en position singulière dans le contexte tectonique, proche d'un accident actif situé à peu de chose près sur le rebord nord-est actuel du graben. Les dépôts sont des grès grossiers à ciment ferrugineux, des sables grossiers argileux rougeâtres et des argiles rouges très riches en pisolites et concrétions ferrugineuses. Ces terrains témoignent du développement important d'un profil d'altération. Aucun fossile n'y est connu et un âge éocène lui est attribué par comparaison avec l'âge Oligocène inférieur des Calcaires lacustres de la Mothe-Saint-Héray qui le surmontent, et par analogie avec les dépôts réputés éocènes du Seuil du Poitou et des bordures des bassins de Paris et d'Aquitaine. L'ensemble peut atteindre 8 m d'épaisseur.

Le complexe continental carbonaté lacustre et palustre de la Mothe-Saint-Héray occupe le cœur du graben de Saint-Maixent-l'École. Les faciès y sont très différenciés et comprennent :

- *des argiles carbonatées* vertes à blanches, légèrement silteuses ; en sondages, des horizons d'argiles bariolées ont été reconnus ;
- *des calcaires lacustres* blancs, crayeux, micritiques et grumeleux, bioturbés et représentant d'anciennes vases lacustres non perturbées par des actions pédogénétiques ;
- *des calcaires palustres*, mêmes calcaires que les précédents mais ayant subi des altérations pédogénétiques importantes : calcaires à racines, calcaires bréchiques, calcaires noduleux et calcaires zonaires, tous ces faciès indicateurs d'exondation plus ou moins longues des vases calcaires originelles.

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'argile fibreuses (attapulгите) soit en nodules, soit en tapissage de cavités radiculaire, ou en croûtes zonaires (Becq-Giraudon et Freydet, 1976).

Ils s'agencent en deux séquences qui témoignent d'une évolution polyphasée du secteur : un sondage de 1940 effectué dans le Bois du Fouilloux, à un emplacement exact non connu (Gillard, 1941b ; Becq-Giraudon et Freydet, 1976) 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, meulière 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 meulière.

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'attapulгите, d'argiles bariolées, de meulière, semble indiquer une évolution poussée du profil d'altération, avec silicification et meulière.

Une faune malacologique dulçaquicole, abondante et variée, a été trouvée dans ces calcaires, en sondages et en surface (Gillard, 1941a ; Becq-Giraudon et Freytet, 1976) : *Planorbis* aff. *cornu* Brongn., *Planorbis solidus* Thom., *Planorbis depressus* Nyst, *Planorbis planulatus* Desh., *Hydrobia dubuissoni* Bou., *Nystia duchasteli* Nyst, *Bythinia monthieri* Caries, *Limnea joutensis* Rom., *Lymnea cornea* Brongn., *Cyrena* sp.

La microflore est essentiellement constituée par les oogones d'une charophyte proche de *Gyrogona wrighti* (Ried et Groves) Grambast.

Si la charophyte indique un âge Bartonien à Oligocène inférieur, la présence de *Nystia duchasteli* place le Calcaire de la Mothe-Saint-Héray dans la biozone de Ronzon et de la Salvetat (Becq-Giraudon et Freytet, 1976), soit un âge Rupélien élevé.

Formations d'altération

A..., *Aj* (ex. *Aj2Cp*), *Aj...*[1], *Aj...*[2]. **Altérites de dépôts jurassiques et oligocènes (Polyphasé, fini-jurassique à Crétacé inférieur, Éocène et Miocène moyen à Pléistocène ancien probable) (jusqu'à 10 ou 12 m)**. Sur la carte, l'altération des formations (*A*) est figurée par une teinte atténuée des formations d'origine. Les plateaux jurassiques constituant la couverture calcaire du Seuil du Poitou, sont souvent recouverts par un résidu d'altération (*Aj*...) localement colluvionné (exemple : *Aj2Cp*, pour une altérite issue des Calcaires ponctués de Saint-Maixent). L'épaisseur de ces altérites atteint souvent 10 à 12 m et sont en général constituées d'éléments subanguleux

de calcaires silicifiés, de silex et de morceaux d'accident siliceux des calcaires d'âge Bajocien à Bathonien, empâtés dans une matrice argileuse, localement plus ou moins silteuse à sableuse, de couleur rougeâtre. Par endroits, le lessivage des argiles et des fines par ruissellement conduit à un enrichissement notable en débris silicifiés, formant des accumulations plus ou moins colluvionnées ayant l'aspect de « grèzes ».

Localement, sur les parties hautes où affleurent les calcaires bajociens, bathoniens ou calloviens, les altérites argileuses s'enrichissent en pisolites d'oxydes de fer (*A...*[1]) et s'appauvrissent en silicifications et silex.

Les accumulations de pisolites peuvent constituer de véritables « cuirasses gravillonnaires » comme près de Sepvret, Préconseil, Pié-Barbé, la Garenne, Bellevue, sur substrat Bajocien, ou bien comme au Bois de Saint-Hilaire, Narbonneau, sur substratum callovien.

Au bois du Fouilloux et au Mont Alaric (commune de Sainte-Eanne), les Calcaires lacustres rupéliens silicifiés et meuliérisés 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, près de Pillac et au Nord de Soudan, par un ensemble limoneux de 50 à 80 cm brun rougeâtre à la base, à ocre-jaune à rougeâtre vers le sommet (*A j...*[2]). 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.

Lorsque le substrat n'est pas connu, les altérites ont été représentées par une notation compréhensive. Les contours des différentes altérites ont été représentés par un trait en tiretés car les limites sont le plus souvent hypothétiques.

S. Silicification et meuliérisation (âge indéfini, probablement polyphasé). Des phénomènes de silicification et de meuliérisation ont été observés sur la carte Saint-Maixent-l'École. Les silicifications affectent surtout les calcaires d'âge Bajocien à l'Est de Celle-sur-Belle. Sur la carte

Melle, immédiatement au Sud, les terrains plienschbachiens et toarciens sont également silicifiés, apparemment dans la masse. Cette silicification semble liée à la fracturation et aux minéralisations affectant la couverture sédimentaire. D'autre part, les calcaires bajociens silicifiés ont subi une légère meulièrement postérieure. À l'inverse, les calcaires silicifiés toarciens et plienschbachiens ne portent pas les marques de cet épisode d'altération.

Les calcaires rupéliens du graben de Saint-Maixent-l'École montrent aussi une intense silicification, avec en particulier des moules d'oogone de characées, sur la majeure partie des affleurements. À la différence des silicifications affectant les dépôts jurassiques, les calcaires lacustres silicifiés rupéliens sont souvent fortement meulièrement, avec des rubéfactions très colorées dans les teintes jaunes, rouges et violacées.

Quaternaire

SG. Grèzes (Tardiglaciaire à Actuel). Au Sud de Bougon, un placage a été préservé ; il est constitué de petits débris anguleux de Calcaires argileux de Pamproux d'âge Callovien, avec une matrice argilo-limoneuse. Cette formation, apparemment sans structure, semble résulter de la gélifraction des calcaires calloviens sous climat périglaciaire.

SC. Dépôts de versants : argile brun rougeâtre à débris anguleux polygéniques (Tardiglaciaire à Actuel probable) (quelques mètres à 23 m). Les bordures relativement abruptes du graben de Saint-Maixent-l'École sont empâtées par des formations superficielles issues des calcaires bajociens et bathoniens des plateaux avoisinants, mêlées à des altérites de ces calcaires. Ces dépôts, mis en place sous climat périglaciaire, puis repris par colluvionnement, sont constitués de débris subanguleux variés, à nombreux éléments de calcaires silicifiés, noyés dans une matrice argilo-limoneuse brun rougeâtre. Le parti a été pris de représenter ces formations par une surcharge en pointé et contours tiretés, pour ne pas masquer les observations faites sur le substrat et les talus du graben. La mise en place sous climat périglaciaire est confortée par l'observation de phénomènes de cryoturbation à proximité (carrière du Moulin à Vent). Localement, ces dépôts peuvent atteindre 23 m d'épaisseur comme dans le forage de « le Rochereau » à l'Ouest de Lezay.

Cv. Colluvions de fond de vallon sec et cônes de déjection associés (Tardiglaciaire à Actuel ?) (quelques mètres). Ces dépôts mixtes comblent en général le fond des vallons et se raccordent au réseau fluvial récent ou d'âge Pléistocène supérieur. Ils sont essentiellement composés de matériel argilo-limoneux à débris polygéniques issus des terrains environnants.

Près des hameaux de Grand Geay et de Paillé, ainsi qu'au bois de Fouilloux et au Nord-Ouest de Villedieu-de-Comblé, des cônes de déjection sont dirigés vers l'axe du graben de Saint-Maixent-l'École. La lithologie de la formation est représentée par le remaniement des terrains environnants et de leurs altérites. L'âge de la mise en place de ces colluvions est probablement attribuable à la phase tardiglaciaire du Quaternaire.

Fz. Alluvions modernes : argiles limoneuses à sableuses à galets polygéniques (Holocène à Actuel). L'ensemble des vallées est occupé par une couche relativement mince d'alluvions fluviales argilo-limoneuses à sableuses, à éléments polygéniques de reprise des formations du socle métamorphique et cristallin et de la couverture, avec cependant une majorité de graviers et galets calcaires plus ou moins silicifiés (accidents siliceux des calcaires et calcaires silicifiés des profils d'altération).

X. Dépôts anthropiques. Ce sont des accumulations de terre et remblais divers calcaires, temporaires ou définitifs, résultant de l'activité agricole ou industrielle.

CONDITIONS DE FORMATION DES ENTITÉS GÉOLOGIQUES

ROCHES MÉTAMORPHIQUES

Nature des protolites

. **Formations paradérivées.** Aucun échantillon n'a fait l'objet d'analyse chimique. Toutefois, il est admis que les micaschistes à biotite ou à deux micas et grenat de l'unité du Haut-Bocage vendéen ($b\xi^1$) – qui se composent notamment de faciès peu ou très peu recristallisés (voir feuilles Chantonay et les Herbiers) où le caractère sédimentaire originel (*cf.* stratification, sédimentation séquentielle, figures de base de banc, granoclassement...) peut y être décelé (Marchand, 1975 ; Wyns, 1980 ; Poncelet, 1993) – dérivent d'une série détritique hétérogène à caractère mixte grauwacko-pélimitique.

Par ailleurs, l'étude lithostratigraphique de l'unité de Chantonay (Wyns, 1980 ; Bouton, 1990) a montré que les métagrauwackes et les métapélites de la Formation du Bourgneuf (keB) sont à l'origine des dépôts immatures de cône sous-marin, pénécotemporains d'un magmatisme acide et basique, qui se traduit par la mise en place de sills rhyolitiques et doléritiques. Les Ignimbrites de la Châtaigneraie (ip), sus-jacentes, témoignent d'un épisode volcanique explosif avec émissions de produits pyroclastiques (*op. cit.*). Enfin, le Quartzite de la Châtaigneraie (O_2), transgressif sur les ignimbrites précitées, est une formation arénacée qui atteste une sédimentation marine en contexte de plateforme à forte énergie hydrodynamique (*op. cit.*).

Les faciès de l'unité de Roc Cervelle présentent des caractéristiques sédimentaires comparables à ceux de la Formation du Bourgneuf.

. **Formations orthodérivées.** Les orthogneiss de la Formation de Soudan à reliques de HP ($O\zeta^1$) et les orthogneiss de l'unité de l'Hermitain ($O\zeta^2$) montrent parfois une texture amygdalo-rubanée liée à la présence de phénoclastes de feldspath potassique. Une telle texture plaide en faveur du caractère orthodérivé de l'un et de l'autre : ils sont probablement issus de plutons acides à texture *pro parte* porphyroïde. Par ailleurs, la présence d'enclaves de matériel paradérivé dans les orthogneiss de l'unité de l'Hermitain renforce cette hypothèse.

Âge des protolites

. **Formations paradérivées.** Aucune datation radiométrique n'est disponible sur le territoire de la feuille Saint-Maixent-l'École. De plus, hormis les formations de l'unité de Chantonay qui, du point de vue stratigraphique, peuvent être calées par des niveaux fossilifères et des datations radiométriques (Formation du Bourgneuf et Ignimbrites de la Châtaigneraie, respectivement Cambrien supérieur et Cambrien supérieur-Trémadoc) ou assimilées à des formations d'âge connu de Bretagne méridionale (Quartzite de la Châtaigneraie, Ordovicien inférieur, *cf.* Arénig), l'âge des sédiments, azoïques, qui ont donné naissance aux formations métamorphiques des différentes unités est rigoureusement inconnu : Néoprotérozoïque supérieur ? Paléozoïque inférieur ? Seule, peut-être, l'unité du Haut-Bocage vendéen, dont la structuration majeure serait scellée par l'intrusion du Granite de Pouzauges (isochrone Rb-Sr sur roches totales à 483 ± 22 Ma ; Wyns et Le Métour, 1983) pourrait dériver d'une série sédimentaire d'âge néoprotérozoïque supérieur. Toutefois, certaines caractéristiques lithologiques permettraient de la rapprocher de certains faciès de l'unité de Chantonay pour lui assigner un âge paléozoïque inférieur (au moins *pro parte*) (Poncet, 1993).

. **Formations orthodérivées.** La remarque formulée ci-avant vaut également pour les formations orthogneissiques. Toutefois, il est probable que les orthogneiss à reliques granulitiques de la Formation de Soudan ($O\zeta^1$) et les orthogneiss de l'unité de l'Hermitain ($O\zeta^2$) qui selon toute vraisemblance constituent l'équivalent de ceux reconnus dans l'unité autochtone du Complexe les Essarts-Mervent (voir, par exemple, Wyns *et al.*, 1984), appartiennent à l'ensemble des orthogneiss sud-armoricains et limousins issus de plutons granitiques de typologie chimique variée que les âges radiométriques, compris entre 555 et 405 Ma, permettent de rapporter à un événement varisque précoce (Lameyre et Autran, 1980).

Divers types de métamorphisme

. **Reliques d'un métamorphisme de type « granulites de HP »**. Dans les orthogneiss de la Formation de Soudan ($O\zeta^1$), la présence de minéraux comme le disthène, en fragments peu abondants à forte déformation interne (extinction onduleuse) dispersés dans la trame quartzo-feldspathique, ou certains cristaux de grenat ayant subi une granulation dans la foliation et l'abondance des phénoclastes de feldspath potassique micropertthitique en voie de recristallisation attestent l'existence d'une paragenèse relique. Ces minéraux clastiques témoignent d'un assemblage minéralogique primaire de type $Qtz + Kfs + Grt + Ky$, compatible avec les conditions P-T du « HP-granulites subfacies » (De Waard, 1965).

. **Métamorphisme synschisteux (ou synfolial)**. Toutes les formations métamorphiques cartographiées sur le territoire de la feuille Saint-Maixent-l'École ont en commun une schistosité de flux ou une foliation, unique, mais qui n'a pas, d'une unité à l'autre, la même signification (tectonique tangentielle, tectonique transcurrente ou plissement synschisteux à grande échelle), ni le même âge (Néoprotérozoïque supérieur [?], Dévonien moyen-supérieur ou Carbonifère inférieur-moyen).

Dans l'unité du Haut-Bocage vendéen et dans l'unité de l'Hermitain, cette anisotropie planaire est soulignée par la cristallisation de biotite, de grenat et, localement, de sillimanite (micaschistes, paragneiss et orthogneiss) ou d'amphibole et de plagioclase (amphibolites) qui évoquent un métamorphisme barrowien (MT-MP).

Dans l'unité de Chantonay et dans l'unité de Roc Cervelle, elle est caractérisée par la présence du couple chlorite-séricite.

. **Anatexie**. Dans l'unité de l'Hermitain, une fusion partielle s'est localement développée au sein des faciès paragneissiques ($P\zeta^2 M$). Elle signale que l'isograde « + sillimanite » a été franchi. De faible intensité, elle se traduit par l'individualisation de leucosomes quartzo-feldspathiques à texture isométrique équante qui confèrent aux roches l'aspect de métatexités à structure stromatitique ou à structure rubanée.

. **Rétromorphose**. Dans les micaschistes à biotite ou à deux micas et grenat de l'unité du Haut-Bocage vendéen ($b\zeta^1$), situés le long de l'accident de Parthenay, la biotite est très souvent chloritisée. Cette rétro-morphose est probablement liée au jeu hercynien de l'accident en question.

ROCHES MAGMATIQUES

Sur le territoire couvert par la feuille Saint-Maixent-l'École, le pluton leucogranitique de Ménigoute ($\rho\gamma^2$) n'apparaît que très peu. De plus, il porte systématiquement l'empreinte d'une déformation à l'état solide, plus ou moins intense. Il n'a donc pas fait l'objet d'analyses géochimiques.

Cependant, sur la feuille Mazières-en-Gâtine (n° 588), où il affleure dans de bonnes conditions, un échantillonnage a été réalisé en 1991. Des analyses géochimiques (majeurs et traces) ont été effectuées par le CREGU (Vandœuvre-lès-Nancy) (Cuney *et al.*, 1992). De ces analyses, il ressort que ce granite à deux micas, \pm tourmaline, qui incorpore de rares enclaves mélanocrates à grain fin (1 à 3 mm), riches en biotite, offre des teneurs moyennes en SiO₂ élevées (72,66 %) et en CaO faibles (0,71 %) ainsi qu'un rapport moyen Al₂O₃/CaO + Na₂O + K₂O (1,66) typiques des intrusions péralumineuses.

Ce pluton fait partie des granitoïdes hercyniens du Domaine sud-armoricain (*cf.* Mortagne-sur-Sèvre, Moulins-les-Aubiers-Gourgé, la Peyratte, Parthenay...) associés au fonctionnement, en décrochements dextres, d'accidents majeurs, de direction N110 à N155 : ces accidents ont guidé l'ascension de magmas acides d'origine crustale en contexte de collision intercontinentale au Viséo-Namurien, soit l'intervalle compris entre 350 et 315 Ma (période néo-varisque I au sens de Ledru *et al.*, 1989). Il appartient au groupe des « granitoïdes de collision post-épaississement » de Lagarde *et al.* (1992).

L'ACCIDENT DE PARTHENAY

L'accident de Parthenay (Poncet, 1993) fait partie des accidents majeurs cartographiés en Domaine sud-armoricain. Il a été identifié à l'Est de Nanteuil où il interfère avec l'Accident d'Exireuil. C'est une zone de fracture crustale étroite et complexe, déterminée par la juxtaposition de décrochements sub-parallèles disposés en échelons à droite.

En surface, cet accident est clairement identifiable sur 45 km environ, d'Amailloux au NNW (voir feuille Parthenay n° 565), à Nanteuil au SSE. Au-delà, les assises du Jurassique inférieur-moyen et les formations continentales du Cénozoïque interdisent toute observation directe du substratum. Néanmoins, l'analyse des cartes gravimétriques à 1/320 000, n° 17 (Nantes) et n° 21 (la Rochelle), ainsi que l'interprétation de données aéromagnétiques (Colchen *et al.*, 1997) suggèrent l'existence d'une discontinuité crustale sub-rectiligne et verticale dans le prolongement de

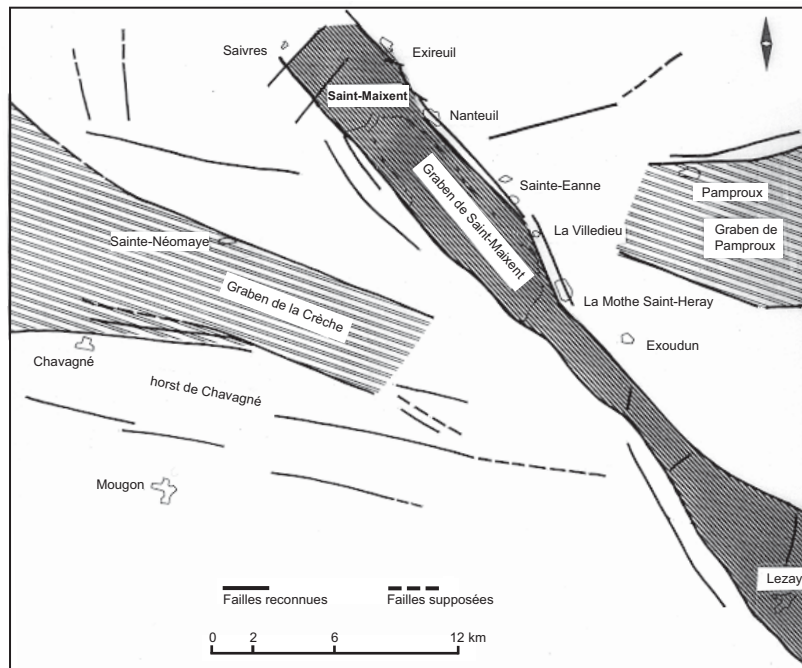


Fig. 11 - Saint-Maixent-l'École : schéma structural de la carte.

On y reconnaît : 1 : le graben de Saint-Maixent, de Pamproux et de la Crèche et le horst de Chavagné encadrés par des failles WNW-ESE. Des placages de sédiments récents ne permettent pas de suivre ces structures vers l'Est, qui semblent décalées en senestre par les failles NW-SE qui encadrent le graben

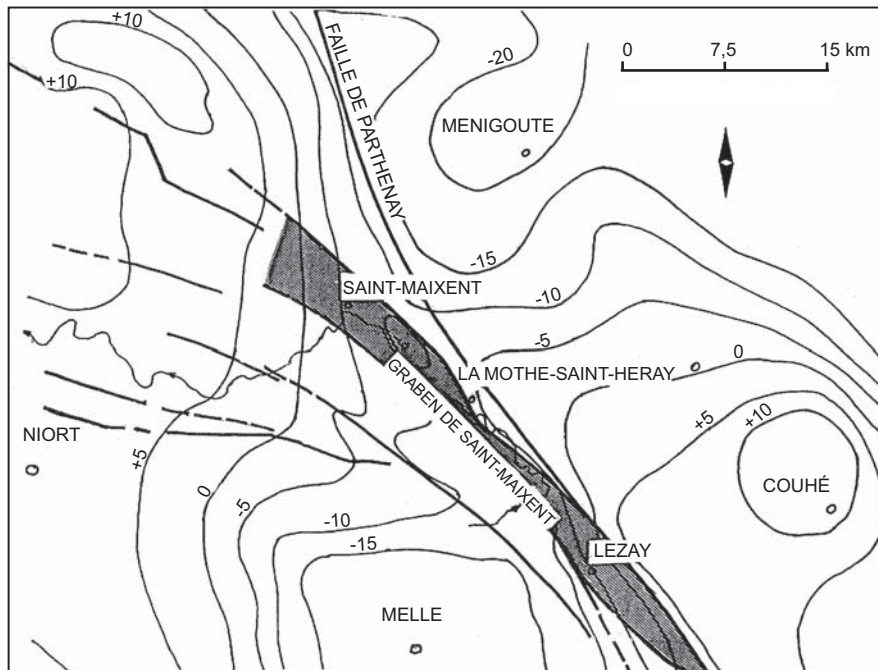


Fig. 12 - Saint-Maixent-l'École : carte gravimétrique simplifiée extraite de la carte gravimétrique de Nantes (BRGM, 1963).

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

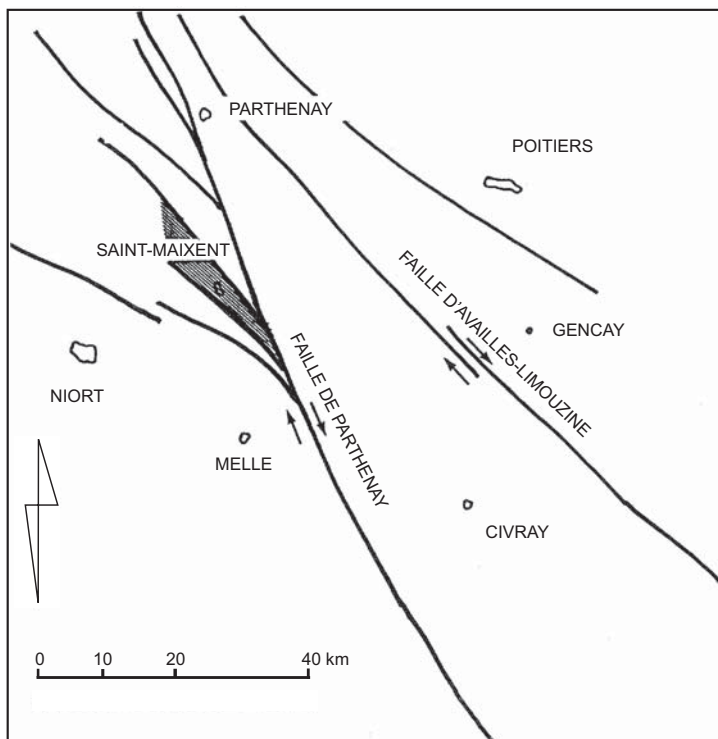


Fig. 13 - Cadre structural du graben de Saint-Maixent-l'École.

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

l'accident de Parthenay pour le moins jusqu'à la Rochefoucauld (Charente). Au total, l'accident de Parthenay se développerait sur près de 120 km.

De direction moyenne N155, il induit la déformation à l'état solide d'une lame granitique qui constitue probablement un copeau tectonique issu du Granite de Ménigoute. Cette déformation, non-coaxiale, s'effectue en régime cisailant dextre. Les critères de cisaillement significatifs sont homogènes et univoques à toutes les échelles d'observation, depuis la dissymétrie de formes des micas ou des cristallisations syncinématiques en zones abritées développées autour des minéraux relictuels, jusqu'à la configuration des trajectoires de la déformation finie (foliation mylonitique).

Le jeu dextre de cet accident en climat ductile a accompagné la mise en place du Granite de Parthenay (Poncet, 1993) qui présente de nombreuses affinités pétrographiques et géochimiques avec certaines intrusions (leuco)granitiques des segments hercyniens voisins (Bretagne méridionale et Limousin) dont les âges radiométriques sont compris entre 350 et 315 Ma (*e.g.* Bernard-Griffiths *et al.*, 1985). Selon toute vraisemblance, cet épisode se place dans l'intervalle Viséen-Namurien.

À la déformation ductile se surimpose une déformation fragile (*cf.* post-Wesphalien ?) qui se marque par une importante bréchification du matériel granitique et des formations métamorphiques contiguës.

ANALYSE STRUCTURALE ET ÉVOLUTION TECTONIQUE

DONNÉES STRUCTURALES

Le graben de Saint-Maixent-l'École est la principale structure exprimée sur cette feuille. 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-delà, hors des limites de la carte, cette structure se poursuit en direction jusqu'à la faille de Parthenay (fig. 11, 12 et 13).

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 Pamroux au Nord-Est, graben de la Crèche et horst de Chavagné au Sud-Ouest.

Les accidents représentés ont été le plus souvent déduits à partir de la cartographie des formations mésozoïques. Les accidents observés l'ont été principalement en limite et en bordure du fossé de Saint-Maixent-l'École.

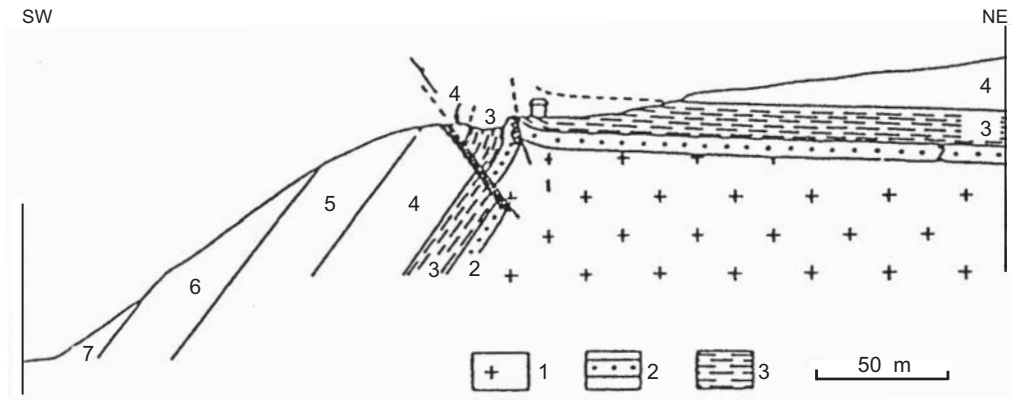


Fig. 14 – Coupe transversale du bord nord du fossé de Saint-Maixent-l'École (d'après Gabilly, 1978).
 1 : socle ; 2 : Pliensbachien ; 3 : Toarcien et Aalénien ; 4 : Bajocien ; 5 : Bathonien ; 6 : Callovien ; 7 : Oxfordien

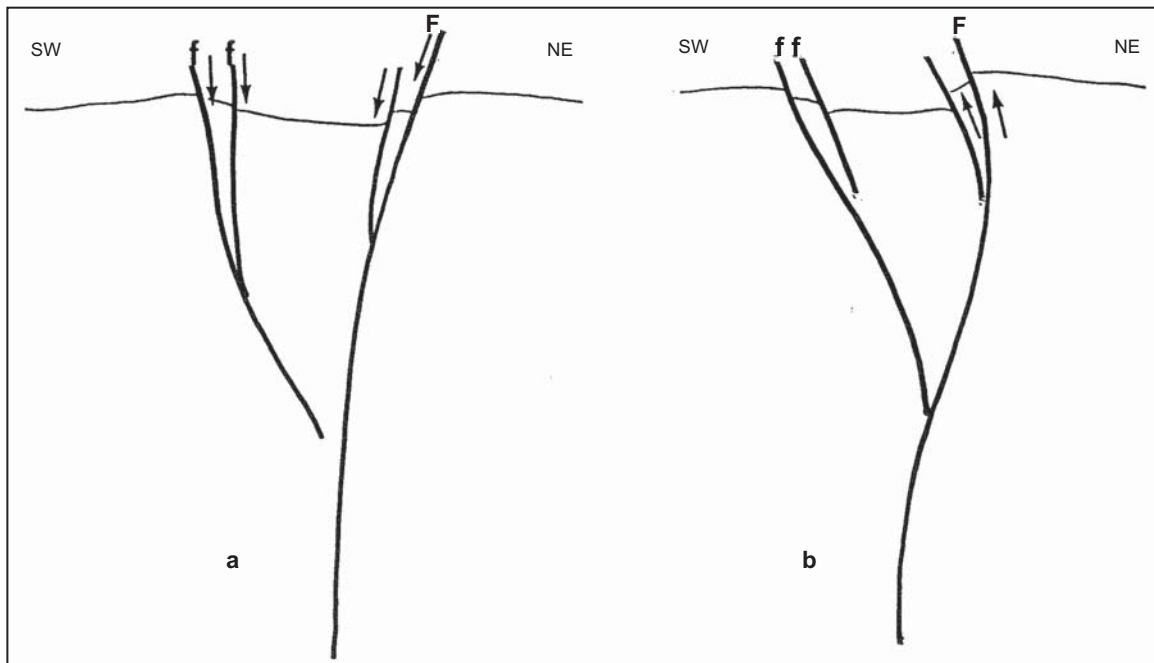


Fig. 15 - Saint-Maixent-l'École : schémas interprétatifs.

F : faille majeure directement héritée du socle ; f : failles secondaires en disposition anastomotique ; a : jeu en failles normales des failles N120 lors de l'extension NE-SW ; b : rejeu en failles inverses lors des épisodes en compression ultérieurs

Par ailleurs, la présence de failles sur le terrain est le plus souvent révélée par un basculement brutal des couches, en bordure est du graben notamment (fig. 14 et 15), couches qui ailleurs sont horizontales.

La tectonique développée dans les formations de la couverture correspond essentiellement à des mouvements verticaux et localement des déplacements horizontaux comme en témoignent les stries horizontales observées sur les miroirs de failles.

Les données géophysiques disponibles, cartes des anomalies de Bouguer et des variations du champ magnétique résiduel (Autran *et al.*, 1976 ; Cassard *et al.*, 1997 ; Colchen *et al.*, 1997 ; Rolin *et al.*, 1997 ; Virlogeux *et al.*, 1997) apportent d'intéressantes données sur la structure de la croûte continentale à l'aplomb de la carte de Saint-Maixent-l'École. M. Burbaud-Vergneaud (1987) a déjà 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 (fig. 12). 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 (fig. 13).

Le graben de Saint-Maixent-l'École, individualisé dans les formations jurassiques datées du Lias au Kimméridgien inférieur, 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 où le Jurassique supérieur a été reconnu ; ces deux secteurs étant séparés au Sud-Ouest d'Exoudun par une zone plus étroite et plus haute individualisée dans les calcaires du Dogger (fig. 11). 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. Le substrat hercynien est visible à l'extrémité nord-ouest à Exireuil et Saivres et également en bordure sud-ouest à l'Ouest de la Mothe-Saint-Heray.

Dans la morphologie, ce graben se traduit au Nord-Ouest par une dépression empruntée par la Sèvre Niortaise, du Sud de la Mothe-Saint-Heray à Saint-Maixent-l'École. Au Nord-Est, d'Exireuil à Sainte-Eanne, on relève des cotes comprises entre 153 et 127 m, puis après un brusque ressaut bien marqué de Nanteuil à la Mothe-Saint-Heray, les points cotés dans le graben même indiquent des altitudes comprises entre 68 et 100 m. Par contre, la bordure sud-ouest présente une morphologie moins contrastée. Ainsi, ces 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.

Les données structurales concernent principalement la bordure nord-est du graben où la fracturation a pu être étudiée en plusieurs localités : Nanteuil, Sainte-Eanne, la Villedieu-de-Comblé, Exoudun (Burbaud-Vergneaud, 1984 et 1987 ; Bouton *et al.*, 1992 ; complétées récemment par M. Colchen). Des données concernant le socle ont été recueillies à proximité d'Exireuil (Burbaud-Vergeaud, 1987 ; Bouton, 1987) et à l'Ouest de Sainte-Eanne pour les calcaires oligocènes (Bouton *et al.*, 1992).

La 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 (coupe fig. 14, extraite de Gabilly *et al.*, 1978). Au Sud de Sainte-Eanne au lieu-dit les Hauts-de-Rochefort, une carrière ouverte dans les calcaires à silex du Bajocien permet d'observer cette zone de fracture caractérisée, à l'Ouest de la carrière, par un basculement des couches et une fracturation intense.

L'analyse de la fracturation exprimée à l'échelle de l'affleurement en bordure nord-est du graben met en évidence :

- une distribution des failles selon trois directions dominantes (fig. 16 ; 364 mesures), W-E, WNW-ESE et NW-SE et, de façon moins accentuée à NNE-SSW. On notera que les directions W-E à WNW-ESE sont bien exprimées à l'échelle cartographique (fig. 11), alors que les failles NW-SE sont surtout reconnues de part et d'autre du graben de Saint-Maixent-l'École ;
- à Nanteuil (fig. 17 ; 103 mesures), une extension NE-SW (N60-N70) par rapport à des failles normales N110-N120 selon un dispositif antithétique ; deux directions de compression, sub-méridienne révélée par des stylolites à N178-N015 ; E-W, avec des décrochements N78-N95 dextres, et N118-N135 senestres et des stylolites N 92-N100 ;
- en bordure de la N11, dans le virage qui précède la descente sur Saint-Maixent-l'École, on peut observer le basculement des strates du Bajocien selon un dispositif déjà figuré par J. Gabilly *et al.* (1978) que l'on peut interpréter en envisageant la succession d'une phase de distension puis de compression ; les failles normales liées à la distension jouant en failles inverses lors de la seconde phase (fig. 16). Un système de décrochements de direction N180 à N40 senestres et N120-130 dextres, reconnu avec les mêmes caractéristiques sur le plateau et dans la zone basculée, témoigne d'une phase de compression NW-SE postérieure à ce basculement ;
- à Sainte-Eanne (fig. 17 ; 73 mesures), deux directions d'extension : NNE-SSW par rapport à des failles normales N100-150 et WNW-ESE pour

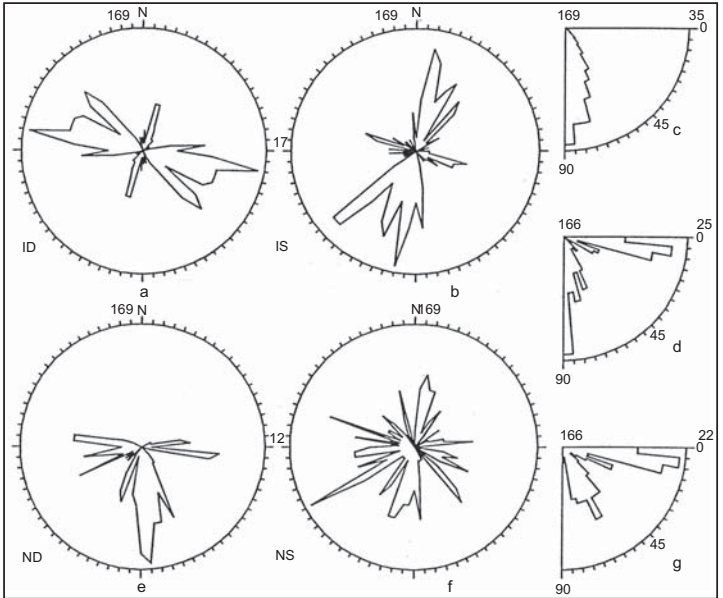
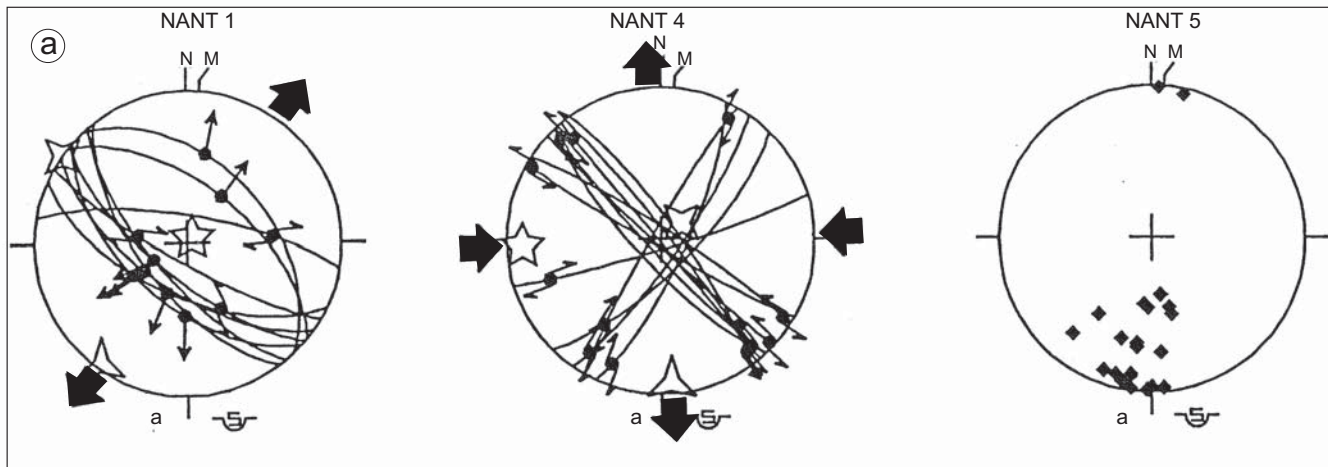
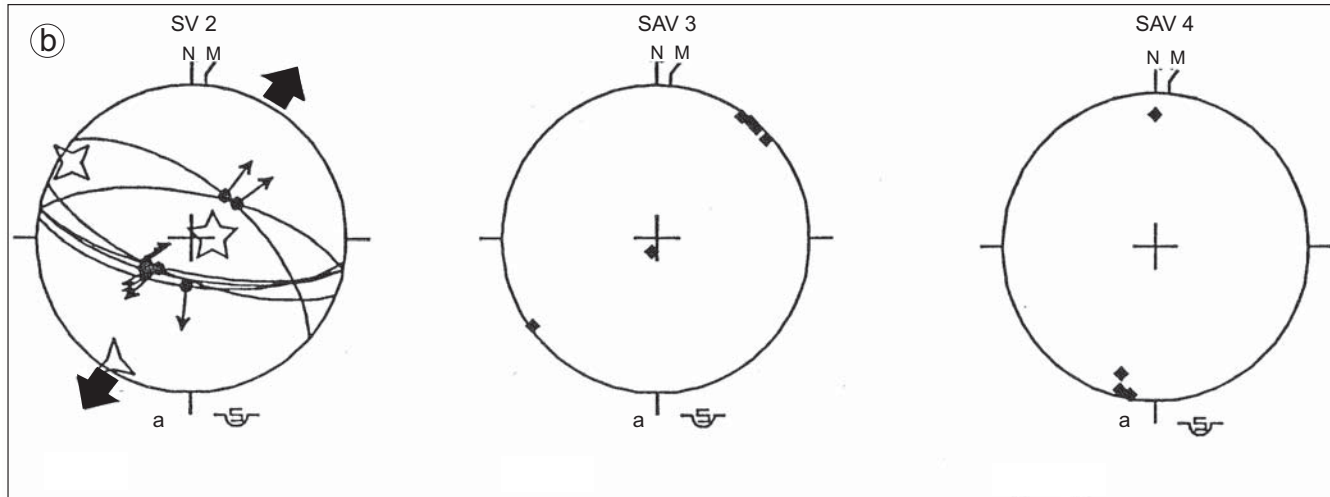


Fig. 16 - Saint-Maixent-l'École : rosaces directionnelles des failles mesurées dans les différentes stations.

a : orientations des failles avec deux dominantes ; W-E à NW-SE et NNE-SSW ; b : direction des pendages ; c : pendage des failles ; d : pitches des stries mesurées, proches de l'horizontale pour les failles de décrochement et de la verticale pour les failles normales ; e : les types de failles : ND et NS : failles normales dextres et senestres, ID et IS, failles inverses dextres et senestres, ici il s'agit essentiellement de failles normales et de failles de décrochement, les failles NW-SE du graben ayant le plus souvent rejoué en failles normales ; f : orientation des stries ; g : inclinaison des stries sur un plan vertical





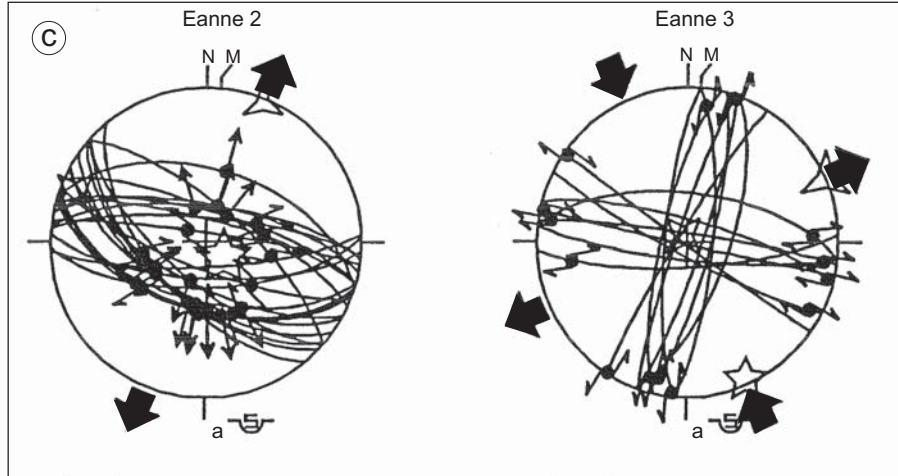


Fig. 17 (a, b, c) - Saint-Maixent-l'École : exemples de calculs des directions principales de contraintes (méthode Angelier, 1991 et 1994).

σ_1 , étoile à cinq branches ; σ_2 , étoile à 4 branches ; σ_3 , étoile à 3 branches. Projection hémisphère inférieur. Mesures effectuées par P. Bouton (1990), complétées par M. Colchen (2000). Calculs concernant le graben de Saint-Maixent : extension NE-SW à Nanteuil (NANT1), Saivres (SV2) et Sainte-Eanne (Eanne2) ; compression E-W à Nanteuil (NANT4) ; compression NE-SW matérialisée par des pics stylolitiques à Nanteuil (NANT5) et Saivres (SAV4) ; compression à Saivres (SAV3) ; compression NW-SE à Sainte-Eanne (Eanne3)

des failles normales N15 et N40 très nombreuses ; une direction de compression : NW-SE avec des failles de décrochement N90-N120 dextres et N180-N020 senestres ;

– *en bordure de l'autoroute* au Nord de Sainte-Eanne, M. Burbaud-Vergneaud (1987) a observé quelques failles inverses N70-N110 qui témoignent d'une compression sub-méridienne et de nombreuses stries stylolitiques de direction N10-N25 dont les pics, lorsque la stratification est horizontale ont un plongement de 5° vers le Sud mais est de 45° vers le Sud-Ouest dans la zone de basculement des couches, montrant ainsi que celui-ci est postérieur à la compression sub-méridienne ;

– à *Villedieu-le-Comblé* (10 mesures), une direction d'extension NE-SW par rapport à des failles normales N120-N110, et deux directions de compression : sub-méridienne avec des failles de décrochement N165 dextres et N32-50 senestres et NE-SW pour des failles N70-N80 senestres et N180 dextres ;

– à *Exoudun*, une direction d'extension NE-SW pour des failles normales N120, deux directions de compression, NW-SE avec un système de décrochement N85-130 dextres et N010-N040 senestres et sub-méridienne selon des stylolites N20-N30 et des failles inverses E-W.

En résumé, les faits reconnus en bordure nord-est du graben témoignent d'une tectonique cassante polyphasée caractérisée par :

– ***une extension NE-SW et une compression sub-méridienne***, reconnue dans toutes les stations ;

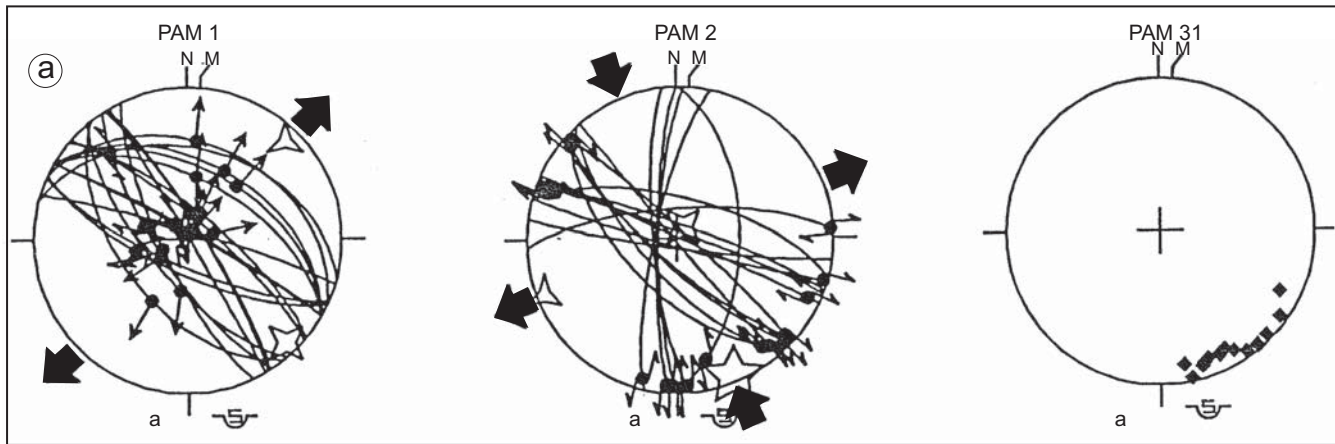
– ***deux directions de compression NW-SE et NE-SW***, reconnues à Nanteuil, Nationale 11, Sainte-Eanne et Exoudun ;

– ***une direction d'extension W-E***, reconnue seulement à Sainte-Eanne.

D'autres mesures ont été effectuées :

– *dans les calcaires lacustres* et les meulières rapportés à l'Oligocène moyen-supérieur, dans la tranchée de la voie du chemin de fer au lieu-dit la Chapelle-Sainte-Eanne, où les calcaires apparaissent fracturés selon plusieurs directions (N120, N90, N180), mais les plans de fractures sont peu nombreux et non striés, ce qui rend aléatoire l'étude de cette fracturation (Bouton, 1990) ;

– à *Pamproux*, où ont été reconnues (fig. 18 ; 102 mesures) : une direction d'extension NE-SW correspondant à un système de failles normales N100 à 150 de même direction que celle des failles qui limitent le graben de Pamproux, graben où affleure l'Oxfordien à des altitudes comprises entre 94 et 106 m, dépression encadrée par des affleurements de Callovien à des altitudes comprises entre 127 et 157 m au Nord-Est et 117 et 125 m. au Sud-Ouest ; deux directions de compression, NNW-SSE avec un système de décrochements conjugués N82-130 dextres et N170-176 senestres et des stylolites N112-165, et NE-SW matérialisée par des stylolites N40-N65 ;



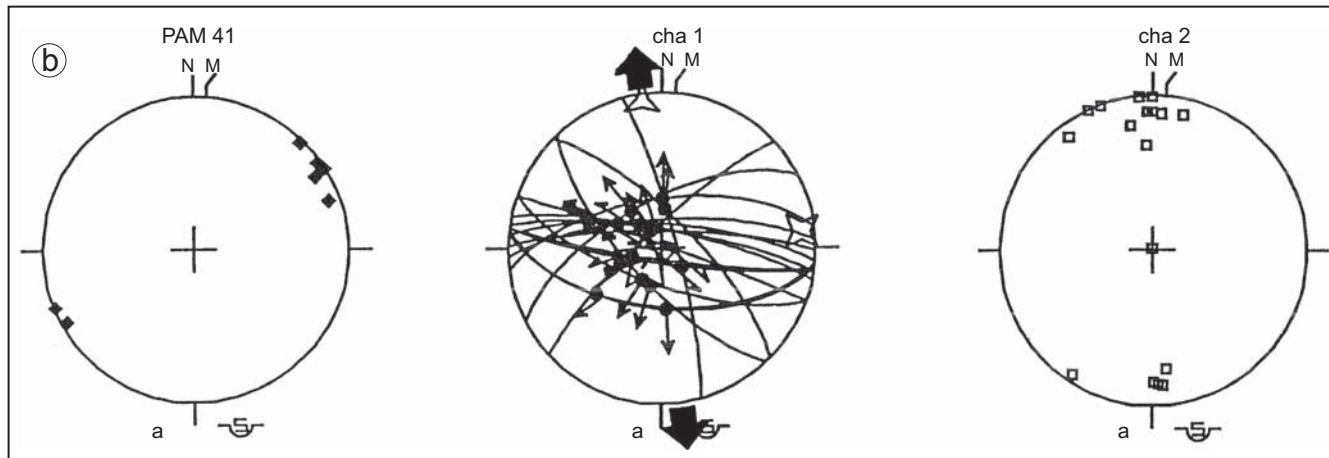
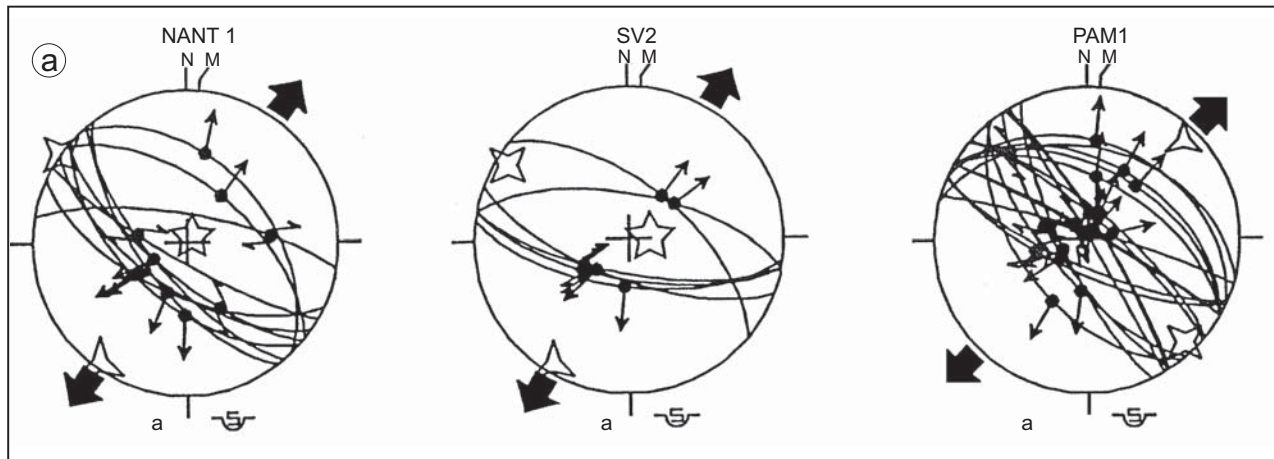


Fig. 18 a et b - Saint-Maixent-l'École : exemples de calculs des directions principales de contraintes (méthode Angelier, 1991 et 1994).
 Extension NW-SE à Pamroux (PAM1) ; extension N-S à Chavagné (cha1, faille normale, cha2 pôles des fentes de tension) ; compression NW-SE à Pamroux (PAM2 et PAM31) ; compression NE-SW (stylolithes) à Pamroux (PAM41)



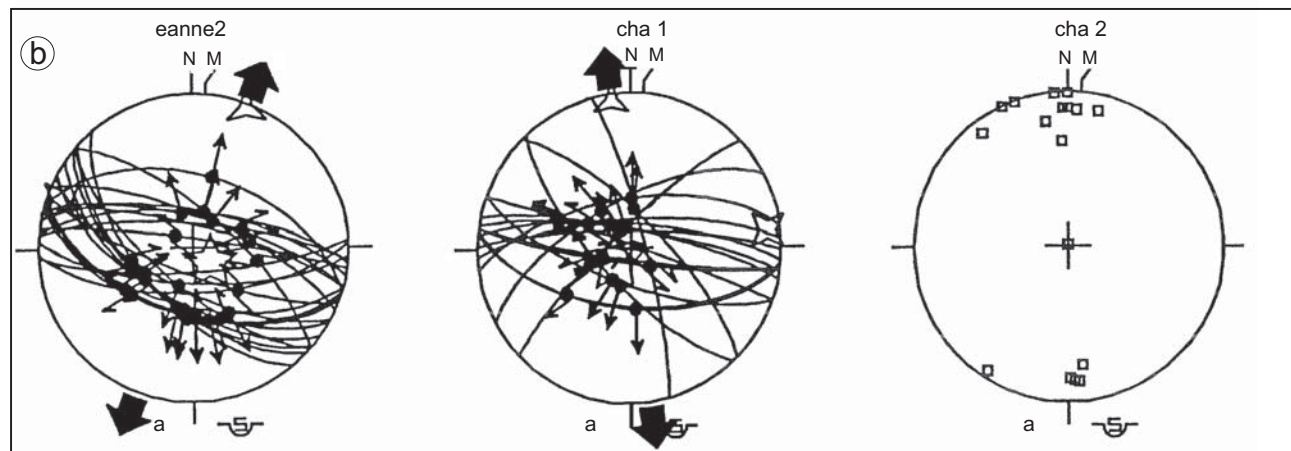
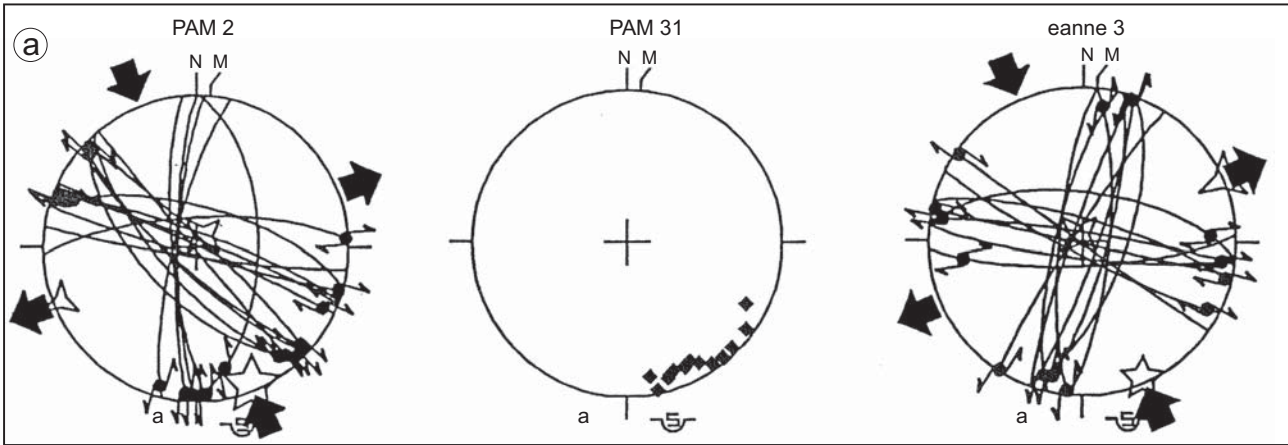
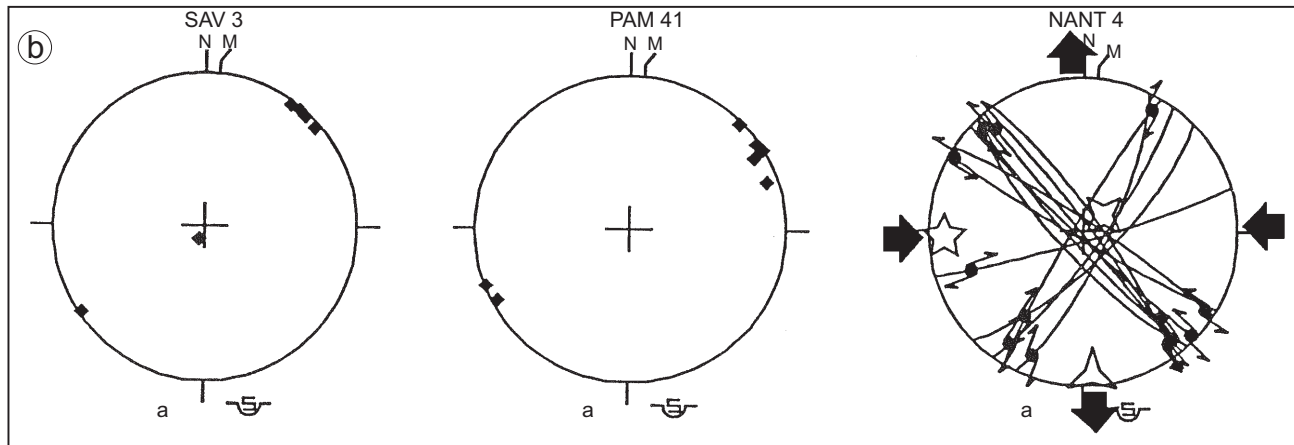


Fig. 19 a et b - Saint-Maixent-l'École : exemples de calculs des directions principales de contraintes (méthode Angelier, 1991 et 1994).
Principales directions d'extension : NE-SW à Nanteuil (NANT1), Saivres (SV2), Pamproux (PAM1) et Sainte-Eanne (2) ; N-S à Chavagné (cha1 et 2)





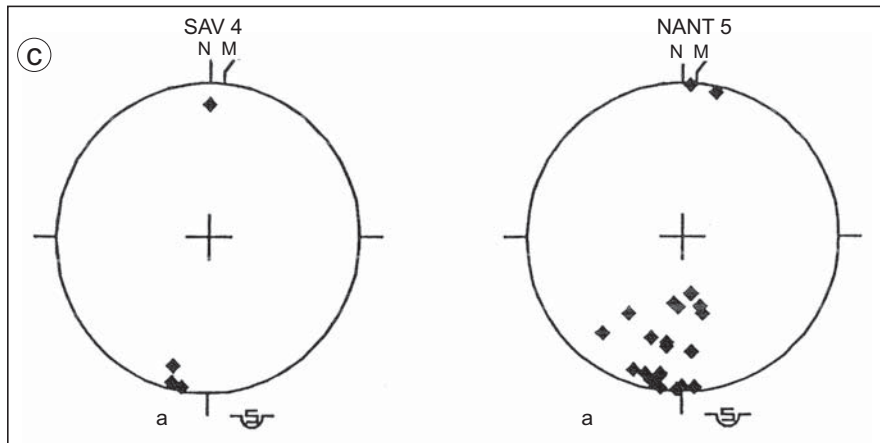


Fig. 20 a, b, c - Saint-Maixent-l'École : exemples de calculs des directions principales de contraintes (méthode Angelier, 1991 et 1994).

Principales directions de compression : NW-SE à Pamproux (PAM2 et PAM31) et Sainte-Eanne (eane3) ; NE-SW à Pamproux (PAM41) et Saivres (SAV3) ; E-W à Nanteuil (NANT4) ; N-S à Saivres (SAV4) et Nanteuil (NANT5)

Saivres, dans des calcaires du Lias inférieur, on a relevé (fig. 17 ; 25 mesures) une direction d'extension NE-SW pour des failles normales N92-N106 et deux directions de compression sub-méridienne et NE-SW marquée par des stylolites N16-N50 ;

– à *Chavagné*, dans les assises du Lias et du Dogger (fig. 18), ont été relevées des failles normales et des fentes de tension qui témoignent essentiellement d'une tectonique en extension selon trois directions dominantes : sub-méridienne avec des failles normales N90-N105 et des fentes de tension N65-N118 ; NE-SW pour des failles normales N132-N160 bien exprimées régionalement (*cf.* carte, fig. 11) ; et NW-SE pour des failles normales N42-N57 ;

– à *Chavagné*, (fig. 17 ; 61 mesures), dans des assises du Lias, une direction d'extension subméridienne pour des failles normales N077-N105 et des fentes de tension de même orientation ;

– à *proximité d'Exireuil*, dans deux carrières ouvertes dans le socle hercynien, plusieurs directions de compression et d'extension ont été reconnues (Burbaud-Vergneaud, 1987 ; Bouton, 1990) :

- dans la carrière de *Donia*, ouverte en rive droite du Chambon, dans des grauwackes tufacés, des brèches et des dolérites rapportées au Cambrien supérieur, ont été reconnues deux directions de compression, NE-SW pour des décrochements N20 dextres et N70 senestres, NW-SE pour des décrochements N90-N110 dextres et N20 senestres ; une extension NE-SW avec des failles normales N120 et une extension E-W caractérisée par de nombreuses diaclases sub-méridiennes ;

- dans la carrière de la *Dimerie*, ouverte dans la vallée du Puits d'Enfer dans des grauwackes et des dolérites rapportées au Cambrien supérieur, plusieurs systèmes de failles ont été observés : des couloirs de failles normales N100-N140 déterminant une extension NE-SW, des systèmes de décrochements conjugués N20 dextres et N80-N90 senestres et N70-N80 dextres et N20 senestres déterminant respectivement deux directions de compression NE-SW et NW-SE. De nombreuses failles inverses disposées selon des systèmes en X plat ou en « poisson » témoignent d'une tectonique en compression liée certainement aux événements hercyniens.

En résumé, (fig. 19, 20 et 21), l'extension NE-SW a été reconnue dans la totalité des localités étudiées, deux autres directions d'extension WNW-ESE et N-S ont été reconnues seulement à Sainte-Eanne, Pamproux et N-S à Chavagné. Des 4 directions de compression mises en évidence, celles de direction N-S à sub-méridienne, NW-SE et NE-SW, l'ont été dans plusieurs localités, mais la compression E-W seulement à Nanteuil.

Les failles NW-SE qui encadrent le graben de Saint-Maixent-l'École se situent à l'aplomb de fractures individualisées dans le socle et reconnues en gravimétrie et magnéto-métrie (fig. 12 et 13), confirmant ainsi le fait, maintes fois constaté, d'un héritage structural entre les structures du socle et celles de la couverture qui lui est superposée.

Dans notre exemple, il est vraisemblable que l'accident majeur du socle se situe sous le faisceau de failles de la bordure nord-est du graben, là où précisément ont été enregistrés tous les épisodes de fracturation (fig. 15).

ÉVOLUTION TECTONO-MÉTAMORPHIQUE ANTÉ-VARISQUE (?) ET VARISQUE

L'étude pétrostructurale du socle de la feuille Saint-Maixent-l'École, comparée à celles réalisées dans l'unité de Chantonnay (Bouton, 1990), le complexe les Essarts-Mervent (Meidon, 1991) et le Haut-Bocage vendéen (Poncet, 1993), permet de montrer que les différentes formations cartographiées témoignent d'événements tectono-métamorphiques cadomiens (?) et hercyniens *sensu lato*.

Néoprotérozoïque supérieur (Briovérien)

Les micaschistes à biotite ou à deux micas et grenat de l'unité du Haut-Bocage vendéen ($b\xi^1$) sont aujourd'hui encore considérés comme appartenant à l'orogène cadomien (voir, par exemple, Chantraine *et al.*, 1996). Cependant, les relations schistogenèse - plutonisme calco-alcalin basique dans cette unité avait amené D. Poncet (1993) à proposer qu'ils témoignent plutôt de la période médio-varisque (*cf. infra.*).

Période éovarisque (Silurien)

Le seul témoin de cette période, placée vers 420 ± 20 Ma (Postaire, 1983 ; Pin et Peucat, 1986), serait le métamorphisme de HP-BT reconnu dans les orthogneiss de la Formation de Soudan ($O\xi^1$).

Période médio-varisque (Dévonien supérieur)

La structuration synschisteuse (zone à chlorite) de l'unité de Roc Cervelle (kRC) est liée à un épisode de déformation correspondant à une tectonique tangentielle (à vergence non définie) qui se place au Dévonien supérieur (Bouton, 1990). En tout cas, les métagrauwackes et les métapélites de cette unité présentent, sur la feuille Saint-Maixent-l'École une schistosité de flux, co-planaire de la stratification du matériel sédimentaire originel, dont

l'orientation est différente de celle qui caractérise les formations métamorphiques contiguës (e.g. unité de l'Hermitain).

C'est à la même période que se rapporte la schistogenèse des différentes formations de l'unité de Chantonnay (*op. cit.*).

Enfin, la rétomorphose sous faciès amphibolites de la paragenèse précoce de type « granulites de HP » identifiée dans les orthogneiss de la Formation de Soudan ($O\zeta^1$) se rapporterait à cette période durant laquelle ils sont soumis à une déformation par aplatissement rotationnel (Poncet, 1993). Dans cette hypothèse, ils seraient repris par une tectonique tangentielle (à vergence nord-est ?) selon une direction N65 en moyenne. Elle impliquerait la série détritique à l'origine des micaschistes à biotite ou à deux micas et grenat de l'unité du Haut-Bocage vendéen ($b\xi^2$) et s'accompagnerait du développement d'un métamorphisme barrowien de type MP-MT (*op. cit.*).

Période néo-varisque (Viséen–Namurien)

Cette période est marquée par le fonctionnement des accidents majeurs de direction N125 en moyenne (zone de cisaillement les Essarts–Mervent et accident de Secondigny), voire N155 (accident de Parthenay) en décrochements ductiles dextres. En liaison avec un raccourcissement régional $Z = \text{NNW-SSE}$ (Bouton, 1990 ; Meidom, 1991 ; Poncet, 1993), l'accident de Parthenay guide la mise en place de plutons péralumineux comme le Granite de Ménigoute ($p\gamma^2$) – et le Granite de Melle (?) – puis, en continuité, leur structuration à l'état solide dans des conditions de relativement haute-température (stabilité de la biotite). Les formations métamorphiques de l'unité de l'Hermitain (en particulier ξ^2 , $P\zeta^2M$ et $O\zeta^2$) – et les filons de granitoïdes associés ($\gamma 1$) – sont également structurés en contexte de cisaillement simple dextre et marqués de la cristallisation du couple Bt + Grt (la fusion partielle des faciès paragneissiques montrent que le métamorphisme a localement atteint l'isograde « + sillimanite »).

ÉVOLUTION TECTONIQUE

Chronologie relative et âge de la fracturation

Une chronologie relative des épisodes tectoniques reconnus dans le Seuil du Poitou a été proposée par M. Burbaud-Vergneaud (1987). Le tableau synthétique présenté (fig. 21) fait état de la succession de plusieurs épisodes de fracturation dont l'âge est envisagé par référence aux propositions de F. Bergerat (1985).

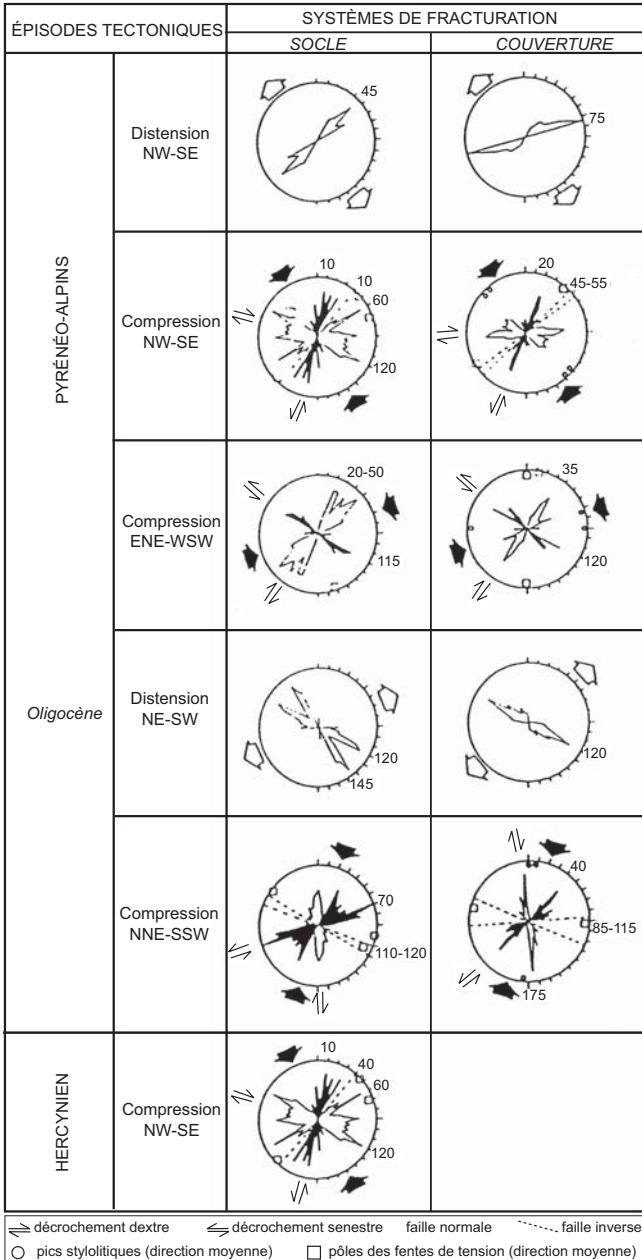


Fig. 21 - Chronologie relative des différents épisodes tectoniques reconnus dans le seuil du Poitou (selon Burbaud-Vergneaud, 1987)

L'étude de la fracturation à l'échelle de l'affleurement, menée en plusieurs stations, notamment sur la bordure nord-est du graben de Saint-Maixent-l'École, révèle que son individualisation a été précédée par un épisode compressif NNE-SSW (Burbaud-Vergneaud, 1987).

De notables variations d'épaisseur ont été constatées dans les assises jurassiques notamment pour le Callovien supérieur et l'Oxfordien inférieur qui, représentés dans la partie nord-ouest du graben par 7 m de marnes à ammonites pyriteuses, sont réduits à quelques centimètres de microconglomérats dans la région de Pamproux située à une dizaine de kilomètres plus à l'Est. Ces faits peuvent être interprétés comme les témoins de variations de la subsidence conditionnée en grande partie par le jeu des accidents NW-SE du socle hercynien. Ceci nous conduit à envisager l'existence d'un épisode extensif pendant le Jurassique supérieur, épisode antérieur à la compression sub-méridienne précédemment évoquée, et qui pourrait être rapportée à une distension régionale contemporaine de la phase de prérifting précédant l'ouverture de l'océan Atlantique.

Le premier épisode de compression NNE-SSW peut en effet s'interpréter comme un rejeu d'une faille NW-SE, accident de même direction que les failles satellites du cisaillement sud-armoricain, jouant en dextre. Le conjugué senestre de ce système serait de direction N20-N40, faille non exprimée à l'échelle cartographique, mais reconnue à l'échelle de l'affleurement, dans les différentes stations étudiées. Dans ce système l'extension horizontale est de direction sensiblement E-W.

Lors des relâchements des contraintes qui ont suivi cet épisode compressif l'extension s'est exprimée par rapport à l'accident majeur NW-SE, selon une direction NE-SW perpendiculaire à celui-ci. Il en est résulté la mise en place d'un graben dissymétrique où les failles de même direction de la bordure sud-ouest peuvent être interprétées comme des failles normales à regard nord-est, antithétiques du faisceau de la bordure nord-est (fig. 15). La présence de calcaires d'âge oligocène conservés dans le graben permet de rapporter son individualisation à cette période. La faible épaisseur des calcaires oligocènes (quelques mètres) montre que la subsidence tectonique était de faible amplitude, sans commune mesure avec ce qui est connu plus à l'Est en Limagne.

Le basculement des assises jurassiques en bordure nord-est, leur broyage, l'allure courbe de certaines failles soulignée par J. Gabilly *et al.* (1978), peuvent s'interpréter comme le résultat du rejeu de failles, normales à l'origine, lors d'épisodes compressifs ultérieurs (fig. 15).

Conclusion

Le graben de Saint-Maixent-l'École est disposé à l'intersection de deux failles majeures du socle hercynien : les accidents de Secondigny et de Parthenay orientés respectivement NW-SE et NNW-SSE (fig. 15), composantes du Cisaillement sud-armoricain. Individualisée lors des événements tardi-hercyniens, cette faille a rejoué plusieurs fois pendant le Cénozoïque comme en témoignent les différents systèmes de stries de glissement observés sur les plans de fracture.

La première phase de compression NNE-SSW, contrecoup à l'Éocène des événements pyrénéens, a sans doute été précédée par une structuration en horst et grabens, comme en témoignent les variations d'épaisseur exprimées dans les assises du Jurassique supérieur. 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 (tabl. 2).

Localités	Extention			Compression			
	X. NE-SW	X. W-E	X. N-S	Z. NE-SW	Z. NE-SW	Z. E-W	Z. NW-SE
Nanteuil	•			•		•	•
National 11	•						•
Ste-Eanne	•	•					•
Autoroute				•			
Villedieu	•			•	•		
Exoudun	•			•			•
Pamproux	•	•			•		•
Saivres	•				•		
Chavagné	•	•	•				
Total	8	3	1	4	3	1	5

Tabl. 2 – Saint-Maixent-l'École : répartition des différents épisodes de fracturation en extension et en compression

SYNTHÈSE GÉODYNAMIQUE RÉGIONALE AU MÉSO-CÉNOZOÏQUE

On retrouve sur la feuille Saint-Maixent-l'École les grandes étapes de l'évolution sédimentaire du Jurassique du craton Ouest-européen, avec toutefois des particularités locales qui seront précisées. La carte s'inscrit intégralement sur le versant aquitain du Seuil du Poitou, dont l'ossature hercynienne comporte plusieurs axes granitiques importants (Colchen *et al.*, 1997). Ces masses de faible densité vont influencer la sédimentation marine durant une grande partie du cycle jurassique. Ainsi, jusqu'au Bathonien inclus, l'ensemble du seuil restera une aire de grande stabilité tectonique (quasi-absence de failles synsédimentaires), faiblement subsidente, ainsi qu'en témoignent l'uniformité relative et l'épaisseur modeste des formations, mais

aussi des variations d'épaisseur, d'amplitude limitée pour le Bajocien et le Bathonien. Il en découle que les variations de l'espace disponible à la sédimentation, au moins jusqu'au Dogger, seront essentiellement contrôlées à l'échelle du 3^e ordre et sur le plus long terme, par les oscillations du niveau marin d'origine tectono-eustatique, affectant au moins l'ensemble du craton Ouest-européen. À partir de l'Aalénien, le facteur tectonique régional participe clairement au contrôle sédimentaire. Ainsi l'axe granitique de Parthenay, avec son prolongement de la région de Charroux (Colchen *et al.*, 1997), est actif durant le Jurassique. Il détermine un axe paléogéographique majeur, celui de Pouzauges–Oradour-sur-Glane (fig. 22), dont l'influence se révèle déterminante sur la sédimentation (Gabilly *et al.*, 1997). D'autres accidents sud-armoricains du socle, qui ont joué au cours des phases pyrénéo-alpines du Cénozoïque, participent, au moins épisodiquement dès le Jurassique moyen, au contrôle synsédimentaire des dépôts jurassiques marins (changement relativement brusque des épaisseurs et des faciès). C'est le cas, par exemple, au Callovien, pour la fracture limitant le Nord du fossé tectonique de Saint-Maixent-l'École, et pour la faille bordière du Marais Poitevin ou axe de Vilhonneur (Cariou *in* Gabilly *et al.*, 1985a).

Le réceptacle sédimentaire et l'épisode continental du Lias inférieur

Le démantèlement de la chaîne hercynienne s'est poursuivi durant tout le Trias, c'est-à-dire environ pendant 45 Ma. Sur l'axe en relief du Seuil du Poitou séparant le bassin de Paris du bassin d'Aquitaine, aucun dépôt triasique n'a été identifié à ce jour. La physiographie de l'aire couverte par la feuille Saint-Maixent-l'École au début du Jurassique était héritée de l'érosion différentielle permo-triasique de son bâti hercynien (Gabilly *et al.*, 1985a). Au Nord immédiat de la feuille se situait une zone haute dont le soubassement correspond à la terminaison sud-est de l'axe granitique Nantes-Parthenay. Cet axe était séparé de la bordure nord du bassin d'Aquitaine à l'Est de la feuille par la Gouttière mélusine (Gonnin *et al.*, 1992), une zone déprimée qui se prolongeait jusqu'à Pamproux (Gabilly *et al.*, 1985a).

D'une manière générale, la surface post-hercynienne n'est pas complètement pénéplanée. Il subsiste des reliefs résiduels, par exemple dans les secteurs de Fressines, Saint-Maixent-l'École, de la forêt de l'Hermitain, etc., et des dépressions où vont s'accumuler les premiers sédiments jurassiques d'origine continentale provenant de l'érosion des reliefs hercyniens. Leur altération se traduit par la production d'illite et par la destruction d'une partie des feldspaths. Les grains de quartz sont généralement très peu usés, indiquant un transport peu important de type fluvial. Leur dépôt ainsi que celui des argiles a dû s'effectuer en milieu estuarien. Enfin, ces sédiments renferment une flore remarquable dont l'association des espèces

indiquerait un âge Hettangien inférieur (Carpentier, 1947-1949) et un climat de type intertropical (Balusseau, 1980).

Le retour de la mer au Lias inférieur et l'édification d'une première plate-forme carbonatée de milieu marin restreint

. *Sédimentation et paléoenvironnements.* 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 série carbonatée à intercalations d'argiles vertes n'a pas fait l'objet d'une étude sédimentologique récente dans la région de Saint-Maixent-l'École. 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 (laminas 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, à petite échelle, 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. À plus grande échelle, sur la feuille Saint-Maixent-l'École, des corps plurimétriques, parfois massifs, de calcaires oolitiques (grainstones bioclastiques) se rencontrent depuis la base (Bougouin, vallée du Lambon) jusqu'au sommet (Sainte-Néomaye, vallée de la Sèvre). Ils passent latéralement et rapidement à des faciès mudstones dolomités : ainsi sous le niveau-repère d'argiles vertes situées dans la moitié inférieure de la formation entre Bougouin et Charcogné (Moreau, 1962). 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 pourrait s'expliquer aussi les dépôts micritiques du calcaire Caillebotine au sommet du Lias inférieur, restreint au voisinage du Massif vendéen, dans la partie ouest de la feuille.

Cette dernière formation d'environnement manifestement confiné et lagunaire pourrait passer latéralement vers le Sud et le Sud-Est aux faciès oolitiques de barrière, observés par exemple au Nord-Est de Fressines, à Sainte-Néomaye, et plus à l'Est aux faciès complètement dolomités de Calcaire jaune nankin (Gabilly, 1960). De plus, étant donné qu'elle repose à l'Ouest de la feuille 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.

. **La « Crise lotharingienne »**. 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, d'âge post-Macdonnelli, est reconnue partout en Europe (Graciansky *et al.*, 1998). 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 post-sinémurienne et anté-domérienne ayant accompagné la remontée de certains panneaux granitiques locaux du tréfonds hercynien.

. **Le contexte paléographique régional**. 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 (Gabilly *et al.*, 1985a).

Installation du régime marin franc au Lias moyen

. **Sédimentation et paléoenvironnements.** 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 qui marque la fin du Lias inférieur, les dépôts transgressifs du Pliensbachien ravalent ceux du Lias inférieur. Ils débutent généralement par un conglomérat quartzeux grossier qui peut, localement, reposer directement sur le socle anté-Mésozoïque et dont certains paléoreliefs résiduels se trouvent déjà enfouis définitivement. Le domaine marin s'étend et le Déroit 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. Les faciès grainstones très bioclastiques prédominent.

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'enneigement 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, 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. Le sommet du Domérien a pu être daté à Chavagné de la sous-zone à Solare (zone à Spinatum) avec *Pleuroceras solare*. La discontinuité majeure qui marque la fin du Pliensbachien est 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 contexte paléographique régional.** 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).

Approfondissement du milieu marin au Lias supérieur (Toarcien) et dépôt de sédiments argileux

La transgression marine s'amplifie, accompagnée par l'arrivée des téléterrigènes. À l'échelle de la carte, les derniers paléoreliefs résiduels du socle sont probablement définitivement enfouis sous les sédiments. 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. Elle s'achève à la base de la zone d'ammonites à Variabilis (biohorizon XIIIa). 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 Chavagné (fig. 6) et Thorigné. Le sommet des carbonates présente à nouveau des condensations et des lacunes. Ainsi à Thorigné (fig. 7) constate-t-on un hiatus des biohorizons à Semipolimum (XI) et à Variabilis (XII). Cette seconde « crise » sédimentaire anté-Illustris (XIIIa) représente l'intervalle condensé et la surface d'inondation maximale d'une séquence de dépôt de 3^e ordre, bien exprimée également 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 reprise sédimentaire s'effectue d'une manière quasi-isochrone avec la base du biohorizon à Phillipsi (XIIIb). 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, qui débute avec le biohorizon XIX à Fallaciosum (fig. 7). Il représente l'intervalle condensé d'une séquence de dépôt de 3^e ordre ;

– **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.

Réapparition d'une seconde plate-forme carbonatée à l'Aalénien et son extension au Jurassique moyen

Aalénien

L'évolution sédimentaire amorcée au Toarcien supérieur d'une réduction des apports argileux se poursuit durant l'Aalénien. L'Aalénien inférieur très réduit (2 à 3 m) montre une stratocroissance 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, 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, restreint sur la feuille au Sud-Est dans la région de Lezay, correspond à la périphérie d'un haut-fond carbonaté, qui s'étend plus à l'Est sur la feuille Lusignan, 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).

Bajocien

. **Sédimentation et paléoenvironnements.** 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 durant une grande partie du Bajocien. 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. À titre d'exemple, nous donnons figure 8 une interprétation des cortèges sédimentaires et des séquences de dépôts du Bajocien local, déduite d'une étude régionale conduite selon la démarche préconisée en stratigraphie séquentielle et donc étayée en termes de géométrie des dépôts, de polarité des structures sédimentaires, de faciès, traduisant leur dynamique et des variations de profondeur au cours du temps (Gonnin *et al.*, 1993). Les résultats exposés sont d'ailleurs conformes à ceux obtenus dans le Bajocien de Normandie (Riout *et al.*, 1991).

– *Les calcaires argileux glauconieux de plate-forme carbonatée distale.* 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 (biohorizon XII, sous-zone à Blagdeni) serait associé à un cortège de haut niveau marin.

– *Les calcaires fins à tubéroïdes (intraclastes ferruginisés) de la plate-forme carbonatée à énergie modérée.* Ces 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.

. *Paléogéographie.* 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 durant la sous-zone à Blagdeni (biohorizon XII). 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). Selon cet auteur, 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 (fig. 8) 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.

Bathonien

L'unique rampe carbonatée, de morphologie très aplanie, héritée du Bajocien supérieur, est soumise à des variations de profondeur qui sont largement sous contrôle eustatique. Les épisodes d'approfondissement relatif à l'échelle du 3^e ordre sont marqués par une plus grande fréquence des organismes pélagiques (ammonites, bélemnites, microfilaments) qui la colonisent. Le mieux exprimé se situe 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). Sur la feuille Saint-Maixent-l'École, il est possible de distinguer deux zones paléogéographiques de dépôts passant progressivement de l'une à l'autre. À l'Est de la Crèche, de Mougou, les sédiments sont généralement assez grossiers, constitués de calcaires graveleux bioclastiques, avec nombreux silex, déposés dans un environnement d'énergie moyenne à élevée. Ce milieu est très favorable à la prolifération des organismes benthiques (mollusques, spongiaires). À l'Ouest, on passe à une sédimentation plus boueuse d'environnement probablement un peu plus profond. Les spongiaires sont toujours aussi abondants ; cependant nombre d'entre eux sont remaniés sous l'effet de la houle et des tempêtes périodiques (offshore supérieur). D'autre part, ils tendent à former des biohermes pour lutter contre l'envasement au Bathonien moyen et supérieur selon P. Branger (inédit). Au sommet de la zone à *Retrocostatum*, l'existence de structures de chenaux sous-marins de dimension parfois pluridécamétrique (comme observé au Nord de François dans la tranchée de l'autoroute A83) est probablement à mettre en relation

avec la baisse eustatique fini-bathonienne (Hallam, 1992 ; Graciansky *et al.*, 1998).

. Évolution générale du domaine de plate-forme carbonatée durant le Jurassique moyen, jusqu'au Bathonien inclus. Depuis l'individualisation des deux plates-formes carbonatées à l'Aalénien supérieur (adossées respectivement à la Terre armoricaine et à la Plate-forme centrale), la sédimentation carbonatée est globalement progradante. Il en résultera la coalescence des deux plates-formes en une unique rampe monoclinale à très faible déclivité vers le Sud-Ouest. Une autre conséquence est l'extension vers l'Ouest du domaine marin sous faible tranche d'eau (faciès barrière d'énergie hydrodynamique élevée, faciès confinés plus calmes) aux dépens des faciès plus argileux à ammonites, d'environnements plus distaux dépendant du golfe charentais (Énay *et al.*, 1980).

Structuration et morcellement de la plate-forme carbonatée, début d'une nouvelle phase d'approfondissement des environnements marins au Callovien

À l'échelle du Seuil du Poitou, une tectonique synsédimentaire distensive (Cariou, 1980 ; *in* Gabilly *et al.*, 1985a) individualise plusieurs domaines sédimentaires (fig. 22). Durant le Callovien, l'axe paléogéographique Pouzauges–Oradour-sur-Glane, toujours actif, délimite un domaine vendéen dans le Nord des Deux-Sèvres qui se caractérise par des dépôts de calcaires fins, condensés, à oolites ferrugineuses. Sur la feuille Saint-Maixent-l'École, le domaine atlantique plus subsident, est surtout représenté par les Calcaires argileux de Pamproux, que l'on retrouve sur la quasi-totalité de la carte. Ces micrites résultent pour partie de la décantation des boues fines bioclastiques en provenance du haut-fond carbonaté de la Plate-forme centrale située à l'Est, et pour partie d'une composante planctonique (microfilaments). Les Calcaires argileux de Pamproux correspondent à un environnement calme, suffisamment profond pour ne pas subir les effets des courants de marées. La grande abondance des céphalopodes indique des influences océaniques prononcées. L'intercalation plus argileuse et riche en ammonites signalée vers le sommet du Callovien moyen (biohorizon XII) est assimilable à l'intervalle condensé d'une séquence de dépôt de 3^e ordre, dont le prisme régressif correspond au faciès un peu crinoïdique, plus pauvre en ammonites du sommet de la formation (zone à Coronatum).

Vers le Sud, la limite méridionale de la plate-forme carbonatée formée par les Calcaires argileux de Pamproux se situe dans l'angle sud-ouest de la feuille, dans le secteur de Prahecq. À une autre échelle, cette limite se superpose de manière approximative avec l'actuelle faille bordière du Marais Poitevin, d'âge pyrénéo-alpin, de direction sud-armoricaine, qui passe par

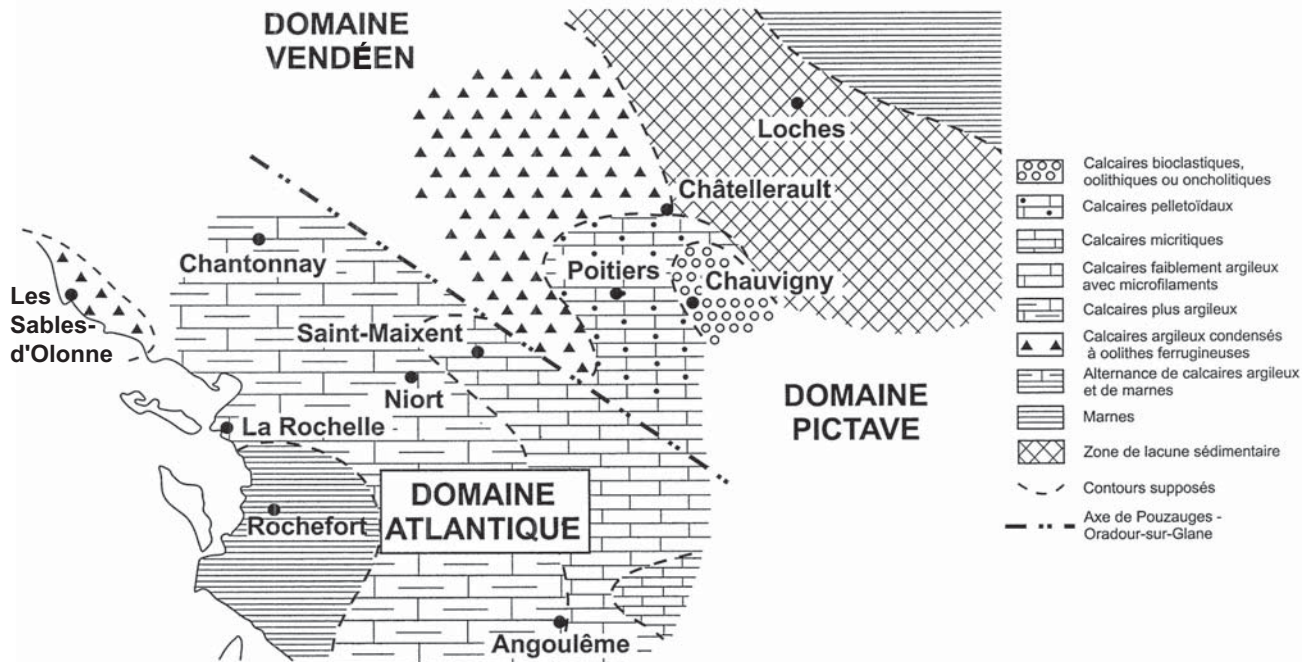


Fig. 22 – Saint-Maixent-l'École : influence de l'axe Pouzauges–Oradour-sur-Glane sur la sédimentation jurassique.

Exemple du Callovien inférieur. L'axe paléogéographique délimite les domaines sédimentaires vendéen et atlantique, caractérisés par des épaisseurs et des faciès très contrastés

Aiffres et Prahecq et se prolonge jusqu'à Vilhonneur, en Charente. Cette faille était déjà active au Callovien. En effet, au Sud de cet accident, les sédiments pélagiques calloviens sont nettement plus argileux et surtout plus complets. Le Callovien supérieur, réduit au Nord sur la plate-forme carbonatée à un microconglomérat, y est représenté par un prisme sédimentaire d'une vingtaine de mètres de puissance (Formation de la Pierre chauffante). L'existence de ce dernier est donc liée au jeu synsédimentaire distensif d'une paléofaille au compartiment sud nettement plus subsident. À l'échelle régionale, ce prisme sédimentaire du sommet de la zone à Athleta (biohorizons XVI, XVII), apparaît toujours décalé géométriquement vers le domaine distal par rapport aux prismes sous-jacents, comme celui par exemple des Calcaires argileux de Pamproux. Ce qui, allié à des considérations de faciès et de profondeur, conduit à l'interpréter comme le cortège régressif de la dernière séquence de dépôt du Callovien distinguée par Graciansky *et al.*, (1998). Après l'épisode régressif fini-Bathonien signalé précédemment, la sédimentation de marno-calcaires (au Sud-Ouest) et de calcaires légèrement argileux à faune pélagique abondante (ammonites notamment) témoigne de l'approfondissement général des environnements au Callovien.

Retour généralisé de la sédimentation argilo-calcaire pélagique du Callovien terminal au Kimméridgien inférieur

Dans l'angle nord-est de la feuille (secteur de Soudan, Salles, Pamproux, Bougon), comme nous l'avons déjà indiqué, les dépôts du Callovien supérieur (zones à Athleta et à Lamberti) sont réduits à un mince niveau de calcaires argileux conglomératique et condensé à ammonites, qui surmonte les calcaires épais de la plate-forme du Callovien inférieur et moyen (Calcaires argileux de Pamproux). Au niveau du fossé tectonique de Saint-Maixent-l'École, cette formation est directement transgressée par les Marnes gris-bleu à ammonites pyriteuses (Callovien terminal - Oxfordien inférieur), épaisses de plusieurs mètres. La délimitation des deux aires de sédimentation, et donc de la bordure septentrionale de ce qui devait constituer dès le Callovien terminal un golfe d'envasement marneux, était probablement contrôlé par la paléofaille nord de l'actuel graben de Saint-Maixent-l'École, déjà active, elle aussi, au Jurassique. Ainsi donc, après l'épisode régressif de la fin de la zone à Athleta du Callovien supérieur (à l'origine d'un prisme de bordure de plate-forme), s'amorce clairement une nouvelle phase transgressive.

L'envasement argileux généralisé de la plate-forme carbonatée calloviennne formée par les Calcaires argileux de Pamproux se produit à l'Oxfordien moyen, avec la sédimentation des Marnes grises à spongiaires. Cette nouvelle pulsion transgressive se traduit par un environnement globalement pélagique,

comme l'indique l'abondance du plancton marin (coccolithophoridés), des spongiaires siliceux et des céphalopodes, à l'exclusion toutefois des minces intercalations de calcaires roux, fins ou micrograveleux et crinoïdiques, qui rythment la sédimentation. Ces bancs roux marquent le sommet de séquences lithoclinales régressives qui montrent le passage d'un environnement infratidal de moyenne profondeur (celui des marnes à spongiaires) à celui d'infratidal supérieur, voire éventuellement intertidal.

La discontinuité à la base des Marnes grises à spongiaires correspond à une surface de transgression généralisée. Les coupures sédimentaires signalées au sein de cette formation ont probablement aussi une signification eustatique, car elles ont été identifiées dans les autres bassins européens, grâce à leur datation relative par l'échelle de zonation standard d'ammonites (Groupe Français d'Étude du Jurassique, 1997 ; Graciansky *et al.*, 1998). Ainsi, selon ces derniers auteurs la discontinuité « post-Schilli » (biohorizon XI) – « pré-Rotoides » (XII), est assimilée à une surface d'inondation maximale tandis que le niveau condensé à galets taraudés « intra-Grossouvrei » (XIV) marquerait une limite de séquence de dépôt. Il en existe d'autres dans l'Oxfordien supérieur, mais qui n'ont pas été observées pour des raisons d'affleurement. Les Calcaires blancs de Fors (biohorizon XVII) correspondraient à un prisme de bas niveau marin relatif d'une autre séquence de dépôts. Ces interprétations nécessitent toutefois d'être confirmées par une analyse sédimentaire régionale qui reste à effectuer.

L'environnement calme et pélagique prédomine jusqu'aux premiers dépôts du Kimméridgien, suffisamment profond pour permettre la décantation des vases carbonatées et argileuses à faunes d'ammonites. Le Seuil du Poitou est alors largement submergé, ainsi que le montre le faciès homogène de la Formation de Villedoux qui affleure de part et d'autre de celui-ci (dans les bassins de Paris et d'Aquitaine) et aussi le témoin trouvé au sein du graben de Saint-Maixent-l'École à la faveur du lever cartographique. Un vaste domaine de haut-fond carbonaté subsident persiste à l'Est : la Plate-forme centrale (Énay *et al.*, 1980).

Régression et émergence généralisée du Seuil du Poitou à la fin du Jurassique et durant le Crétacé inférieur

Au Kimméridgien inférieur, l'ensemble de la plate-forme subit une diminution de la tranche d'eau et enregistre l'apparition de récifs coralliens sur la plate-forme carbonatée.

Au Kimméridgien supérieur, après une période à tranche d'eau plus importante, marquée par le retour des ammonites et des faciès marneux à exogyres, l'ensemble de la plate-forme est envahie par les faciès carbonatés

à passées détritiques, témoins probables de la présence de reliefs en bordure de bassin de sédimentation.

Ces apports détritiques de la fin du Kimméridgien, associés à l'apparition d'évaporites dans le « Pays bas charentais » au Tithonien, annoncent l'émersion complète du Seuil du Poitou.

À ce jour, il n'existe pas d'indice de présence de dépôts d'âge Crétacé inférieur, sur le territoire de la feuille Saint-Maixent-l'École. Les formations de type continental (faciès wealdien) rencontrées en forage dans le Sud-Charente (Saint-Félix 1) et dans le secteur de Oléron–Jonzac, sont rapportés au Barrémien–Albien (Platel, 1989) ; ces indices sont relativement éloignés du seuil, et confirmeraient de ce fait, l'émersion de notre secteur d'étude.

Les profils d'altération affectant le socle dans la région de Parthenay et en Vendée, le socle et les terrains de couverture depuis le Lias inférieur jusqu'au Bajocien-Bathonien dans la région de Fontenay-le-Comte, sont attribués (Wyns *et al.*, 2003) à cette vaste période d'émersion que constitue le Crétacé inférieur. Cette phase érosive, probablement due à une importante remontée altimétrique de la croûte terrestre à cet endroit, semble liée au phénomène de rifting que subit le golfe de Gascogne ; elle va provoquer par la suite le façonnage d'une surface d'altération.

Dernières transgressions marines au Crétacé supérieur, puis continentalisation de la région au Cénozoïque

Après la longue période d'émersion du Crétacé inférieur, la mer revient progressivement pendant le Cénomaniens, de part et d'autre du Seuil du Poitou, mais ne semble cependant pas atteindre la région de Saint-Maixent-l'École. C'est probablement à cette époque qu'une partie importante de la couverture sédimentaire a été érodée au droit du seuil. Au Turonien inférieur, le Seuil poitevin est probablement recouvert par la mer, comme semble l'indiquer les faciès très distaux des dépôts que l'on retrouve aussi bien dans le Bassin parisien, qu'en Aquitaine : le Bassin aquitain communique alors avec le Bassin de Paris.

Progressivement la mer va se retirer au cours du Crétacé supérieur ; le secteur de Saint-Maixent-l'École restera rattaché au domaine continental durant tout le Tertiaire. À l'Éocène inférieur à moyen, une nouvelle phase d'altération continentale va laisser son empreinte sur le pourtour du Bassin de Paris et constituer une surface d'érosion où vont se développer les profils d'altération.

À l'Éocène supérieur–Oligocène inférieur, le dépôt de sables argileux, marnes et calcaires est généralisé sur tout le pourtour du Massif central et une partie du seuil. Ces sédiments, de milieux palustres à lacustres, renferment localement des limnées, planorbes et oogones de characées.

C'est à la fin de l'Oligocène–base du Miocène que l'on rattache traditionnellement le rejeu en distension des accidents à l'origine des fossés d'effondrement, tel celui de Saint-Maixent-l'École.

Dès le début du Miocène moyen, jusqu'au début du Pléistocène inférieur, et consécutivement à un bombement probable du continent induit par l'orogénèse alpine, une surface d'altération va à nouveau façonner le pourtour du Bassin parisien et le Seuil du Poitou. Toutefois, du fait du biseautage des différentes surfaces sur le Seuil poitevin, ce dernier aplanissement reste difficile à distinguer du précédent qui était d'âge éocène.

C'est à ces périodes d'érosion que les auteurs rattachent la formation des « Terres rouges à châtaigniers » et la mise en place de la « Formation des Bornais », qui correspondent à des profils d'altérations en partie plus ou moins transportés.

GÉOLOGIE DE L'ENVIRONNEMENT

OCCUPATION DU SOL

Généralités

Le périmètre de la feuille empiète sur deux régions naturelles : le plateau mellois à l'Ouest et la dépression de la Mothe-Saint-Héray à l'Est (un tiers de la feuille). Il existe en fait peu d'études spécifiques sur le territoire de la feuille, mais certains secteurs couverts par ce périmètre ont fait l'objet de travaux qui apportent des renseignements partiellement extrapolables. Dans le domaine des sols, outre le catalogue des stations forestières des Terres rouges à châtaigniers (Rivain, 1994), qui couvre en fait l'essentiel de la variété pédologique (sauf la plaine de la Mothe Saint-Héray), et une cartographie dans le cadre d'un secteur de référence (Bonnaud et Boucheny, 1994), on peut tirer profit de synthèses plus générales sur les sols calcimagnésiques de Poitou-Charentes (Callot, 1972 ; Ducloux, 1971 ; Ducloux et Chesseron, 1989). Pour ce qui concerne l'occupation du sol, les statistiques agricoles des deux derniers Recensements généraux de l'agriculture, et celles de l'Inventaire forestier national pour le département (dernier passage en 1995) apportent l'essentiel des données. Sur la flore et la végétation, des notes plus ou moins denses paraissent irrégulièrement dans le Bulletin de la Société botanique du Centre-Ouest sous la rubrique

« Contribution à l'inventaire de la flore du Centre-Ouest », qui complètent le travail ancien et fondamental de Sauzé et Maillard (1880). Des descriptions de groupements végétaux figurent dans la notice de la Carte de la végétation de la France (feuille n° 44 : Niort), avec des listes de cortèges d'espèces. Sur la phytogéographie, outre la carte de végétation, la mise en perspective régionale de L. Rallet (1960), prolongée par R. Corillion (1962), apporte des éléments intéressants, que complètent les vastes synthèses de P. Dupont (1962) et P. Roisin (1985).

Les facteurs écologiques se caractérisent par une gamme de matériaux parentaux dominée par les altérites, dérivant de substrats carbonatés de faciès variés et un climat subocéanique. Celui-ci, bien arrosé (800 à 900 mm, avec toutefois un maximum automnal et non hivernal), assez lumineux (2 000 h d'ensoleillement annuel), a une température moyenne annuelle entre 11 °C et 11,5 °C (maximum en juillet, avec une température moyenne de 19 °C), enfin l'évaporation potentielle est élevée durant les mois d'été et le bilan P-ETP est négatif. Le périmètre de la feuille, est constitué par l'extrémité du plateau mellois qui occupe la moitié sud-ouest et par la vaste dépression de Saint-Maixent-l'École, où la vallée de la Sèvre Niortaise coule au pied du flanc sud-ouest relativement abrupt. Celle-ci doit vraisemblablement posséder un topoclimat particulier, eu égard à la nature et l'humidité des terrains, et au confinement aérologique. Il n'existe malheureusement pas à ce sujet de données analytiques.

Les sols

La variété pédologique du secteur se rattache essentiellement à la lithologie et au relief, les caractères génétiques pouvant être partiellement hérités. On évoquera moins souvent les caractères chimiques, très influencés par le mode de mise en valeur (agriculture-forêt).

Sur les plateaux du mellois qui occupent l'essentiel du périmètre, la position topographique règle l'épaisseur des altérites en contact avec le Dogger. Dans ces auréoles d'altérites (A) l'épaisseur des horizons limoneux, qui dans cette région vont rarement jusqu'à constituer un matériau parental à part entière, régressent sur les marges quand l'épaisseur des altérites décroît.

Au centre des plateaux, sur les Terres rouges (A₁), on observe les sols les plus différenciés, limoneux en surface et passant, via des horizons argilo-limoneux, à l'argile rouge. Ils sont apparentés morphologiquement aux « sols lessivés » (existence de revêtements argileux à moyenne profondeur), bien que souvent complexes. Ils présentent une tendance à la désaturation et à l'acidité en surface, qui s'exprime en forêt (humus de type « mull acide » ou « mull-moder »), et ont en agriculture une faible stabilité structurale. Les

stades les plus dégradés à pseudogley semblent liés à une hydromorphie de déterminisme topographique, sur les plateaux à faibles écoulements (relief concave), comme dans le bois de Soudan, où un manque d'entretien du réseau de fossés a favorisé la rémanence des nappes temporaires et a accentué l'hydromorphie des sols. Parfois, et en particulier dans les dolines, les sols sont moins évolués et de type « sol brun lessivé », où l'argile rouge apparaît vers 50-80 cm. La charge en silex y reste encore faible.

Sur les marges des auréoles de Terres rouges, l'épaisseur des horizons limoneux diminue, tandis que la charge en silex augmente, indiquant l'origine du matériau : ce sont des sols bruns faiblement lessivés ou lessivés, moins acides sous forêt (pH eau, voisin de 5 en surface). Enfin, quand le remaniement de l'altérite située à moins de 50 cm de profondeur induit une texture limono-argileuse en surface, ce sont des « sols bruns modaux », dont les horizons profonds rejoignent le calcaire, et qui font la transition avec les sols calcimagnésiques des affleurements jurassiques.

Sur les substrats carbonatés du Jurassique, les sols varient selon le faciès et la pente qui détermine le degré d'érosion et de développement du profil pédologique. Sur les calcaires durs à silex du Jurassique moyen (j2, j3) qui arment le plateau mellois, on observe des sols limono-argileux ou argilo-limoneux en surface, plus argileux en profondeur, pauvres en calcaire fin (le plus souvent décarbonatés), du type sol brun calcique.

Les moins épais sont dans les secteurs les plus encaissés des vallées secondaires, comme la Sèvre aux environs de la Crèche, l'érosion intense des versants exposés au Sud détermine des sols moins évolués, du type « rendzine initiale » ou « rendzine brunifiée ». Toutefois, les surfaces concernées sont faibles. Sur les rebords de plateau et les versants, ce sont des « sols bruns calciques » peu épais, avec une charge notable en silex et fragments calcaires (plaquettes, blocs de forme et de taille variables selon le débit de la roche). Dans les bas de versant, l'accumulation de colluvions argilo-calcaires est à l'origine de sols plus favorables, de type « sol calcique colluvial ».

Parmi les affleurements du Lias liés au réseau de failles, on remarque particulièrement, dans les têtes de vallons conséquents qui drainent le plateau, le niveau des Marnes bleues du Toarcien (l4-j1). Y correspondent des sols peu évolués, dont la couleur grisâtre et la structure foliacée en grande partie hérités de la roche. Quelques exemples de ces sols originaux sont observables dans la partie ouest de la forêt de l'Hermitain, où la majorité des sols sont limoneux et acides.

Sur les faciès marneux du Callovien (j4) et de l'Oxfordien (j5) qui affleurent sur le flanc à pente douce de la dépression synclinale, dans la

partie orientale de la feuille, les sols sont plus riches en calcaire actif, déterminant localement des « sols bruns calcaires ».

Enfin, il faut signaler les sols peu évolués liés au réseau hydrographique : « sols colluviaux » généralement caillouteux des vallons et « sols alluviaux » des vallées principales comme celle de la Sèvre, où s'observent des sols argileux lourds à nappe permanente, du type « gley alluvial » (carbonaté le plus souvent).

Occupation du sol et végétation

Les surfaces dévolues à la culture dominent largement, avec pour corollaire un taux de boisement faible. Sur le plateau mellois, les Terres rouges sont utilisées pour les grandes cultures, essentiellement céréalières, et ne nécessitent pas de drainage. Le principal défaut de ces sols, lié à leur faible stabilité structurale qui s'est aggravée avec l'abandon des amendements organiques, est leur battance et leur sensibilité à l'érosion. La prise en masse des horizons culturaux peut compromettre la réussite des cultures et en été l'encroûtement de la surface du sol induit des ruissellements « hortoniens » lors des grosses pluies orageuses d'été. De plus, le passage d'une économie d'élevage ou de polyculture-élevage, à la monoculture (colza, tournesol) il y a trente à quarante ans, s'est accompagné d'une restructuration foncière et d'une augmentation de la surface des exploitations, qui a provoqué un remembrement et une régression du bocage, inégale selon les secteurs, qui accentue le risque d'érosion. Sur les sols calcaires ou calciques des environs de Pamproux et Bougon, on assiste depuis quelques années à un développement de la trufficulture.

Dans la vallée de la Sèvre, l'espace des alluvions modernes (Fz) se partage entre prairie (la prairie mothaise) et peupleraies. Celles-ci, constituées avec des clones tels que « I45-51 » et plus récemment « Dorskamp », semblent d'un faible rapport à cause de conditions limitantes pour le peuplier (sols argileux très lourds).

La forêt occupe de faibles surfaces, qui correspondent souvent aux sols les plus impropres à la culture, comme les rendzines de pente des coteaux et versants de la vallée de la Sèvre, ou aux plus acides et dégradés des sols lessivés de plateaux sur les Terres rouges (forêt de l'Hermitain). Sur les premiers, végète une forêt claire ou un pré-bois à base de chênes pubescents ou d'hybrides, surtout en situation d'adret. Ces groupements improductifs mais parfois de forte valeur biologique (orchidées notamment) se rattachent, dans la nomenclature de la carte de végétation, à la série « latéméditerranéenne » du chêne pubescent (voir étude générale dans R. Corillon, 1962). Sur les sols lessivés des Terres rouges, la chênaie acidiphile ou méso-acidiphile centre-atlantique se rattachant à l'association du *Peucedano-Quercetum* (dans une

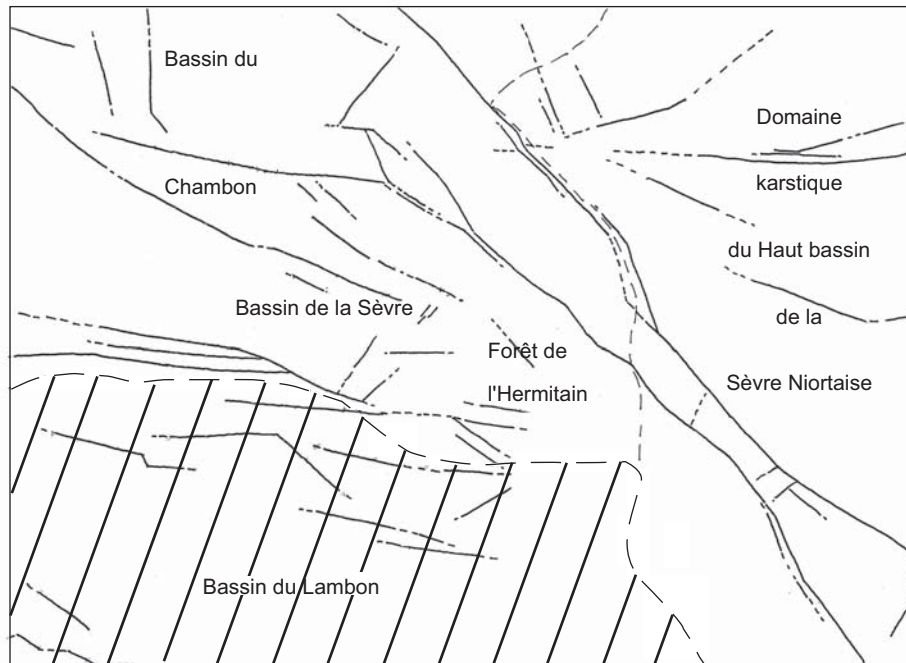


Fig. 23 - Saint-Maixent-l'École : situation schématique des domaines hydrogéologiques

acception toutefois plus large que celle de J. Braun-Blanquet), avec *Sorbus torminalis*, *Peucedanum gallicum*, *Asphodelus albus*, *Quercus pyrenaica*. L'association prend sur le terrain la forme de sylvo-faciès à base de taillis-sous-futaie, où domine le chêne pédonculé (pionnier), et le châtaignier. La pluviosité locale permet la présence du hêtre en association avec le chêne sessile, mais ces deux espèces ont été défavorisées par le traitement en taillis, au profit du chêne pédonculé. Sur les sols hydromorphes (lessivés à pseudogley), comme dans le bois de Soudan, le châtaignier a laissé la place aux bois blancs (bouleau, tremble), et la molinie forme des tapis : c'est dans ces variantes hygroclines ou mésohygrophiles que le cortège de l'association est le plus typique (cf. Pierrot, 1982). Sur les sols moins évolués des Terres rouges (sols faiblement lessivés, sol bruns), plus rares en forêt, on rencontre la chênaie-charmaie neutro-acidicline à jacinthe et dans les fonds de vallon la chênaie-frênaie. Ces sols riches conviennent bien aux feuillus précieux comme le merisier.

Sur le plan phytogéographique, les quelques fragments de végétation confirment le caractère sub-méditerranéen de la région (Rallet, 1960), tandis que l'atlantinité est marquée dans les groupements acidiphiles.

RESSOURCES EN EAU

Sur le plan hydrogéologique, le territoire de la feuille Saint-Maixent-l'École comprend trois régions distinctes (fig. 23) qui peuvent être définies de la manière suivante :

- **la partie est** de la feuille, soit une région qui s'étend à l'Est du fossé d'effondrement de Saint-Maixent-l'École, dans laquelle on distinguera le fossé lui-même qui assure le transfert des eaux issues des sources karstiques du haut bassin de la Sèvre Niortaise, et une partie amont, située à l'Est d'une ligne passant par les villes de Lezay, la Motte-Saint-Héray, Nanteuil. Il s'agit là du domaine karstique du haut bassin de la Sèvre Niortaise dans lequel existent deux aquifères séparés hydrauliquement par des marnes d'âge Toarcien ;
- **la partie sud**, soit la région qui s'étend au Sud d'une ligne passant par les bourgs de Chavagné-Prailles-Sepvret. Ce secteur correspond à la partie amont du bassin du Lambon. Il s'agit également d'un domaine karstique dans lequel on retrouve les mêmes aquifères que précédemment, mais ces derniers présentent ici de nombreuses liaisons hydrauliques entre eux ;
- **la partie centrale** (forêt domaniale de l'Hermitain) et **Nord occidentale** (Bassin de la Sèvre en aval de la ville de Saint-Maixent-l'École et bassin du Chambon) dans laquelle le socle joue un rôle essentiel, soit directement lorsqu'il affleure, soit indirectement, lorsqu'il se trouve à faible profondeur. Ainsi, dans la partie centrale, le toit du socle se trouve à faible profondeur et constitue ainsi un niveau imperméable continu, perché au-dessus des

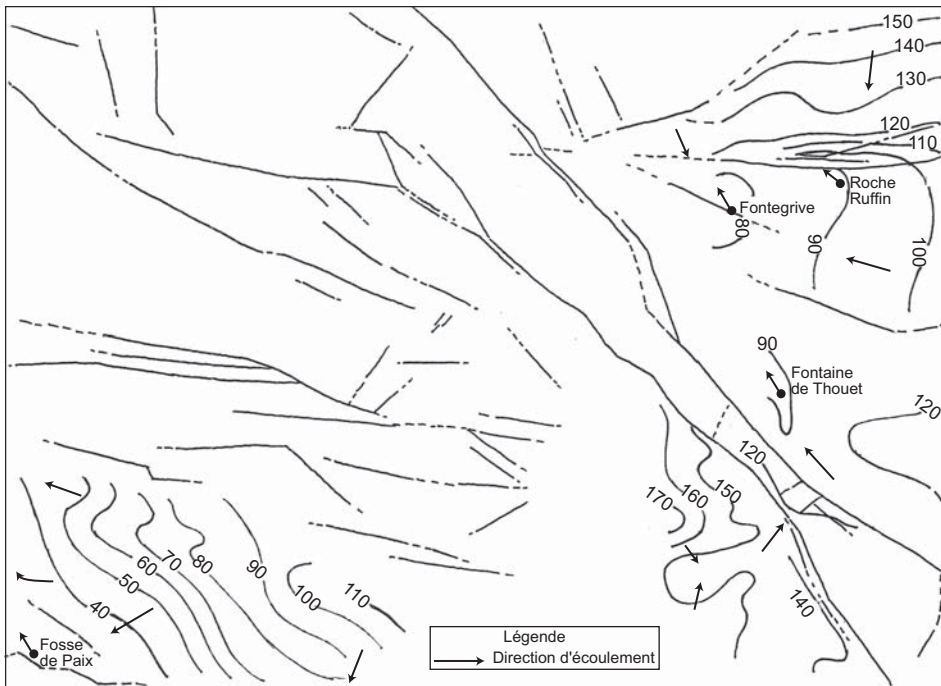


Fig. 24 - Saint-Maixent-l'École : esquisse piézométrique de l'aquifère supra-toarcien (cotes en m NGF)

vallées. Cette disposition structurale particulière permet un drainage des formations carbonatées sus-jacentes, ce qui se traduit par l'existence d'une multitude d'unités hydrogéologiques indépendantes les unes des autres, mais dont le fonctionnement hydraulique reste identique.

Dans chacun de ces domaines hydrogéologiques, on retrouve les mêmes aquifères principaux représentés par les formations du Lias inférieur et moyen et celles du Dogger, séparées par le niveau imperméable des marnes toarciennes. Ces deux aquifères se distinguent par leur épaisseur et leurs conditions d'affleurement respectives.

Les caractéristiques hydrogéologiques sont présentées ci-dessous pour chaque domaine défini précédemment.

Aquifère du Dogger (ou supra-toarcien)

Domaine Est. Les phénomènes de karstification qui ont affecté les calcaires du Dogger ont modelé une géomorphologie typique des domaines karstiques. Effectivement, on y retrouve des dolines, gouffres, pertes d'écoulement superficiel et la présence de résurgences à débits importants qui représentent les exutoires de vastes systèmes karstiques, dont les parties amont s'étendent jusqu'aux limites des bassins de la Sèvre et du Clain (situées sur une ligne orientée N-S passant approximativement par Lusignan et Rom (cf. feuille Lusignan, n° 613 et Civray, n° 637). Les trois principales sont du Nord au Sud, la source de la Roche Ruffin, près de Pamproux, celle de Fontegrive, sur la commune de Salles et la source de la Sèvre Niortaise, au hameau de Bagnault, près d'Exoudun. Historiquement, la présence de cette source et des autres émergences a favorisé l'installation de moulins dès le Moyen Âge. Bagnault, dont le nom signifie « bain » était à cette époque une cité prospère, centre régional du commerce des blés et farine, sur le chemin de Saint-Jacques-de-Compostelle.

On distingue ainsi trois principaux bassins versants souterrains karstiques juxtaposés (fig. 24) :

– *situé le plus au Nord*, le système karstique de la Roche Ruffin s'étend vers l'Est au-delà des limites de Saint-Maixent-l'École, jusque vers Lusignan (cf. feuille Lusignan, n° 613) et donne naissance à la rivière de Pamproux. Son aire d'alimentation apparaît assez bien connue, notamment grâce aux nombreuses expériences de traçage réalisées. Son débit d'étiage moyen est de l'ordre de 700 m³/h à 1 000 m³/h ;

– *à environ 2,5 km au Sud-Ouest*, en rive gauche de la rivière de Pamproux, se trouve la source de Fontegrive, dont la partie visible de l'émergence, partiellement captée pour l'eau potable, est constituée par un gouffre. Son débit mesuré en étiage peu sévère (1999 et 2000) est de l'ordre de

1 500 m³/h. Si son bassin d'alimentation se trouve juxtaposé vers le Sud, à celui de la Roche Ruffin, l'importance de son débit comparé à celui de cette dernière, laisse supposer que l'ensemble du plateau situé au Nord et à l'Ouest du cours du Pamproux doit être rattaché également au système karstique de Fontegrive. La faille de Bougon jouerait ainsi un rôle de drain et expliquerait la localisation de l'émergence ;

– *enfin, la troisième émergence*, celle de la Sèvre Niortaise draine les eaux infiltrées sur le bassin de Lezay, dont seule, l'extrémité occidentale apparaît sur la feuille Saint-Maixent-l'École.

Sur la carte IGN à l'échelle 1/25 000 (feuille Lezay, n° 1628^E), les sources de la Sèvre sont indiquées sur la commune de Sepvret, où elles émergent au contact des marnes toarciennes. Ces eaux disparaissent ensuite à la faveur de pertes, dans le couloir d'effondrement de Saint-Maixent-l'École, pour resurgir, fortement gonflées par celles en provenance du secteur de Rom-Sainte-Soline, à la résurgence de la fontaine de Thouet à Bagnaux. La perte la plus remarquable est celle située près du village de Brieuil. On notera que ces pertes peuvent également fonctionner en résurgence intermittente en période de crue.

L'épaisseur potentielle de cet aquifère peut atteindre une centaine de mètres.

Le débit d'étiage en 2000 (étiage peu sévère) de cette résurgence est de l'ordre de 1 500 m³/h.

Domaine sud. Dans ce domaine, l'épaisseur du Dogger apparaît nettement plus réduite que dans le secteur précédent. Largement à l'affleurement au Sud de la vallée du Lambon (partie orientale de la plaine d'Aiffres-Prahecq), ce réservoir atteint au maximum, dans le secteur de Prahecq, une épaisseur potentielle de 50 m. Une particularité remarquable de ce secteur est la présence de l'exurgence temporaire de la Fosse de Paix à Prahecq, dont l'origine est liée à une faille orientée NW-SE qui a mis en contact les calcaires du Callovien inférieur et moyen avec les marno-calcaires du Callovien supérieur.

Domaine central et nord occidental. On observe dans ce secteur une multitude de sources qui drainent l'aquifère supra-toarcien, plus ou moins recouvert par des dépôts faiblement perméables. Sur le plateau de la forêt de l'Hermitain, sur le versant dominant la dépression de la Sèvre, entre la Mothe-Saint-Héray et Saint-Maixent-l'École (dénommé « crête des Belles sources »), on dénombre 38 sources ou fontaines et 26 sur le versant opposé, vers le Sud et vers l'Ouest, qui alimentent le ruisseau de l'Hermitain, ainsi que le haut bassin du Lambon.

Qualité des eaux. Les eaux de l'aquifère supra-toarcien ont un faciès bicarbonaté calcique. Elles sont généralement fortement minéralisées, mais les eaux issues des sources karstiques présentent une forte variabilité de leur charge dissoute en fonction du débit (baisse de la minéralisation en hautes eaux). La forte vulnérabilité de cet aquifère vis-à-vis des activités humaines, explique la présence de nitrates à des concentrations souvent élevées, de l'ordre de 50 mg/l.

Exploitation des eaux et caractéristiques hydrodynamiques. L'exploitation des eaux de l'aquifère supra-toarcien n'est pas très développée sur le territoire de la feuille Saint-Maixent-l'École, du fait du caractère assez aléatoire des recherches d'eau et de l'épaisseur relativement faible du réservoir, notamment dans la partie occidentale de la région.

Les paramètres hydrodynamiques sont très variables, car liés à l'intensité de la fissuration et au développement de la karstification. Les vitesses de transit des eaux en domaine karstique peuvent être très élevées (plus de 100 m/h), même en dehors des périodes de crue.

Aquifère du Lias (ou infra-toarcien)

Cet aquifère est présent sur la totalité de la superficie de la feuille Saint-Maixent-l'École, soit en régime libre pour les zones d'affleurement des formations liasiques, soit en régime captif, sous l'aquifère supra-toarcien et les marnes qui isolent ces deux aquifères.

Il convient donc de distinguer la partie située à l'Est du fossé d'effondrement de Saint-Maixent-l'École, où la nappe est captive, de la partie située à l'Ouest, où la nappe est essentiellement libre.

Partie orientale. Le réservoir infra-toarcien présente ici une épaisseur moyenne d'une cinquantaine de mètres et peut fournir des débits importants, dépassant la centaine de mètres cubes par heure. Mais les recherches d'eau restent très aléatoires.

Les fractures majeures (failles de Lezay, Chey ou Pamproux) jouent un rôle important dans les écoulements souterrains et peuvent favoriser des transferts hydrauliques entre aquifères supra- et infra-toarcien. Ainsi, au Nord de Pamproux, le toit de l'aquifère s'abaisse de plus d'une centaine de mètres entre les localités de Narbonne et Saint-Martin, par un système de failles en relais.

Partie occidentale. L'aquifère se trouve à l'affleurement dans la vallée du Lambon. Des pertes du ruisseau du Lambon ont été mises en évidence en plusieurs endroits, notamment entre Montaillon et Fressines, ainsi qu'en aval de Vaumoreau.

Plus vers le Sud (secteur compris entre les localités de Vouillé, à l'Ouest, Prahecq au Sud et Thorigné à l'Est), l'aquifère devient captif sous les marnes toarciennes. Il représente ici la partie amont du système karstique de la source du Vivier à Niort. Une particularité remarquable de ce secteur est d'une part la karstification de la formation supra-toarcienne, d'autre part l'existence de liaisons hydrauliques étroites entre les deux aquifères infra- et supra-toarcien.

Qualité des eaux. Les eaux de l'aquifère infra-toarcien présentent un faciès bicarbonaté calcique et magnésien, avec une minéralisation moyenne. Elles se caractérisent par des teneurs en fluor très variables localement mais qui peuvent atteindre plusieurs mg/l (secteurs Salles-Pamproux et Prahecq). On note également parfois la présence de fer et manganèse ainsi que de faibles teneurs en arsenic.

Exploitation des eaux et caractéristiques hydrodynamiques. Cet aquifère a fait l'objet de nombreuses recherches d'eau, notamment pour l'alimentation en eau potable, car il bénéficie, en dehors de ses zones d'affleurement, d'une protection naturelle vis-à-vis des pollutions engendrées par les activités humaines. La productivité est très variable ; généralement faible, elle peut localement atteindre la centaine de mètres cubes par heure.

Autres formations aquifères

Les autres formations géologiques ne présentent aucun intérêt pour l'exploitation de leur ressource du fait de leur faible épaisseur et de leur nature plus ou moins argileuse. On citera les dépôts continentaux du graben de Saint-Maixent-l'École qui, malgré une épaisseur pouvant atteindre une dizaine de mètres, comprennent des niveaux d'argile carbonatée isolant les horizons de calcaires lacustres ou les alluvions des vallées de la Sèvre ou du Chambon.

Enfin, les ressources en eau souterraine du socle ne sont pas connues.

SUBSTANCES UTILES

Il existe trois carrières actuellement en exploitation sur le territoire de la feuille Saint-Maixent-l'École.

L'entreprise Boisliveau exploite, sur la commune de Nanteuil, aux lieux-dits « Puits d'Enfer » et à « la Dimerie », des métagrauwackes et des métapélites de la Formation de Bourgneuf (KB), sous l'appellation commerciale de « diorite ». Ouvertes en 1973, les carrières ont une surface autorisée à l'exploitation de 134 799 m², et un tonnage moyen annuel de 100 000 t. L'essentiel du matériau est utilisé sous forme de concassé.

Cette entreprise exploite aussi des calcaires au lieu-dit « les Hauts de Rochefort », sur la commune de Sainte-Eanne. La carrière occupe une surface de 351 777 m², et sa production moyenne annuelle s'élève à 150 000 t. Le matériau extrait sous forme de concassé est composé de calcaires ponctués (Calcaires ponctués de Saint-Maixent) et Calcaires à silex bajociens.

Sur le territoire de la commune de Nanteuil, au lieu-dit « la Grande Palisse », l'entreprise Labasse & Fils exploite les « Calcaires ponctués de Saint-Maixent » d'âge Bajocien. La surface de la carrière est de 69 571 m² et la production moyenne annuelle de concassé est de 16 000 t.

Il existe de nombreuses carrières abandonnées sur le territoire de la feuille Saint-Maixent-l'École. Marnières dans les zones d'affleurement du Toarcien, pierres pour moellon pour ceux du Sinémurien supérieur (Caillebotine) et du Callovien (Calcaires argileux de Pamproux) au lieu-dit « le Moulin à Vent », moellons et pierre de taille pour ceux du Bajocien et Bathonien.

Les dépôts de pente ont également été exploités de façon très ponctuelle et artisanale sur la bordure sud du fossé de Saint-Maixent-l'École, ainsi que des sables éocènes et quaternaires.

GÎTES ET INDICES MINÉRAUX

Au Sud immédiat de la feuille Saint-Maixent-l'École, la feuille Melle (636) est caractérisée par une importante **minéralisation plombo-argentifère** (Tereygeol, 2001), dont une partie du gisement débordé sur le territoire de la carte. 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 notice.

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.

Extension du domaine minéralisé

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.

Extension latérale. 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 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.

Extension verticale. 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, comme le montrent les chiffres suivants. Répartition des teneurs en fonction des profondeurs (en % métal de la teneur totale), par tranches verticales de 1 m à partir de la base du Toarcien : 0 à 1 m : 1,6 % ; 1 à 2 m : 18,3 % ; 2 à 3 m : 24,3 % ; 3 à 4 m : 37,2 % ; 4 à 5 m : 16,5 % ; 5 à 6 m : 2,1 %. Au-delà de 6 m, les indices sont trop faibles et dispersés ; le toit est le plus souvent dolomitique et pratiquement stérile.

Nature et répartition géographique du minerai

- La **galène** constitue l'essentiel du minerai avec un rapport Ag/Pb oscillant entre 1 ‰ et 3,7 ‰.
- La **blende** n'est en quantité appréciable que dans la partie sud du gisement ; elle est totalement absente dans la partie nord.
- La **barytine**, souvent pseudomorphosée en quartz, ne se voit qu'au Nord, accompagnée de quelques cristaux de fluorine.

Paragenèses et origine des métaux lourds

Les paragenèses observées à Melle sont simples : la galène domine, elle est localement accompagnée par la blende et la chalcopirite. 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 (Cariou *in* Gabilly *et al.*, 1997).

Les indices de minéralisation

Localisation stratigraphique. 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 pliensbachiens où elle se présente, soit sous forme diffuse, soit sous formes fissurales ou géodiques, soit en imprégnations de remplissage karstique.

Description. La majeure partie des minéralisations est 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'épiginie 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.

Minéraux associés dans les géodes. Mis à part le quartz, la galène et la blende sont accompagnées dans les géodes par la cérusite (carbonate de plomb, $PbCO_3$) 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.

DOCUMENTATION COMPLÉMENTAIRE

PRÉHISTOIRE ET ARCHÉOLOGIE

Les sites **paléolithiques** sont connus seulement par des ramassages de surface. Ils sont attestés sur les communes d'Azay-le-Brûlé, la Crèche, François, Vouillé, Souvigné, Sainte-Eanne, la Couarde et Celles-sur-Belle. Ils

attestent une occupation humaine depuis 300 000 ans. La répartition de ces sites, surtout localisés à l'Ouest de Saint-Maixent-l'École, reflète avant tout le rôle prépondérant des prospecteurs pour la découverte des gisements.

Les monuments mégalithiques de la période **néolithique** (tumulus et dolmen) se concentrent plutôt à l'Est, notamment autour de Bougon, avec sa célèbre nécropole de grands tumulus. Les enceintes néolithiques identifiées se répartissent plus largement, à la Crèche, Vouillé et Prahecq à l'Ouest, et à Exoudun et la Mothe-Saint-Héray à l'Est. Des ateliers ont été repérés dans la plupart des communes.

Les sites de l'**Âge du Bronze** sont surtout connus par des dépôts d'objets destinés à être refondus (Exoudun, Mougou et Pamproux). Des traces d'habitat ont été découvertes à Lezay et Vouillé.

L'**Âge du Fer** n'est que très ponctuellement attesté, cependant de nombreuses découvertes issues de la prospection aérienne, laissent supposer que les gisements protohistoriques sont beaucoup plus denses qu'il n'y paraît. Il s'agit de sites fossoyés, de forme simple à complexe, qui se répartissent préférentiellement sur des substrats calcaires, à l'exception de ceux du Bajocien, et souvent en limite de zones géologiques différenciées. Le cas est particulièrement flagrant sur les communes de Mougou et Thorigné. Ailleurs ces sites sont installés sur les formations superficielles indifférenciées, à proximité des vallées. Leur grand nombre montre que la mise en valeur des terres, initiée au Néolithique, s'est amplifiée durant toute la Protohistoire.

Les établissements **gallo-romains** sont particulièrement nombreux sur la rive droite de la Sèvre Niortaise. Le franchissement de celle-ci est attesté au Sud de Nanteuil (agglomération antique ?), lieu où convergent plusieurs voies. Le tracé de la voie orientée nord-ouest se prolonge probablement le long de la rive droite de la Sèvre, croise une autre voie (orientée nord-est et franchissant la Sèvre à Exoudun) pour rejoindre Rom, l'agglomération antique de *Rauranum*. La voie orientée nord-est, venant du site antique de Sanxay (Vienne), après avoir franchi la Sèvre à Nanteuil, se poursuit sur la rive gauche pour rejoindre la Crèche et Chauray. Une voie, orientée ouest sur la commune d'Azay-le-Brûlé, se cantonne rive droite de la Sèvre pour rejoindre la voie de Sanxay. Deux voies au tracé sensiblement parallèles, orientées nord-ouest ont été observées sur les communes de Mougou et Thorigné, ainsi que Prahecq. Le réseau des voies a drainé de nouvelles implantations de domaines agricoles (*villae*) et ainsi facilité les échanges commerciaux.

Le Moyen Âge connaît son apogée avec l'émergence des paroisses, parfois installées sur des sites antiques et qui sont à l'origine des chefs-lieux de communes.

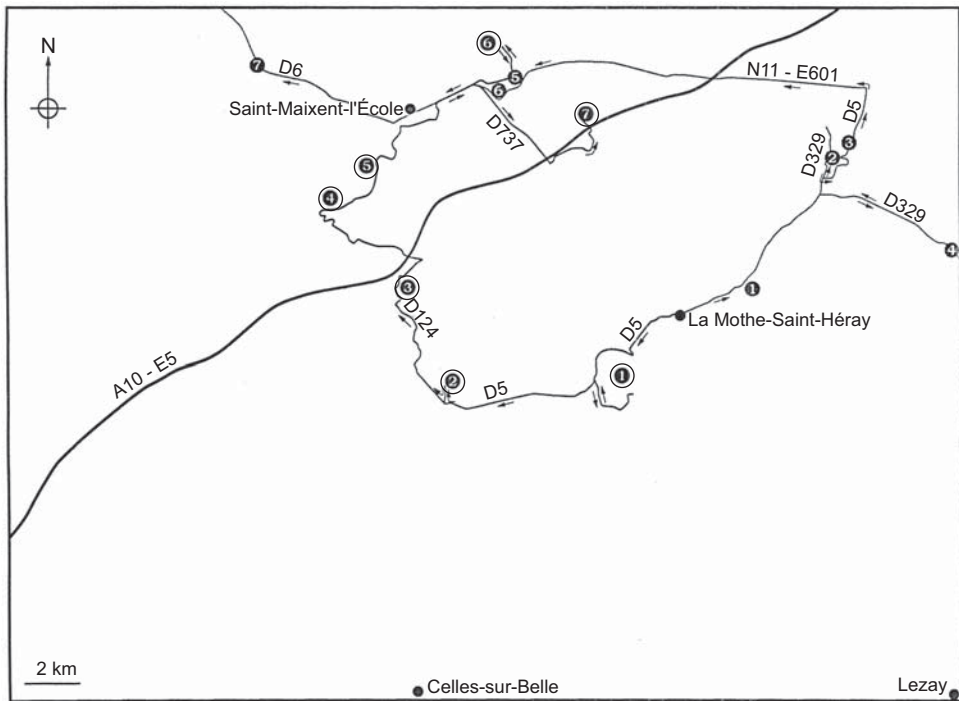


Fig. 25 - Saint-Maixent-l'École : itinéraires d'excursions dans la couverture
 (cf. itinéraire 11c, *in* Le Seuil du Poitou, versant aquitain) **et le socle ①**

ITINÉRAIRE GÉOLOGIQUE ET SITES CLASSIQUES

Certains sites (talus de bord de route, carrières à ciel ouvert en activité ou abandonnées, panoramas...) qui permettent l'observation privilégiée de formations et/ou de structures identifiées sur le territoire de la feuille Saint-Maixent-l'École sont décrits dans le Guide géologique régional « Poitou – Vendée - Charentes » (édit. Masson, Paris) au niveau de l'itinéraire 11c, « Le Seuil du Poitou : versant aquitain ». Toutefois, ils ne concernent que la couverture.

Dans le socle, quelques sites méritent d'être signalés (fig. 25). Au départ de la Mothe-Saint-Héray, un itinéraire en boucle d'environ 35 km permet de découvrir la plupart des formations qui composent les quatre unités lithostructurales précédemment décrites.

Arrêt 1 – Trémont (la Mothe-Saint-Héray). Versants de la vallée du ruisseau de Chambrille et de la Vallée des Grenats. Micaschistes feldpathiques et quartzomicaschistes à biotite ou à deux micas, \pm grenat, avec charnières intrafoliales de quartz d'exsudation, « rods » et filons de granitoïdes (granites à deux micas, \pm grenat, \pm tourmaline, aplites et pegmatites).

Arrêt 2 – Douhault (Prailles). Ancienne carrière à ciel ouvert dite de l'Étoile-de-l'Hermitain en bordure de la D103. Orthogneiss à biotite ou à deux micas, \pm grenat, de Douhault, avec enclaves concordantes de matériel paradérivé.

Arrêt 3 – Le Puy de Miauray (Romans). Petite excavation en bordure de la D124. Amphibolites à grenat d'Ainçay.

Arrêt 4 – Ricou (Azay-le-Brûlé). Versant droit de la vallée de la Sèvre niortaise, en bordure de la voie communale Azay-le-Brûlé–Sainte-Néomaye. Métagrauweekes et métapélites avec intercalations décimétriques de métadolérites et de métarhyolites de l'unité de Roc Cervelle.

Arrêt 5 – Epron (Azay-le-Brûlé). Versant droit de la vallée de la Sèvre niortaise, en bordure de la voie communale Sainte-Néomaye – Saint-Maixent-l'École. Paragneiss métatectiques à biotite ou à deux micas.

Arrêt 6 – La Dimerie (Exireuil). Carrière à ciel ouvert sur le versant droit de la vallée du ruisseau du Puits d'Enfer. Métagrauweekes et métapélites de la formation du Bourgneuf. Si problème d'accès à la carrière, possibilité d'observer ces faciès au niveau du Rocher du Puits d'Enfer.

Arrêt 7 – Bourg Neuf (Nanteuil). Versants de la vallée du ruisseau de Magnerolles. Faciès-type à deux micas (Bt > Ms), à grain moyen et à texture porphyroïde du Granite de Ménigoute avec déformation plastique par cisaillement simple dextre (microstructures de type C-S) et orthogneiss à biotite ou à deux micas, ± grenat, et reliques de HP de la Formation de Soudan.

PROTECTION DU PATRIMOINE GÉOLOGIQUE RÉGIONAL

Dans le Jurassique inférieur et moyen, des sites offrent un intérêt scientifique et pédagogique reconnu de longue date. C'est pourquoi, dans le cadre d'un inventaire du patrimoine géologique de Poitou-Charentes, réalisé sous la maîtrise d'ouvrage du Conservatoire Régional d'Espaces Naturels (Poitiers), cinq anciennes carrières à ciel ouvert situées sur le territoire de la feuille Saint-Maixent-l'École ont été retenues. Il s'agit des carrières de Ricou (Azay-le-Brûlé), du Fief-Berland (Cherveux), de Bel-Air et du Moulin à Vent (Pamproux) et de Cinq Coux (Aigonnay-Thorigné).

À ce titre, il convient de signaler que l'ancienne carrière à ciel ouvert de Cinq Coux dite « de Beausoleil » (Aigonnay-Thorigné) qui, lors de son exploitation, exposait un front de taille recoupant cinq étages successifs du Jurassique (Sinémuro-Hettangien, Pliensbachien, Toarcien, Aalénien et Bajocien) a fait l'objet d'un programme de restauration et de conservation à des fins scientifique et pédagogique.

DOCUMENTS ET COLLECTIONS CONSULTABLES

Les échantillons, lames minces et minutes de terrains qui concernent le socle de la feuille Saint-Maixent-l'École (formations métamorphiques et granitoïdes) sont conservés au Centre d'Interprétation Géologique du Thouarsais sis Rond-Point du 19 mars 1962, 79100 Thouars (05 49 66 42 18) où ils peuvent être consultés.

La banque de données du sous-sol du BRGM (BSS) détient l'inventaire des sondages et autres ouvrages souterrains exécutés et déclarés dans le périmètre de la feuille et de plus archive régulièrement les nouveaux travaux. Ces documents peuvent être consultés soit au Service géologique régional (SGR) « Poitou-Charentes », La Gibauderie, 11 allée de la Providence, 86000 Poitiers, ou encore au BRGM, Maison de la Géologie, 77 rue Claude Bernard, 75005 Paris, ou encore sur le site internet <http://www.brgm.fr/infoterre>.

BIBLIOGRAPHIE

- AUTRAN A., GÉRARD A., WEBER C. (1976) – La carte gravimétrique de la France. Exemples d'utilisation géologique. *Bull. Soc. géol. Fr.*, Paris, vol. 18, n° 5, p. 1119-1132.
- BALOGUE P.-A. (1999) – Biochronologie et dynamique évolutive des Distichoceratinae (Ammontina, Callovien). Thèse Doct. Univ. Poitiers, 324 p., 10 pl.
- BALUSSEAU B. (1980) – Le Jurassique inférieur et moyen sur la bordure nord-ouest du Limousin : région de Goux à l'Isle Jourdain (Vienne). Thèse Doct. 3^e cycle, Univ. Poitiers, 140 p., 57 fig., 13 pl., 1 carte.
- BECQ-GIRAUDON J.-F., FREYTET P. (1976) – L'Oligocène du fossé de Saint-Maixent (Deux-Sèvres) : observations paléontologiques et pétrographiques sur les calcaires « lacustres » à attapulгите. *C.R. Acad. Sci.*, Paris, t. 282, sér. D, p. 1943-1946.
- BERGERAT F., BERGUES J., GEYSSANT J. (1985) – Estimation des paléo-contraintes liées à la formation de décrochements dans la plate-forme d'Europe du Nord. *Geol. Rundsch.*, vol. 74, n° 2, p. 311-320.
- BERNARD-GRIFFITHS J., PEUCAT J.-J., SHEPPARD S., VIDAL P. (1985) – Petrogenesis of hercynian leucogranites from the southern Armorican Massif : contribution of REE and isotopic (Sr, Nd, Pb and O) geochemical data to the study of source rock characteristics and ages. *Earth Planet. Sci. Let.*, vol. 74, p. 235-250.
- BERTHE D., CHOUKROUNE P., JEGOUZO P. (1979) – Orthogneiss, mylonite and non coaxial deformation of granites the example of the South Armorican Shear Zone. *J. Struct. Geol.*, vol. 1, n° 1, p. 31-42.
- BONNAUD B., BOUCHENY P. (1994) – Secteur de référence du bassin-versant de la Sèvre Niortaise, volet pédologique. Rapport + carte à 1/25 000, Chambre d'Agriculture des Deux-Sèvres.
- BOULLIER A.-M., BOUCHEZ J.-L. (1978) – Le quartz en rubans dans les mylonites. *Bull. Soc. géol. Fr.*, (7), t. XX, n° 3, p. 253-262.
- BOUTON P. (1990) – Analyse stratigraphique, pétrographique et structurale du segment vendéen de la Chaîne hercynienne. Partie orientale du Synclinorium de Chantonay. Massif armoricain. Thèse, Univ. Poitiers, 1 vol., 378 p.
- BOUTON P., BRANGER P. (2006) – Notice explicative, carte géologique France (1/50 000), feuille Coulonges-sur-l'Autize (587). Orléans : BRGM, carte géologique par Bouton P., Branger P. (2006).

- BOUTON P., BRANGER P., PONCET D. (1992) – Environnement géologique du massif granitique de Neuvy-Bouin : le socle hercynien et la couverture méso-cénozoïque entre les accidents de Secondigny et de Parthenay. Structuration hercynienne et tectonique tertiaire. Apports de la cartographie et de l'analyse structurale. Rapport inédit ANDRA 622 RP UPT 91-002, 73 p., 5 pl. h.-t.
- BOUTON P., PONCET D. (1992) – Contexte structural du massif granitique de Neuvy-Bouin (Deux-Sèvres). Carte 1/100 000. ANDRA, Fontenay-les-Roses.
- BRANGER P. (1989) – La marge nord-aquitaine et le Seuil du Poitou au Bajocien : stratigraphie séquentielle, évolution biosédimentaire et paléogéographie. Thèse 3^e cycle, Univ. Poitiers, 2 vol., 206 p., 97 fig., 6 pl.
- BROWN M. (1973) – The definition of metatexis, diatexis and migmatite. *Proc. Geol. Ass.*, London, vol. 84, part. 4, p. 371-382.
- BRUNET M., GABILLY J. (1981) – Découverte d'une faune de vertébrés bartoniens dans le Tertiaire continental du Seuil du Poitou. *Bull. Soc. géol. Fr.*, Paris, (7), t. 23, p. 95-100.
- BURBAUD-VERGNEAUD M. (1987) – Fracturation et interactions socle-couverture : le seuil du Poitou. Données géologiques. Données de la télédétection infrarouge thermique. Thèse Univ. Poitiers, 204 p., 130 fig., 3 pl.
- CALLOT G. (1972) – Les « Terres de groies » sur calcaires jurassiques en Charente. Principaux facteurs de différenciation des sols. *Science du Sol*, n° 1, p. 45-61. Carte de la végétation de la France, feuille n° 44 : Niort. Éditions du CNRS.
- CAMUZARD J.P. (2000) – Les sols marqueurs de la dynamique des systèmes géomorphologiques continentaux. Thèse Doct. Univ. Caen, n° 2000 CAEN 2050, 643 p.
- CARIOU É. (1966) – La faune d'ammonites et la sédimentation rythmique dans l'Oxfordien supérieur du Seuil du Poitou. *Trav. Inst. Géol. Anthr. préhist. Fac. Sci. Poitiers*, t. 7, p. 46-67, 2 fig.
- CARIOU É. (1972) – L'Oxfordien au Nord de Poitiers. La limite Oxfordien-Kimméridgien en Poitou-Charentes. *C.R. Acad. Sci.*, Paris, t. 275, sér. D, p. 2607-2609.
- CARIOU É. (1980) – L'étage callovien dans le Centre-Ouest de la France. Thèse d'État, Univ. Poitiers, Vol. 1, Stratigraphie et paléogéographie, 37 p.
- CARIOU É. (1984) – Biostratigraphic subdivision of the Callovian stage in the Subtethyan province of ammonites, correlations with the Subboreal zonal scheme. In O. Michelsen et A. Zeiss, *Int. Symp. Jurassic strat.*, Erlangen, vol. 2, p. 315-326.
- CARIOU É., COIRIER B., DUPUIS J. (1978) – Carte géol. France (1/50 000), feuille Niort (610). Orléans : BRGM. Notice explicative par Cariou É., Coirier B., Dupuis J., Gabilly J. (1983), 35 p.

- CARIOU É., JOUBERT J.-M. (1989) – Carte géol. France (1/50 000), feuille Lusignan (612). Orléans: BRGM. Notice explicative par Cariou É., Joubert J.-M. (1989), 42 p.
- CARIOU É., BRANGER P., GONNIN C., LEGENDRE L. (1991) – Cross section in the classic Jurassic series on the Seuil du Poitou. 3rd Int. Symp. Jurassic strat. Poitiers, pre-Symp. field trip, p. 85, 30 fig.
- CARIOU É., HANTZPERGUE P., avec la collaboration de DUCLOUX J. (1993) – Carte géol. France (1/50 000), feuille Mauzé-sur-le-Mignon (635). Orléans : BRGM. Notice explicative par É. Cariou, P. Hantzpergue, B. Coirier, J. Ducloux, G. Colmont (1993), 29 p.
- CARPENTIER A. (1947-1949) – Les flores infraliasiques des Deux-Sèvres et de la Vendée. *Ann. Paléont.*, t. 33 à 35.
- CASSARD D., GENTER A., GROS Y., MARTIN P. (1997) – Organisation spatiale multi-échelle de la fracturation dans la zone de reconnaissance des granitoïdes sous couverture sédimentaire de Charroux-Civray. Journées Scientifiques de l'ANDRA, Poitiers, Atlas des posters, p. 26-27.
- CHANTRAINE J., AUTRAN A., CAVELIER C. [cordonnateurs] (1996) – Carte géologique de la France à 1/1 000 000 (6^e édit.). Édit. BRGM, Orléans.
- CHARTRON C., COSMANN M. (1902) – Note sur l'Infralias de la Vendée et spécialement sur un gisement situé dans la commune du Sinion-la-Vineuse. *Bull. Soc. géol. Fr.*, Paris, 4^e sér., t. 2, p. 163-203, 2 pl.
- COITEUX S. (1983) – Le métallotecte de Melle (Deux-Sèvres), contexte sédimentaire et minéralisations. Thèse 3^e Cycle, Univ. Poitiers, 2 vol., 132 p.
- COLCHEN M., ROLIN P., STUSSI J.-M. (1997) – Le socle hercynien du Seuil du Poitou. Journée Sci. Andra, Poitiers, 1997. Géol., Géoch., hydrogéol., Géomec. et Therm. Atlas des posters, CNRS, p. 23.
- COMITÉ DE LA CARTE GÉOLOGIQUE DE LA FRANCE (1997) – Notes d'orientation pour l'établissement de la carte géologique à 1/50 000. *Techniques et méthodes*. Éd. BRGM, P. Andreieff, éditeur, 3^e édition, 255 p.
- COMITÉ FRANÇAIS DE STRATIGRAPHIE (1997) – Stratigraphie, terminologie française. *Bull. Centres Rech. Explor. Prod. Elf Aquitaine*, Pau, J. Rey, coordonnateur, Mém. 19, 164 p.
- COQUAND H. (1858) – Description physique, géologique, paléontologique et minéralogique du département de la Charente. Barlatier, Feissat et Demonchy éd., Marseille, t. 2, 420 p.
- CORILLION R. (1962) – Aspects de la répartition géographique du chêne pubescent (*Quercus lanuginosa* Lmk) dans le Nord-Ouest de la France). *Bull. Serv. de la Carte phytogéographique*, série A, t. VII, fasc. 2, p. 113-123.
- COSSMANN M. (1902-1903) – Note sur l'Infralias de la Vendée (suite) : pélécy-podes. *Bull. Soc. géol. Fr.*, Paris, 4^e sér., t. 3, p. 497-545, 3 pl.

- CUNEY M., STUSSI J.-M., BROUAND M. (1992) – Géochimie des granitoïdes vendéens. *Rap. Int. ANDRA (RP CRE 92-001)*, 188 p.
- DUCLoux J. (1971) – Les sols de la plaine vendéenne sur substratum calcaire bathonien. *Bull. de l'AFES*, n° 3, p. 11-28.
- DUCLoux J., CHESSERON G. (1989) – Les Terres rouges à châtaigniers de l'Ouest de la France. *Ann. Soc. Sci. nat. de Charente maritime*, vol. 7, n° 7, p. 853-868.
- DUPONT P. (1962) – Flore atlantique européenne ; introduction à l'étude du secteur ibéro-atlantique. *Faculté des sciences, Toulouse*, 414 p.
- DUPUIS J., CARIou É., COIRIER B., DUCLoux J. (1975) – Notice explicative, Carte géol. France (1/50 000), feuille Marans (609). Orléans : BRGM, 19 p. Carte géologique par Dupuis J., Ducloux J., Cariou É. (1975).
- ÉNAY R., MANGOLD C., CARIou É., CONTINI D., DEBRAND-PASSARD S., DONZE P., GABILLY J., LE FAVRAIS-RAYMOND A., MOUTERDE R., THIERRY J. (1980) – Synthèse paléogéographique du Jurassique français par le Groupe Français d'Étude du Jurassique. *Doc. Lab. Géol. Lyon*, H.S. n° 5, 210 p., 1 fig., 3 tabl., 42 cartes.
- FOURNIER A. (1888) – Document pour servir à l'étude géologique du Détroit poitevin. *Bull. Soc. géol. Fr.*, Paris, 3^e sér., t. 16, p. 113-181.
- FREJVALD M. (1970) – The problem of platy quartz in rocks of crystalline basements. *Acta Univ. Carolina*, vol. 2, p. 95-103.
- GABILLY J. (1960) – Les faciès du Lias inférieur et moyen de la bordure sud-ouest du Massif vendéen. *C.R. Acad. Sci.*, Paris, t. 251, n° 15, p. 1540-1542.
- GABILLY J. (1963) – Les variations de la sédimentation du Lias et du Jurassique en relation avec le Seuil du Poitou. *Coll. Les seuils en géologie, Poitiers 1962*. C.R. 87^e Congr. Nat. Soc. Savantes, p. 679-699.
- GABILLY J. (1964) – Le Jurassique inférieur et moyen sur le littoral vendéen. *Trav. Inst. Géol. Anthr. Préh. Fac. Sci. Poitiers*, t. 5, p. 66-107.
- GABILLY J. (1975) – Évolution et systématique des Phymatoceratinae et des Grammocerotinae (Hildocerataceae, Ammonitina) de la région de Thouars, stratotype du Toarcien. *Mém. Soc. géol. Fr.*, Paris, t. 54, n° 124, 196 p., 36 pl.
- GABILLY J. (1976) – Le Toarcien à Thouars et dans le Centre-Ouest de la France : biostratigraphie, évolution de la faune. *Publ. Com. Fr. Strat. « Les stratotypes français »*, éd. CNRS, vol. 3, 217 p., 29 pl.
- GABILLY J., CARIou É. (1974) – Journées d'étude et excursion en Poitou du Groupe Français d'Étude du Jurassique. *Lab. Géol. Sédim. et Paléobiol.*, Univ. Poitiers, 14 p., 34 fig.

- GABILLY J., CARIOU É., HANTZPERGUE P. (1985a) – Le Déroit du Poitou au Jurassique : mythe ou réalité paléogéographique ? Coll. Géodynamique des seuils et des hauts-fonds, Poitiers. Com. trav. hist. et scient., *Bull. Sect. Sci.*, t. 9, p. 141-159.
- GABILLY J., CARIOU É., HANTZPERGUE P. (1985b) – Les grandes discontinuités stratigraphiques au Jurassique : témoins d'événements eustatiques, biologiques et sédimentaires. *Bull. Soc. géol. Fr.*, Paris, 8^e sér., n° 3, p. 391-401.
- GABILLY J., CARIOU É., BRILLANCEAU A., COLCHEN M., DUCLOUX J., DUPUIS J., MOREAU P., HANTZPERGUE P., SANTALLIER P., TERS M. (1997) – Poitou - Vendée - Charentes. Guides géologiques régionaux. Masson éd., Paris, 200 p., 8 pl., 121 fig.
- GAILLARD C. (1983) – Les biohermes à spongiaires et leur environnement dans l'Oxfordien du Jura méridional. *Doc. Lab. Géol. Lyon*, n° 9, 515 p.
- GAPAIS D., BALE P., CHOUCKROUNE P., COBBOLD P.R., MAHJOUR Y., MARQUER D. (1987) – Bulk kinematics from shear zone patterns: some field examples. *J. Struct. Geol.*, vol. 9, n° 5-6, p. 635-646.
- GILLARD P.-A. (1941a) – Sur la position stratigraphique du bassin tertiaire lacustre de la Mothe-Saint-Héray. *C.R. Somm. Soc. géol. Fr.*, Paris, fasc. 8, p. 40-42.
- GILLARD P.-A. (1941b) – Sur la position stratigraphique du bassin tertiaire lacustre de la Mothe-Saint-Héray (2^e note). *C.R. Somm. Soc. géol. Fr.*, Paris, fasc. 16, p. 133-134.
- GILLARD P.-A. (1943) – Sur les formations tertiaires continentales de la région ouest du Déroit de Poitiers (feuille La Rochelle à 1/320 000). *Bull. Serv. Carte géol. Fr.*, t. XLIV, fasc. 212, p. 179-197.
- GLANGEAUD P. (1895) – Le Jurassique à l'Ouest du Plateau central. Contribution à l'histoire des mers jurassiques dans le bassin de l'Aquitaine. Thèse d'État, Univ. Paris. Libr. Polytech., Baudry et C^{ie}, éd., 260 p., 45 fig.
- GODARD G. (1981) – Lambaux probables d'une croûte subductée : les éclogites de Vendée. Thèse 3^e cycle, Univ. Nantes, 153 p., 1 carte.
- GONNIN C., CARIOU É., BRANGER P. (1992) – Les facteurs de contrôle de la sédimentation au début du Jurassique moyen sur le Seuil du Poitou et ses abords. *C.R. Acad. Sci.*, Paris, t. 315, sér. 2, p. 853-859.
- GONNIN C., CARIOU É., BRANGER P. (1993) – Stratigraphie séquentielle des séries du Bajocien inférieur au Bathonien moyen du Seuil du Poitou et de son versant aquitain (France). *C.R. Acad. Sci.*, Paris, t. 316, sér. 2, p. 209-215.
- GOUDEAU M. (1978) – Les dépôts détritiques du Pliensbachien sur la bordure sud-est du Massif vendéen (étude stratigraphique et sédimentologique). Thèse Doct. 3^e cycle, Univ. Poitiers, 2 vol., 119 p., 8 pl.

- GRACIANSKY P.-A., HARDENBOLD J., JACQUIN T. (1998) – Mesozoic and Cenozoic sequence stratigraphy of European basins. SEPM, Spec. publ. n° 60, 786 p., 8 tabl.
- GROSSOUVRE A. de (1921) – L'Oxfordien moyen des environs de Niort. *Bull. Soc. géol. Fr.*, Paris, t. 21, p. 297-316, 1 pl.
- GROUPE FRANÇAIS D'ÉTUDE DU JURASSIQUE (1997) – Biostratigraphie du Jurassique ouest-européen et méditerranéen : zonations parallèles et distribution des invertébrés et microfossiles. Cariou É., Hantzpergue P. coord., *Bull. Centre Rech. Elf Explor. Prod.*, Pau, mém. n° 17, 440 p., 6 fig., 79 tabl., 42 pl.
- HALLAM A. (1992) – Phanerozoic sea-level changes. In « The perspective in Paleobiology and Earth History series ». Bottjer D.J., Bambach R.K. ed., Columbia University Press, New York, 266 p.
- HANTZPERGUE P., DUCLOUX J., JOUBERT J.-M. (1997) – Carte géol. France (1/50 000), feuille Civray (637). Orléans : BRGM. Notice explicative par Hantzpergue P., Branger P., Ducloux J., Lemordant Y., Joubert J.-M., Tournepeiche J.-F. (1997), 41 p.
- INVENTAIRE FORESTIER NATIONAL (1996) – Inventaire forestier, département des Deux-Sèvres : troisième cycle (1995). Imprimerie Nationale, Paris, 2 t.
- JOUBERT J.-M. (1976) – Premières observations sur les microfaciès carbonatés du Jurassique du Seuil du Poitou. DEA Univ. Poitiers. Inédit.
- KERRIEN Y., BOURGUEIL J. (1967) – Carte géol. France (1/320 000), feuille La Rochelle, 2^e édition. Orléans, BRGM.
- LAFFITE R., NOËL D. (1967) – Sur la formation des calcaires lithographiques. *C.R. Acad. Sci.*, Paris, t. 264, sér. D, p. 1379-1382.
- LAGARDE J.-L., CAPDEVILA R., FOURCADE S. (1992) – Granites et collision continentale : l'exemple des granitoïdes carbonifères dans la Chaîne hercynienne ouest-européenne. *Bull. Soc. géol. Fr.*, (8), vol. 163, n° 5, p. 597-610.
- LAMEYRE J., AUTRAN A. (1980) – Les granitoïdes de France. In « Geology of Europe from Precambrian to post-hercynian sedimentary basins », 26^e CGI, Paris, Coll. C7, Géologie de la France, édit. BRGM, Orléans, p.53-97.
- LEDRU P., LARDEAUX J.-M., SANTALLIER D., AUTRAN A., QUENARDEL J.-M., FLOCH J.-P., LEROUGE G., MAILLET N., MARCHAND J., PLOQUIN A. (1989) – Où sont les nappes dans le Massif central français ? *Bull. Soc. géol. Fr.*, (8), t. V, n° 3, p. 605-618.
- LONGUEMAR M.-A. (LE TOUZE DE) (1870) – Études géologiques et agronomiques sur le département de la Vienne. A. Dupré éd., Poitiers, 496 p.

- LOUGNON J., HORON O. (1963) – Contribution à l'histoire géologique du Déroit poitevin vue d'un point particulier de ce déroit : le cap granitique de Melle (Deux-Sèvres), réflexions sur la minéralisation. Coll., Les seuils en géologie, Poitiers 1962. C.R. 87^e Congr. Nat. Soc. Savantes, p. 721-748.
- MARCHAND G. (1975) – La ceinture métamorphique méridionale du massif granitique de Mortagne (Vendée) entre les Herbiers et la Dorgissière. Caractérisations pétrographiques, minéralogiques et géochimiques. Relations avec la géochimie de l'uranium. Thèse 3^e cycle, Univ. Nancy, 1 vol., 164 p.
- MARCHAND J. (1974) – Persistance d'une série granulitique au cœur du Massif central français. Thèse 3^e cycle, Univ. Nantes, 1 vol., 207 p.
- MATHIEU G. (1937) – Recherches géologiques sur les terrains paléozoïques de la région vendéenne. Thèse d'État, Univ. Lille, 2 vol., 192 p.
- MATHIEU G. (1942) – Révision de la feuille Niort à 1/80 000. La structure du Paléozoïque de la Gâtine en bordure du Jurassique de la plaine niortaise. *Bull. Serv. Carte géol. Fr.*, t. XLIII, n° 211, p. 93-102.
- MATHIEU G., GILLARD P. (1946) – Carte géologique France (1/80 000), feuille Niort (142), 2^e édition et notice explicative. Orléans, BRGM. Modifications par Mathieu G., Gabilly J., Cariou É., Moreau P., 1966, 3^e édition.
- MATHIEU G. (1948) – Relation entre la paléogéographie du Jurassique et les failles tertiaires dans la région vendéenne (Vendée, Deux-Sèvres, Maine-et-Loire). *Bull. Soc. géol. Fr.*, Paris, 5^e sér., t. 18, p. 467-491.
- MATHIEU G. (1961) – Itinéraires d'excursions géologiques autour de Poitiers. *Trav. Inst. Géol. Anthr. préh. Fac. Sci. Poitiers*, t. 2, fasc. 2, 40 p.
- MATYJA B.A., WIERZBOWSKI A. (1997) – On quest for a unified Oxfordian-Kimmeridgian boundary : implications of the ammonite succession at the turn of Bimammatum and Planula zones in the Wieluń Upland, central Poland. *Acta geol. Polonica*, vol. 47, n° 1-2, p. 77-105.
- MEIDOM P. (1991) – Analyse structurale du complexe cristallophyllien des Essarts-Mervent et de son environnement (Vendée, Massif armoricain). Thèse, Univ. Poitiers, 1 vol., 205 p.
- MENHERT K.R. (1968) – Migmatites and the origin of granitic rocks (1^{ère} édit.). Elsevier Edit., Amsterdam, 393 p.
- MOREAU P. (1962) – Étude géologique des vallées de la Sèvre, du Lambon, de l'Hermitain. Étude de la minéralisation. DES, Univ. Poitiers, 1 vol., 263 p., planches hors-texte.
- ORBIGNY (d') A. (1852) – Cours élémentaire de paléontologie et de géologie stratigraphiques. Paris, Masson, vol. 2, p. 383-847.

- PIERROT R.-B. (1982) – Les bryophytes du Centre-Ouest : classification, détermination, répartition. *Bull. Soc. Bot. du Centre-Ouest*, n° spécial n° 5, 120 p.
- PIN C., PEUCAT J.-J. (1986) – Âge des épisodes de métamorphisme paléozoïques dans le Massif central et le Massif armoricain. *Bull. Soc. géol. Fr.*, (8), t. II, n° 3, p. 461-469.
- PLATEL J.-P. (1989) – Le Crétacé supérieur de la plate-forme septentrionale du bassin d'Aquitaine. Stratigraphie et évolution dynamique. Thèse Doc. État, Univ. Bordeaux, Document BRGM, n° 164, 572 p.
- PLATT J.P., VISSERS R.L.M. (1980) – Extensional structures in anisotropic rocks. *J. Struct. Geol.*, vol. 2, n° 4, p. 397-410.
- PONCET D. (1993) – Le Cisaillement sud-armoricain dans le Haut-Bocage vendéen : analyse pétrostructurale et étude de la déformation dans les granitoïdes et leur encaissant métamorphique. Thèse, Univ. Poitiers, 3 vol., 399 p.
- POSTAIRE B. (1983) – Systématique Pb commun et U-Pb sur zircons. Applications aux roches de haut grade métamorphique impliquées dans la Chaîne hercynienne (Europe de l'ouest) et aux granulites de Laponie. *Bull. Soc. Géol. Minéral. Bretagne*, (C), t. XV, fasc.1, p. 29-72.
- RALLET L. (1960) – Le climat de la région Charentes-Poitou et ses rapports avec l'extension de la flore méditerranéenne. *Bull. Soc. Bot. de Fr.*, (C. R. de la 86^e session extraord.), p. 76-99.
- RIOULT M., DUGUÉ O., JAN DU CHÈNE R., PONSOT C., FILY G., MORON J.-M., VAIL P.R. (1991) – Outcrop sequence stratigraphy of the anglo-Paris basin, Middle to Upper Jurassic (Normandy, Maine, Dorset). *Bull. Centre. Rech. Expl. Prod. Elf-Aquitaine*, Pau, vol. 1, p. 101-194.
- RIVAIN S. (1994) – Les types de stations forestières des Terres rouges à châtaignier et des Argiles à silex. Service régional de la forêt et du bois, Centre régional de la propriété forestière de Poitou-Charentes, Poitiers, 4 livrets.
- ROISIN P. (1969) – Le domaine phytogéographique atlantique d'Europe. Presses Agronomiques de Gembloux, Éd. Duculot, 195 p.
- ROLIN P., COLCHEN M. (1997) – Vendée - Seuil du Poitou - Limousin, carte structurale du socle varisque (1/50 000). Carte synthétique du socle vendéen, Seuil du Poitou et du Limousin, et coupes géologiques de cette portion de la chaîne varisque. Document couleur ANDRA, publié dans l'Atlas des posters des journées scientifiques de Poitiers les 13 et 14 Octobre 1997, par CNRS et ANDRA, p. 24 et 25.
- SERVICE STATISTIQUE – Recensement Général de l'Agriculture : département des Deux-Sèvres. INSEE.
- SAUZÉ J.-C., MAILLARD P.-N. (1880) – Flore descriptive des Deux-Sèvres. *Mém. Soc. Stat. Sci. Lett. Arts Deux-Sèvres*, 2 vol., Niort, 1319 p.

- SIBSON R.H. (1977) – Fault rocks and fault mechanisms. *J. Geol. Soc. London*, vol. 133, fasc. 3, p. 191-213.
- STEINBERG M. (1970) – Contribution de la sédimentation et de la géochimie à l'étude des formations continentales azoïques. Faciès sidérolitique du détroit poitevin. CTHS, Mém. Sci. 3, 175 p.
- TEREYGEOL F. (2001) – Les mines d'argent carolingiennes de Melle. Thèse Univ. Paris 1, inédit, 3 vol., 615 p.
- VAIL P.R., COLIN J.-P., JAN DU CHÊNE R., KUCHLY J., MEDIA-VILLA F., TRIFILIEFF V. (1987) – La stratigraphie séquentielle et son application aux corrélations chronostratigraphiques dans le Jurassique du bassin de Paris. *Bull. Soc. géol. Fr.*, Paris, t. 3, n° 7, p. 1301-1321.
- VIRLOGEUX D., ROUX J. (1997) – Apport des données géophysiques à la structure du massif de Charroux-Civray. Journées scientifiques de l'ANDRA, Poitiers.
- WAARD (de) D. (1965) – A proposed subdivision of the granulite facies. *Amer. J. Sci.*, vol. 263, n° 5, p. 455-461.
- WEBER C. (1973) – Les granitoïdes du Sud du bassin de Paris : données hypogéologiques obtenues par la géophysique. *Bull. Soc. géol. Fr.*, (7), t.V, n° 3, p. 357-366.
- WELSCH J. (1903) – Étude des terrains du Poitou dans le Détroit poitevin et sur les bords du Massif ancien de la Gâtine. *Bull. Soc. géol. Fr.*, Paris, t. 3, p. 797-881.
- WELSCH J. (1903) – Compte rendu de la course du lundi 5 octobre : environ de la Mothe-Sainte-Heraye (Deux-Sèvres). Réun. Extr. Soc. géol. France à Poitiers, Saint-Maixent, Niort et Parthenay, *Bull. Soc. géol. Fr.*, Paris, t. 3, p. 972-983.
- WINKLER H.G.F. (1974) – Petrogenesis of metamorphic rocks (3^e édit.). Springer-Verlag Ed., Berlin, 320 p.
- WYNS R. (1980) – Contribution à l'étude du Haut-Bocage vendéen : le Précambrien et le Paléozoïque dans la région de Chantonay. Thèse 3^e cycle, Paris VI, 1 vol., 134 p.
- WYNS R., LE METOUR J. (1983) – Le Précambrien du Massif vendéen. Étude détaillée de deux coupes de référence (coupe de l'Evre et coupe de la Divatte) et synthèse des données récentes. Doc. BRGM, n° 68, 60 p.
- WYNS R., LABLANCHE G., LEFAVRAIS-RAYMOND A. (1984) – Carte géol. Fr. (1/50 000), feuille Chantonay (563), (1^{ère} édit.). Orléans BRGM.
- WYNS R., QUESNEL F., SIMON-COINÇON R., GUILLOCHEAU F., LACQUEMENT F. (2003) – Major weathering in France related to lithospheric deformation. *Géologie de la France*, n° 1, p. 79-87.
- ZEILLER R. (1911) – Note sur quelques végétaux infraliasiques des environs de Niort. *Bull. Soc. géol. Fr.*, Paris, 4^e sér., t. 11, p. 321-328, 1 pl.

AUTEURS

La coordination de la carte a été assurée par Gabriel KARNAY.

Les auteurs qui suivent ont rédigé, ou participé à la rédaction, des chapitres suivants :

- Élie CARIOU, professeur à l'Université de Poitiers : couverture mésozoïque (Jurassique) et évolution géodynamique au Mésozoïque ;
- Didier PONCET, responsable de la Réserve Naturelle du Toarcien et du Centre d'interprétation géologique du Thouarsais : socle anté-mésozoïque, évolution tectono-métamorphique, sites remarquables et itinéraires ;
- Michel COLCHEN, professeur à l'Université de Poitiers : tectonique et géodynamique au Méso-Cénozoïque ;
- Gabriel KARNAY, ingénieur géologue au BRGM (Poitiers) : couverture cénozoïque, Quaternaire, évolution géodynamique fin Mésozoïque et Cénozoïque, Formations superficielles, Substances utiles ;
- Jean-François BECQ-GIRAUDON, ingénieur géologue au BRGM (Orléans) : couverture cénozoïque, gîtes et indices minéraux ;
- Yves LEMORDANT, ingénieur hydrogéologue au BRGM (Poitiers) : Ressources en eau ;
- François CHARNET, ingénieur à l'Institut pour le développement forestier, antenne de Rennes : occupation des sols ;
- Claire SOYER, Service régional de l'archéologie, DRAC Poitou-Charentes : préhistoire et archéologie.

Avec la collaboration de :

- Pascal BOUTON, ingénieur géologue à Calligée S.A. (Nantes) : terrains de l'unité de Chantonay ;
- Patrick BRANGER, professeur : terrains mésozoïques.