

**CARTE
GÉOLOGIQUE
DE LA FRANCE
À 1/50 000**

MAZIÈRES- EN-GÂTINE

par

P. BOUTON, D. PONCET, P. BRANGER ,
J.P. CAMUZARD

Avec la collaboration de
D. THIÉBLEMONT

BRGM
SERVICE GÉOLOGIQUE NATIONAL



**NOTICE EXPLICATIVE DE LA FEUILLE
MAZIÈRES-EN-GÂTINE À 1/50 000**

par

P. BOUTON, D. PONCET, P. BRANGER, J.P. CAMUZARD

**avec la collaboration de
D. THIÉBLEMONT**

2008

**BRGM Éditions
Service géologique national**

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

– *pour la carte* : P. BOUTON, D. PONCET, P. BRANGER, G. KARNAY (2008) – Carte géol. France (1/50 000), feuille Mazières-en-Gâtine (588). Orléans : BRGM. Notice explicative par Bouton P., Poncet D., Branger P., Camuzard J.P. avec la collaboration de Thiéblemont D. (2008), 144 p.

– *pour la notice* : P. BOUTON, D. PONCET, P. BRANGER, J.P. CAMUZARD, avec la collaboration de D. THIÉBLEMONT (2008) – Notice explicative, Carte géol. France (1/50 000), feuille Mazières-en-Gâtine (588). Orléans : BRGM, 144 p. Carte géologique par Bouton P., Poncet D., Branger P., Karnay G. (2008).

© BRGM, 2008. 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.

ISBN : 978-2-7159-1588-6

SOMMAIRE

RÉSUMÉ	7
ABSTRACT	9
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	15
<i>SOCLE ANTÉ-MÉSOZOÏQUE</i>	15
Unité des gneiss et des migmatites	15
Unité des gneiss à sillimanite de Soutiers, des amphibolites de Saint-Lin et des micaschistes à grenat du Chambon	23
Unité intermédiaire des Barres	33
Unité de Chantonnay	41
<i>COUVERTURE MÉSO-CÉNOZOÏQUE</i>	71
ÉVOLUTION TECTONO-MÉTAMORPHIQUE	93
<i>LES ÉVÉNEMENTS ANTÉ-MÉSOZOÏQUES</i>	93
<i>LA TECTONIQUE CASSANTE CÉNOZOÏQUE</i>	97
SYNTHÈSE GÉODYNAMIQUE RÉGIONALE	99
GÉOLOGIE DE L'ENVIRONNEMENT	118
<i>OCCUPATION DU SOL, PÉDOLOGIE</i>	118
<i>RESSOURCES EN EAU</i>	119
<i>RISQUES NATURELS</i>	123
<i>SUBSTANCES UTILES, CARRIÈRES</i>	124
<i>GÎTES ET INDICES MINÉRAUX</i>	130
DOCUMENTATION COMPLÉMENTAIRE	131
<i>ARCHÉOLOGIE</i>	131
<i>DOCUMENTS ET COLLECTIONS CONSULTABLES</i>	133
<i>SITES CLASSÉS, SITES CLASSIQUES ET ITINÉRAIRES</i>	133
AUTEURS	134

LISTE DES FIGURES

Fig. 1 - Les principaux stades de mobilisation anatectique dans les anatexites à cordiérite et sillimanite \pm grenat	16
Fig. 2 - Les structures plissées associées aux épisodes de déformation D1 et D2 dans les anatexites à cordiérite et sillimanite \pm grenat	18
Fig. 3 - Les relations cartographiques observées ou supposées entre les unités métamorphiques comprises entre les accidents de Parthenay et de Secondigny. Implantations des analyses géochimiques des métavolcanites	24
Fig. 4 - La déformation symmétamorphe de la Formation de Soutiers	34
Fig. 5 - Géométrie de la déformation symmétamorphe dans le Complexe de Sain-Lin	35
Fig. 6 - Géométrie de la déformation symmétamorphe dans l'Unité des Barres	38
Fig. 7 - Évolution de l'expression cartographique de la déformation D2 au Nord-Est de l'Unité de Chantonnay	hors texte
Fig. 8 - Les écailles tectoniques des Jaunières et les microstructures associées	40
Fig. 9 - Répartition spatiale des ignimbrites de la Châtaigneraie et des faciès associés	48
Fig. 10 - Géométrie de la déformation symmétamorphe dans l'Unité de Chantonnay, dans et hors du complexe d'écailles tectoniques de la déformation D2	54
Fig. 11 - Évolution des structures de type « C-S » dans le granite de Parthenay	60
Fig. 12 - Les granites à deux micas de Parthenay, de Ménigoute et de Pougne-Hérissou dans le diagramme Q-P de nomenclature chimique et dans le diagramme A-B de typologie chimique de Debon et Le Fort (1988)	66
Fig. 13 - Les biotites des granites à deux micas de Parthenay, de Ménigoute et de Pougne-Hérissou dans le diagramme de typologie chimique de Nachit <i>et al.</i> (1985)	67
Fig. 14 - Le Lias inférieur en bordure de la Gâtine poitevine	70

- Fig. 15 - Chronologie des différentes phases d'altération, de remaniement et de pédogenèse enregistrées dans les formations superficielles du Complexe de Salboire selon Camuzard (2000) **hors texte**
- Fig. 16 - La microfracturation cénozoïque associée aux failles bordières du horst de l'Arpentéroult et du graben de Saint-Maixent-l'École **100**
- Fig. 17 - Diagramme SiO_2 vs. $\text{FeO}t/\text{MgO}$ (Miyashiro, 1974) pour les roches paléovolcaniques de la feuille Mazières-en-Gâtine comparaison avec la série tholéiitique de la terre de Dronning Maud (Antarctique) **102**
- Fig. 18 - Diagramme $\text{FeO}t/\text{MgO}$ vs. SiO_2 (Miyashiro, 1974) pour les roches paléovolcaniques de la feuille Mazières-en-Gâtine, comparaison avec la série tholéiitique de la terre de Dronning Maud (Antarctique) **103**
- Fig. 19 - Diagramme $(\text{Th}/\text{Ta})\text{N}$ vs. $(\text{Tb}/\text{Ta})\text{N}$ (Thiéblemont *et al.*, 1994) pour les roches paléovolcaniques de la feuille Mazières-en-Gâtine, comparaison avec la série tholéiitique de la terre de Dronning Maud (Antarctique) **104**

RÉSUMÉ

La feuille Mazières-en-Gâtine couvre la zone de transition entre la partie sud-orientale du socle hercynien vendéen et la couverture jurassique du seuil du Poitou. Le socle est constitué de terrains métamorphiques injectés de plusieurs générations de granitoïdes. La couverture, discordante, se compose de dépôts carbonatés marins du Lias et du Dogger. Les altérites développées lors des émergences du Crétacé inférieur et surtout du Tertiaire, ont une large extension, notamment dans la moitié sud-orientale de la feuille.

Les ensembles lithostructuraux du socle sont délimités par trois accidents hercyniens d'importance régionale : les accidents de Bressuire-Vasles, de Parthenay et Secondigny. Ces deux derniers sont partiellement masqués par les formations méso-cénozoïques. Au Nord-Est de l'accident de Parthenay, les formations métamorphiques sont représentées par des anatexites à cordiérite, dérivant probablement de sédiments terrigènes, et par la Formation de Soudan, où les reliques d'un événement métamorphique de haute pression ont été identifiées.

Entre les accidents de Parthenay et de Secondigny affleure une série mésozonale comprenant, du Nord au Sud, des gneiss à sillimanite (Formation de Soutiers), des amphibolites (Complexe de Saint-Lin) et des micaschistes à grenat (Formation du Chambon). Elle dérive d'un ensemble terrigène incorporant un important complexe de volcanites basiques, plus rarement acides. L'âge de ce protolithe est discuté (Protérozoïque supérieur ou Paléozoïque inférieur). Enfin, l'accident de Secondigny est partiellement jalonné par l'Unité des Barres, unité dont les caractéristiques lithologiques et métamorphiques (paragenèse à biotite verte) sont intermédiaires entre l'ensemble mésozonal précédent et l'Unité épimétamorphique de Chantonay (faciès des schistes verts).

Au Sud-Ouest de l'accident de Secondigny, l'Unité de Chantonay est constituée d'une série détritico-épimétamorphique d'âge Paléozoïque inférieur et moyen. Son histoire sédimentaire est marquée par deux épisodes subsidents accompagnés de manifestations volcaniques ou volcanoclastiques, le premier au Cambro-Trémadoc (volcanisme ignimbritique acide), le second au Dévonien moyen à supérieur (épanchements basaltiques sous-marins). Dans l'intervalle, s'instaure une sédimentation peu épaisse, d'abord épicontinentale avec le Quartzite de la Châtaigneraie (Arénig ?), puis pélagique avec les phtanites du Groupe de Réaumur. Le volcanisme basaltique qui couronne l'Unité de Chantonay caractérise un magmatisme d'arrière-arc, impliquant le fonctionnement d'une zone de subduction dès le Dévonien moyen à supérieur.

Les événements tectono-métamorphiques et magmatiques hercyniens débutent autour du Dévonien moyen à supérieur. Ils se manifestent par des écaillages intracrustaux, comme ceux qui ont permis de ramener à un niveau plus superficiel la Formation de Soudan. La schistogenèse des métamorphites de Soutiers, de Saint-Lin et du Chambon s'effectue sous un climat barrowien (MP-MT). Elle se déroule en contexte d'aplatissement dominant. Les micaschistes et paragneiss de la zone à sillimanite sont le siège d'une fusion partielle *in situ*. Cet épisode métamorphique se termine avec la mise en place, vers -375 Ma, du plutonisme calco-alcalin basique représenté par les diorites quartziques du Tallud et de Soutiers. Ce magmatisme semble s'accompagner d'un événement thermique entraînant, dans les métamorphites de Soutiers, de Saint-Lin, et parfois du Chambon, des textures de recuit statique qui apparaissent stables dans les conditions du métamorphisme régional prograde.

Le Carbonifère est caractérisé par le développement du plutonisme accompagnant le fonctionnement décrochant des accidents de Secondigny et de Parthenay. Le Viséen voit la mise en place du monzogranite de Largeasse (340 ± 4 Ma), contemporain du jeu dextre des accidents de direction sud-armoricaine. Les granites à deux micas de Parthenay et de Ménigoute sont l'expression de l'activité magmatique intense qui affecte le Haut-Bocage vendéen au Carbonifère supérieur. Leur intrusion est contrainte par le jeu dextre de l'accident de Parthenay.

Durant le Permien et le Trias, la Chaîne hercynienne subit une longue érosion. Le retour de la mer au Lias inférieur semble assez rapide, même si la tranche d'eau reste faible. La sédimentation devient franchement marine au Lias moyen avec l'installation d'une plate-forme carbonatée qui fonctionnera jusqu'à la fin du Jurassique. L'uniformité relative et l'épaisseur modeste des formations témoignent d'une aire faiblement subsidente et de grande stabilité tectonique.

La transgression cénomaniennne a vraisemblablement concerné la feuille Mazières-en-Gâtine, même si aucun argument paléontologique ne l'atteste. Le Crétacé supérieur est conservé à l'état résiduel dans le complexe de Salboire où une faune marine sénonienne a été récemment découverte. La région émerge à nouveau à la fin du Crétacé. Le Paléogène voit se développer une nouvelle phase d'altération avec production de paléols complexes à ferricrètes et silicrètes. Le petit gisement miocène de Salboire témoigne d'une incursion marine probablement contemporaine des faluns du Mirebalais (Miocène moyen), distants d'une cinquantaine de kilomètres. Son altitude actuelle (210 m) implique que la Gâtine a connu un important rehaussement depuis le Miocène (les faluns de Mirebeau ne sont situés qu'à 100 m d'altitude).

ABSTRACT

The Mazières-en-Gâtine sheet covers the transition zone between the southwestern part of the Hercynian basement of the Vendée and the Jurassic cover of the Poitou sill. The basement consists of metamorphic rocks into which several generations of granitoid rocks were injected. The unconformable cover rocks are composed of marine-carbonate deposits of Lias and Dogger age. Alterites, which developed during periods of emergence in the Early Cretaceous and especially the Tertiary, are widespread, especially in the southeastern part of the sheet.

Three hercynian faults of regional importance - i.e. Bressuire-Vasles, Parthenay and Secondigny faults - bound the lithostructural units of the basement. Mesozoic to Cenozoic formations partially mask the last two faults. Northeast of the Parthenay fault, the metamorphic formations are cordierite anatexite, probably derived from terrigenous sediments, and the Soudan Formation, where relics of a high-pressure metamorphic event were identified.

Between the Parthenay and Secondigny faults, a mesozonal series comprises, from north to south, sillimanite gneiss (Soutiers Formation), amphibolite (Saint-Lin Complex) and garnet micaschist (Chambon Formation). The series derives from a terrigenous unit that contained a major basic - more rarely acid - volcanic-rock complex. The age of this protolith is uncertain, possibly Late Proterozoic or Early Paleozoic. The Secondigny fault, finally, is partly marked by the Barres Unit, whose lithologic and metamorphic (green-biotite paragenesis) characteristics are half-way between the aforementioned mesozonal unit and the epimetamorphic (greenschist facies) Chantonay Unit.

Southwest of the Secondigny fault, the Chantonay Unit consists of Early to Middle Paleozoic detrital deposits, now affected by greenschist metamorphism. Two episodes of subsidence accompanied by volcanic and volcanoclastic manifestations mark its sedimentary history. The older, acid ignimbritic volcanism, took place during the Late Cambrian to Early Ordovician, and the younger submarine basalt outpourings are Middle to Late Devonian in age. Between these two periods, a rather thin sedimentary succession starts with the epicontinental Châtaigneraie Quartzite (Arenig?), and then the pelagic cherty shale of the Réaumur Group. The basaltic volcanism that caps the Chantonay Unit is characteristic of back-arc magmatism, implying a functioning subduction zone as early as the Middle to Late Devonian.

Hercynian tectono-metamorphic and magmatic events started around the same time, as shown by intra-crustal peel thrusts like those that brought the

Soudan Formation to a shallower level. The schist in the metamorphic rocks of Soutiers, Saint-Lin and Chambon was formed in a barrobian (MP-MT) environment, under dominant flattening conditions. The sillimanite-zone micaschist and paragneiss were the site of partial in-situ fusion. This metamorphic episode ended with the emplacement, around 375 Ma, of basic calc-alkaline plutonism represented by the quartz diorites of Tallud and Soutiers. This plutonism probably was accompanied by a thermal event that, in the metamorphic rocks of Soutiers, Saint-Lin, and locally Chambon, created static annealing recrystallization that appears to have been stable under the conditions of regional prograde metamorphism.

Plutonism accompanying strike-slip movement along the Secondigny and Parthenay faults characterized the Carboniferous. The Visean saw the emplacement of the Largeasse monzogranite (340 ± 4 Ma), contemporaneous with dextral movement along the faults of south-Armorican direction. The two-mica granites of Parthenay and Ménigoute, whose intrusion was constrained by dextral movement along the Parthenay fault, show the intense magmatic activity that affected the Haut-Bocage of the Vendée during the Late Carboniferous.

During the Permian and the Trias, the Hercynian mountains were subjected to erosion. A marine transgression during the Early Lias seems to have been fairly rapid, even if the sea remained shallow. Sedimentation became clearly marine during the Middle Lias, with the creation of a carbonate platform that remained in place until the end of the Jurassic. The relative uniformity and thinness of the formations witness of only slight subsidence and a great tectonic stability.

The Cenomanian transgression probably affected the Mazières-en-Gâtine sheet, even though no paleontological argument attests this. The Late Cretaceous is preserved in a residual state in the Salboire complex, where a Senonian fauna recently was discovered. By the end of the Cretaceous, the area again arose above baselevel. The Paleogene saw the development of a new weathering phase with the production of complex paleosols with ferricrete and silcrete. The small Miocene deposit of Salboire witnesses of a marine incursion that probably was contemporaneous with the Middle Miocene shelly deposits (faluns) of the Mirebalais, about 50 km distant. Its present-day elevation of 210 m implies that the Gâtine has seen major uplift since the Miocene, as the Mirebeau faluns lie at an elevation of only 100 m.

INTRODUCTION

SITUATION GÉOGRAPHIQUE

La feuille Mazières-en-Gâtine est située dans la zone de transition entre le massif hercynien vendéen, prolongement du Massif armoricain au Sud de la Loire, et de la couverture jurassique du seuil du Poitou. Elle occupe le cœur de la Gâtine poitevine. En vieux français, une « gastine » est un lieu inculte, souvent laissé à la forêt ou la lande. De cet ancien paysage subsistent les nombreux bois qui occupent les plateaux de la moitié orientale de la feuille. Ces terres pauvres, dues à des sols argileux hydromorphes, dissimulent un sous-sol d'une grande variété lithologique puisqu'on y trouve des granites, des gneiss, des amphibolites, des schistes, des calcaires et des marnes.

Les parties hautes du territoire constituent le prolongement sud-oriental du Haut-Bocage vendéen. Leur altitude décroît assez régulièrement d'Ouest (220 m) en Est (190 m). Ce promontoire hercynien est délimité par deux failles NNW-SSE dont l'expression géomorphologique est très nette. Au Nord-Est, la plaine méso-cénozoïque du versant parisien du Seuil du Poitou est dominée par le compartiment hercynien sud-occidental de la faille de Vasles. Avec une altitude de 271 m, le Terrier du Fouilloux constitue le point culminant du département des Deux-Sèvres. Au Sud-Ouest, la faille de la Chapelle-Bâton marque le début de la plaine jurassique de Niort, bordure du Bassin aquitain. À l'échelle de la feuille, on constate un contraste entre les reliefs peu accusés de la moitié orientale et ceux de la partie occidentale où le réseau hydrographique est plus dense et nettement incisé.

CADRE GÉOLOGIQUE RÉGIONAL - PRÉSENTATION DE LA CARTE

• Organisation structurale du socle

Le socle hercynien appartient au tronçon sud-armoricain de l'arc ibéro-armoricain, lui-même partie occidentale de l'ancienne chaîne de montagnes hercynienne. Il est formé de terrains anciens, paléozoïques et peut être précambriens, d'origines sédimentaire, volcanique et granitique, qui ont été métamorphisés au cours de l'orogénèse hercynienne. Cet événement, très étalé dans le temps (200 Ma), s'est accompagné de la mise en place de plusieurs générations de granitoïdes.

Le trait structural majeur du socle sud-est vendéen est son découpage par de grands accidents verticaux NW-SE, dits sud-armoricains, dont on retrouve deux représentants majeurs sur la carte : les failles de Bressuire-Vasles et de Secondigny. Cette dernière, prolongement du Cisaillement sud-

américain (CSA), est ici largement masquée par la couverture jurassique. Ces accidents délimitent des domaines plus ou moins étendus, de lithologie différenciée, ayant enregistré des événements qu'il est souvent difficile de corréliser entre ces unités. Une troisième grande faille ductile figure sur la feuille, l'accident de Parthenay (Poncet, 1993), dont le tracé N155°E interrompt l'accident de Secondigny. La feuille Mazières-en-Gâtine embrasse deux domaines séparés par l'accident de Secondigny.

Le domaine du Haut-Bocage vendéen est constitué de terrains métamorphiques injectés par plusieurs générations de plutons depuis l'Ordovicien jusqu'au Namuro-Westphalien.

Au Nord-Est de l'accident de Parthenay affleurent des anatexites d'origine paradérivée et des orthogneiss à reliques de métamorphisme de haute pression, les orthogneiss de Soudan. La série métamorphique comprise entre les accidents de Parthenay et de Secondigny dérive de terrains d'origine volcano-sédimentaire au sein desquels s'insère l'important complexe de volcanites basiques de Saint-Lin. Elle est supposée d'âge Briovérien à Cambrien. Elle est affectée d'un métamorphisme de type barrowien qui atteint localement des conditions de fusion anatectique, probablement au Dévonien moyen-supérieur, lors de la mise en place vers 375 Ma des diorites de type Soutiers et Moncoutant (Poncet, 1993).

Les granitoïdes de la feuille Mazières-en-Gâtine se répartissent en deux ensembles distincts :

- les diorites quartziques du Tallud et de Soutiers, associées à de petits massifs de hornblendites. De typologie calco-alcaline, elles se rattachent à l'ensemble des intrusions de même nature et de même âge qui constituent la « Ligne tonalitique limousine » (Didier et Lameyre, 1971). Elles sont concordantes avec les structures de leur encaissant ;
- les granites à deux micas de Parthenay, de Ménigoute et de Pougne-Hérissou. De typologie peralumineuse, ils appartiennent à un axe granitique continu entre Nantes et Montluçon (Wéber, 1973). Les plutons leucogranitiques de Parthenay et de Ménigoute sont associés au fonctionnement d'un décrochement majeur, l'accident de Parthenay, tandis que le granite à deux micas de Pougne-Hérissou (*cf.* massif granitique de Neuvy-Bouin), post-tectonique, recoupe son encaissant à l'emporte-pièce.

Le domaine central vendéen, constitué des terrains épimétamorphiques situés au Sud-Ouest de l'accident de Secondigny, comprend les Unités de Chantonay et de Marillet, cette dernière n'étant pas représentée dans l'emprise de la feuille. L'Unité de Chantonay désigne ici uniquement les formations décrites d'abord par G. Mathieu (1937), puis par R. Wyns (1980) de part et d'autre du synclinal de Saint-Prouant, dont le cœur est occupé par

les basaltes de la Meilleraie (Dévonien moyen à supérieur). Il s'agit de terrains épimétamorphiques sédimentaires et volcaniques dont l'âge s'étend du Cambrien supposé au Dévonien moyen à supérieur. Sur les feuilles Mazières-en-Gâtine et Coulonges-sur-l'Autize, l'Unité de Chantonay est tronquée par l'accident de Secondigny de sorte qu'on n'en connaît pas la base. Sur la feuille Montaigu, celle-ci est formée d'un ensemble gneissique et amphibolitique, à semelle de péridotites serpentinisées (Godard *et al.*, à paraître).

• La couverture

La couverture est essentiellement constituée de terrains du Jurassique (Lias et Dogger), d'altérites et de formations résiduelles. Ces assises sont découpées par un réseau de failles de direction sud-armoricaine.

Le Jurassique discordant et transgressif sur le socle hercynien est représenté par le Lias et le Dogger, ce dernier n'étant conservé que dans les angles sud-ouest et nord-est de la feuille, de part et d'autre du horst hercynien.

Le Jurassique et le socle sont couverts d'un épais manteau d'altérites polygéniques et plus ou moins remaniées. Cet ensemble composite repose sur des assises de plus en plus anciennes au fur et à mesure que l'on progresse vers le Nord-Ouest où l'altération affecte le socle. L'histoire complexe de ces recouvrements est illustrée par la formation résiduelle de Salboire, conservée sur la bordure occidentale des forêts de la Meilleraie et de la Saisine. Épaisse de seulement quelques mètres, cette formation a enregistré depuis la fin du Jurassique plusieurs phases d'altération interrompues par des incursions marines au Crétacé supérieur et au Miocène (Camuzard, 2000).

TRAVAUX ANTÉRIEURS - CONDITIONS D'ÉTABLISSEMENT DE LA CARTE

La feuille Mazières-en-Gâtine est à cheval sur le découpage des cartes à 1/80 000 Bressuire (n° 131) et Niort (n° 142). C'est toutefois cette dernière qui en couvre la plus grande partie.

Le socle de la seconde édition des feuilles à 1/80 000 a été cartographié par G. Mathieu dans le prolongement de son travail de thèse soutenue en 1937. Il a réalisé également la troisième édition de la feuille Niort, mais sans fournir beaucoup d'éléments nouveaux. Il a identifié les écailles de Cambrien supérieur et d'Ordovicien du horst de l'Arpentéroul. Les autres terrains métamorphiques sont attribués au Briovérien et différenciés en fonction de leur degré métamorphique. Le contour des principaux granitoïdes est esquissé. Cette cartographie ignore les accidents hercyniens qui ne s'accompagnent pas d'un rejeu post-jurassique.

La connaissance actuelle du socle résulte essentiellement de travaux de thèses effectués à l'université de Poitiers par M. Dhoste (1980), P.C.K. Dao (1981), P. Bouton (1990) et D. Poncet (1993). À partir des années 1960, M. Dhoste a entrepris la description, la classification et la délimitation des granitoïdes du Haut-Bocage, travail présenté dans sa thèse d'état (Dhoste, 1980). Plus localement, P.C.K. Dao (1981) a décrit les métavolcanites de Saint-Lin, la granodiorite de Soutiers et le granite de Ménigoute. P. Bouton a débuté en 1983 la révision stratigraphique et structurale de la partie orientale de l'Unité de Chantonay en prolongeant les travaux de M. Ters (1979) et R. Wyns (1980). D. Poncet a étudié à partir de 1986 les relations entre la tectogenèse et le plutonisme dans le Haut-Bocage. Les travaux de P. Bouton et D. Poncet ont été soutenus par l'ANDRA qui souhaitait préciser le contexte géologique du massif granitique de Neuvy-Bouin où un projet d'enfouissement de déchets radioactifs longue durée était alors envisagé.

Les granitoïdes du Haut-Bocage vendéen ont fait l'objet d'analyses chimiques sur roches totales (éléments majeurs et éléments traces) réalisées notamment à partir d'échantillons récoltés par le CEA, entre 1967 et 1968 (série CAV-A), et en 1991, dans le cadre du projet de l'ANDRA. Les résultats obtenus ont été interprétés par le CREGU (Vandœuvre-lès-Nancy) (Cuney *et al.*, 1992). Une synthèse de ces données a été présentée par M. Cuney *et al.* (2001).

En ce qui concerne le Jurassique, les levés que J. Welsch a réalisés pour la première édition de la feuille Niort à 1/80 000, publiée en 1903, sont d'une grande qualité et ont été peu modifiés dans les éditions ultérieures. Ses attributions stratigraphiques et la terminologie qu'il utilise, empruntées en partie à Le Touzé de Longuemar, restent valables.

Plus récemment, les formations superficielles de la Gâtine ont été révisées par J.P. Camuzard (2000). Ce travail a montré l'extrême imbrication des profils d'altération et permis la découverte de dépôts marins, très relictuels, datant du Crétacé supérieur et du Miocène.

Les travaux cartographiques qui ont permis l'établissement de la feuille à 1/50 000 ont été entrepris en 1991 par P. Bouton, P. Branger et D. Poncet dans le cadre d'études réalisées pour le compte de l'ANDRA. Ils concernaient alors la moitié occidentale de la carte. Le reste de la feuille a été couvert de 1993 à 2005 par les mêmes auteurs, assistés de G. Karnay pour les formations superficielles. Le socle a été levé par P. Bouton (tiers sud-ouest) et D. Poncet, le Jurassique par P. Branger.

Ont été également intégrées les informations fournies par les quelques forages répertoriés sur le territoire de la feuille et consultables auprès de la Banque de données du Sous-Sol (BRGM).

Cette notice intègre une étude pétrographique inédite que J.P. Camuzard a menée, dans les années 1993-1995, sur les terrains métamorphiques de Soutiers, Saint-Lin et du Chambon. Les analyses géochimiques effectuées à cette occasion sont interprétées par D. Thiéblemont.

La définition des différentes formations distinguées dans le Jurassique tient compte de la cartographie des feuilles à 1/50 000 Niort, Coulonges-sur-l'Autize et Saint-Maixent-l'École, publiées récemment.

D'une manière générale, les directives édictées dans le volume des Notes d'orientation pour l'établissement de la carte géologique de France à 1/50 000 (BRGM, 3^e édition, 1997), sous l'égide du Comité de la Carte géologique de la France, ont été prises en compte.

DESCRIPTION DES TERRAINS

SOCLE ANTÉ-MÉSOZOÏQUE

DOMAINE DU HAUT-BOCAGE VENDÉEN

Unité des gneiss et des migmatites

M¹⁻². **Anatexites à cordiérite et sillimanite ± grenat.** De Saint-Martin-du-Fouilloux aux Forges, des formations mobilisées se développent largement et constituent l'encaissant des granites à deux micas de Parthenay et de Ménigoute (Dhoste, 1980 ; Dao, 1981). À l'Est, elles sont limitées par la faille de Vasles (Welsch, 1903c) et, à l'Ouest, elles disparaissent sous la couverture sédimentaire méso-cénozoïque du seuil du Poitou.

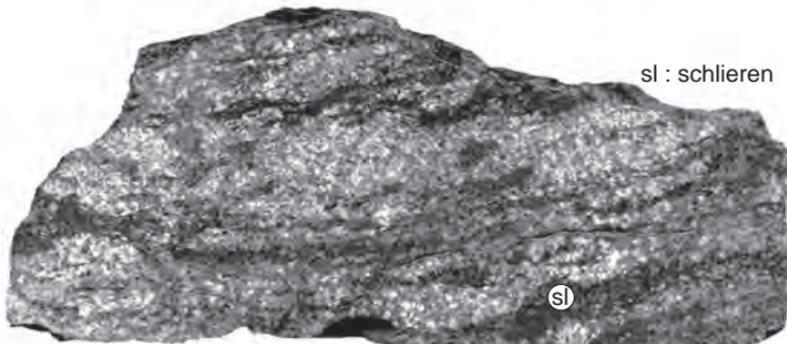
À l'œil nu, la forme du paléosome, continu et plus ou moins régulier ou discontinu et parfois noduleux, et l'abondance relative du matériel granitique néoformé ou néosome (leucosome + mélanosome) permet de distinguer schématiquement trois types pétrographiques qui ne montrent pas de répartition géographique organisée (fig. 1). Ces pétrotypes traduisent l'homogénéisation progressive du matériel initial par fusion partielle et différenciation métamorphique, puis par fusion totale (Brown, 1973) :

– des métatexites à structure rubanée ou stromatitique. Elles constituent, de loin, le faciès le plus abondant. Le leucosome, à texture isométrique équate et à grain fin (1-3 mm), de composition bi-minérale (Qtz + Pl[An₂₀₋₂₅]), y forme des niveaux généralement continus et d'épaisseur constante (de 5 à 20 mm) ou bien discontinus et présentant alors des renflements soulignés par un mélanosome irrégulier, principalement biotitique ;

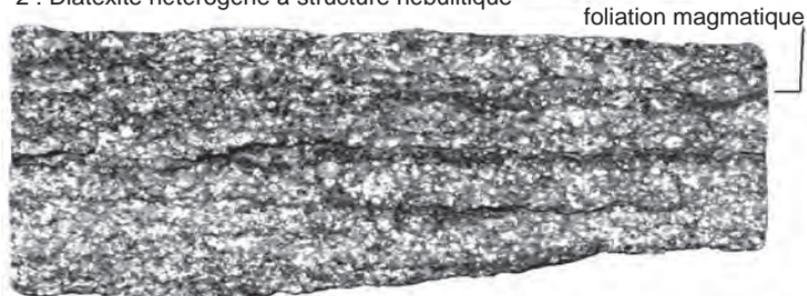
– des diatexites hétérogènes à structure nébulitique. Elles apparaissent brutalement au sein des faciès métatexitiques. Le paléosome n'y subsiste



1. Métatexite à structure stromatitique



2 : Diatexite hétérogène à structure nébulitique



3 : Diatexite homogène à structure planaire

1 cm

Fig. 1 - Les principaux stades de mobilisation anatectique dans les anatexites à cordiérite et sillimanite ± grenat

qu'à l'état de reliques flexueuses (ou schlieren), isolées dans un néosome prépondérant. Il peut également apparaître sous la forme d'amas ovoïdes sombres, à contours irréguliers et diffus, de taille centimétrique ;

– des diatexites homogènes à structure planaire. Elles correspondent à un matériel granitique homogène, généralement riche en biotite, à texture isométrique orientée, et s'apparentent à un granite d'anatexie issu de la fusion totale de la roche-mère. Elles n'ont été observées que très rarement, suivant des volumes restreints, en particulier à la Cacquetière (Saint-Martin-du-Fouilloux) et à l'Est du hameau de Chaussauvent (Vasles).

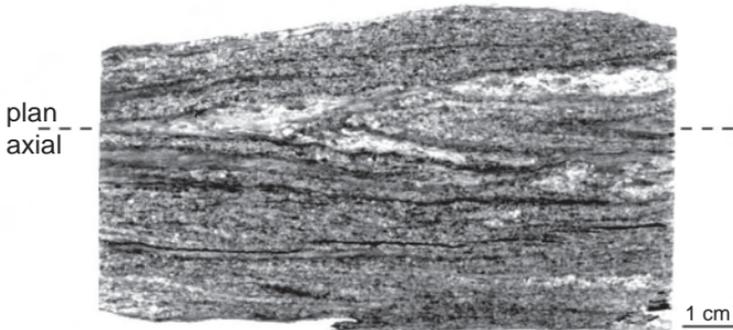
En lame mince, les associations minéralogiques identifiées par M. Dhoste (1980) dans le paléosome des faciès métatexitiques et des diatexites hétérogènes du type $Qtz + Fk + Pl[An_{20-25}] + Bt + Sil + Ms \pm Crd \pm Grt$ traduisent un climat métamorphique de HT-BP et sont compatibles avec les conditions P-T du faciès « amphibolites à cordiérite » de type Abukuma (Winkler, 1974). Plus précisément, la coexistence de la paire « muscovite - orthose » restreint l'intervalle à la limite des sous faciès « sillimanite - cordiérite - muscovite - almandin » et « sillimanite - cordiérite - orthose - almandin » (*op. cit.*).

D'une manière générale, la cordiérite et la sillimanite coexistent en proportions variables : le plus souvent, la première prédomine dans les diatexites hétérogènes, tandis que la seconde est plus abondante dans les faciès métatexitiques (Dhoste, 1980). Le grenat, qui apparaît en individus isolés et sphériques de 5 mm de section au maximum, reste très rare et n'a été observé que dans les métatexites à structure stromatitique.

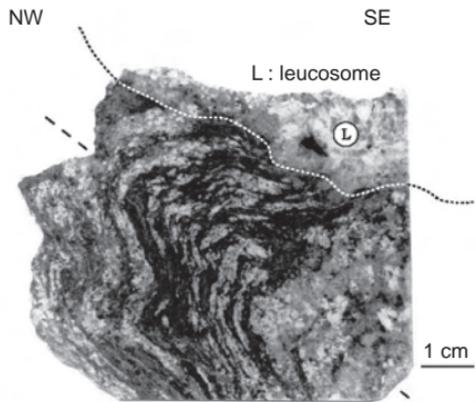
• Déformation et anatexie

À l'échelle de l'affleurement, l'analyse qualitative des structures permet de définir deux épisodes de déformation, D1 et D2, synchrones de l'anatexie, qui s'inscrivent dans un *continuum* (fig. 2).

L'épisode de déformation D1 se caractérise par une foliation dont la nature dépend du degré de la mobilisation anatectique. Dans les métatexites à structure stromatitique ou rubanée, c'est une foliation métatexitique qui correspond à la ségrégation « paléosome - leucosome ». Elle est facilement identifiable compte tenu du contraste lithologique important entre la roche-mère et le matériel granitique néoformé. En outre, elle est contemporaine de l'anatexie. En revanche, dans les diatexites hétérogènes, la foliation métatexitique tend à disparaître et ne persiste qu'à l'état de schlieren essentiellement biotitiques. De la même façon, dans les diatexites homogènes, le matériel granitique néoformé, homogène, acquiert à l'état visqueux une foliation magmatique.



1. Pli synschisteux P_1 de type semblable (la Favrelière - Saint-Martin-du-Fouilloux)



foliation métatexitique

2. Pli postschisteux P_2 de type isopaque (en haut : la Remberlière - Saint-Martin-du-Fouilloux ; en bas la Rognonière - Saint-Martin-du-Fouilloux)

Fig. 2 - Les structures plissées associées aux épisodes de déformation D1 et D2 dans les anatexites à cordiérite et sillimanite \pm grenat

La foliation métatexitique porte une linéation minérale et d'étirement principalement soulignée par des amas fusiformes de sillimanite ou par l'allongement du quartz et, accessoirement, déterminée par l'agencement en files parallèles de la biotite.

Des plis semblables P1, de taille centimétrique, très rares, ont été reconnus mais uniquement dans le paléosome des faciès métatexitiques dont ils admettent la foliation pour plan axial (fig. 2). Ils constituent probablement des structures précoces par rapport à la mobilisation anatectique.

Cet épisode de déformation s'accompagne également du boudinage des leucosomes quartzofeldspathiques : le plus souvent, l'axe des rods est subperpendiculaire à la direction d'extension finie.

L'épisode de déformation D2 correspond essentiellement à une phase de plissement non pénétratif qui déforme la foliation métatexitique en plis P2 de taille centimétrique à métrique, isopaques ou semblables, subcylindriques à curviplanaires. Ils présentent généralement des axes sub-horizontaux, sont droits, mais parfois déversés et dissymétriques comme, par exemple, à proximité de la Rognonière (Saint-Martin-du-Fouilloux ; fig. 2). Par ailleurs, ces plis ne développent jamais de foliation de plan axial. Dans les faciès métatexitiques, les plis P2 déforment les leucosomes qui n'acquièrent pas d'orientation minérale préférentielle. Toutefois, dans certains cas, le matériel granitique néoformé, homogène, migre dans les flancs de ces plis, parallèlement au plan axial, suggérant que l'anatexie reste encore active lors de l'épisode de déformation D2. La mobilisation anatectique est donc anté- à syn- D2.

Sur l'ensemble de la zone concernée, la foliation métatexitique ou la foliation magmatique des anatexites a une orientation variable : elle présente une direction comprise entre N35°E et N150°E pour un pendage fort (> 65°). La linéation minérale et d'étirement montre une direction mieux réglée, de N100°E à N160°E pour un plongement faible à fort (de 0 à 75°).

• Nature du protolithe

Pour ce qui concerne les anatexites à cordiérite et sillimanite ± grenat, des analyses chimiques (éléments majeurs) ont été réalisées par M. Dhoste (1980). Elles mettent en évidence un large éventail de compositions qui souligne l'hétérogénéité lithologique du matériel dont sont issues ces anatexites. L'utilisation du diagramme triangulaire MgO - Na₂O - K₂O de De La Roche (1965) montre qu'elle dérivent d'une série à caractère mixte (shales - grauwackes).

Λ. Péridotite serpentinisée des Ratelières. Une péridotite serpentinisée d'extension très réduite affleure à proximité de la ferme des Ratelières (Vasles). Cette roche a d'abord été signalée par G. Mathieu (1958) qui la qualifiait de diorite, puis décrite brièvement comme une serpentinite par M. Dhoste (1967). Elle a été exploitée en un point unique pour la construction des bâtiments agricoles. Aujourd'hui, l'excavation est transformée en un plan d'eau mais des affleurements de bonne qualité subsistent. Le contact avec l'encaissant cartographique, en l'occurrence les anatexites à cordiérite et sillimanite ± grenat (M1-2), n'est pas visible.

Il s'agit d'une roche sombre, verdâtre, qui présente les caractères morphologiques d'une serpentinite. Toutefois, quelques minéraux résiduels (olivine) sont observables à la loupe. En lame mince, la paragenèse primaire est déstabilisée en serpentine et en diverses variétés d'amphiboles dont certaines à caractère asbestiforme. Les minéraux suivants ont été identifiés : clinopyroxène à l'état de reliques, olivine, parfois bien conservée, et minéraux cubiques opaques, isotropes, de type spinelle chromifère (picotite).

Les orthopyroxènes sont absents mais des reliques restent perceptibles au travers des minéraux constituant la paragenèse secondaire. Cette dernière compose l'essentiel de la roche actuelle : chlorites magnésiennes (clinocllore) issues de l'altération des olivines, minéraux asbestiformes en masses fibreuses et aciculaires et serpentines (antigorite et chrysotile). Les deux variétés de serpentine sont abondantes sous forme de travées qui découpent les minéraux protérogènes.

Enfin, s'ajoutent à ces associations de la calcite, de la séricite et un cortège de minéraux opaques indéterminables au microscope optique.

À l'origine, cette roche pouvait être une péridotite du type lherzolite à spinelle.

Formation de Soudan

Οζ¹. Orthogneiss à biotite ou à deux micas et grenat, à reliques de HP, orthogneiss diatexitiques. La Formation de Soudan (Poncet, 1993) qui se compose principalement d'orthogneiss banaux affleure très peu et dans de mauvaises conditions sur le territoire couvert par la feuille Mazières-en-Gâtine. Elle a été reconnue, d'une part au Sud de l'Audouinière (Saint-Germier), en contact avec le granite à deux micas de Ménigoute, d'autre part à la Dorinière (Exireuil), le long de l'accident de Parthenay. En revanche, sur la feuille Saint-Maixent-l'École, elle peut être observée dans la vallée du Ruisseau de Magnerolles, à l'Est de Nanteuil.

De faible extension géographique, cette formation regroupe des roches grisâtres, essentiellement quartzo-feldspathiques et faiblement micacées. À l'œil nu, deux principaux types pétrographiques, étroitement associés à l'affleurement, peuvent être définis :

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

Ponctuellement, en particulier au Sud de l'Audouinière (Saint-Germier), de petits stocks de granite à biotite, à grain fin (1-3 mm) et à texture isométrique équante ou orientée apparaissent en niveaux décimétriques concordants avec la foliation des orthogneiss banaux ou en « bouffées » diffuses. De part leur mode de gisement, ces granitoïdes s'apparentent aux mobilisats granitiques (= leucosomes) qui peuvent se développer abondamment lors de l'anatexie. En outre, ils enclavent des fragments allongés et flexueux de matériel orthogneissique (= paléosome) : ces derniers sont alors orientés conformément à la foliation de la roche-hôte. De telles observations montrent que les orthogneiss de la Formation de Soudan sont affectés *in situ* par la fusion anatectique à l'origine de diatexites homogènes.

En lame mince, le rubanement défini à l'échelle macroscopique correspond à la répétition plus ou moins régulière et systématique de niveaux essentiellement quartzo-feldspathiques et de niveaux micacés, plus réduits, à dominante biotitique. Par ailleurs, deux types de microtextures et de niveaux micacés, plus réduits à dominante contrastées, l'une granoblastique équi-granulaire, plus rarement granolépidoblastique, l'autre porphyroclastique, peuvent être clairement distingués dans les orthogneiss banaux.

Du point de vue minéralogique, ces orthogneiss se composent de quartz, parfois en rubans polycristallins de type « platten quartz », de plagioclase maclé selon la loi de l'albite et de feldspath potassique en grandes plages monocristallines de microcline microperthitique. À ces minéraux s'ajoutent de la biotite, abondante, en lattes xénomorphes trapues, de la muscovite, relativement rare, soit en paquets flexueux, soit en larges blastes pœcilitiques, obliques sur la foliation, du grenat, parfois très abondant, qui se présente sous deux habitus contrastés, en individus oblongs, étirés et tronçonnés dans la foliation ou en cristaux sub-automorphes de taille variable (de 0,25 à 1 mm de section) et, enfin, du disthène, le plus souvent, en prismes allongés et cataclasés dans la foliation ou en fragments à extinction onduleuse, isolés dans la trame quartzo-feldspathique et systématiquement dans un état métastable (*cf.* « formes intermédiaires » de Marchand, 1974).

Les microtextures observées ainsi que la nature et l'habitus des minéraux identifiés attestent que les orthogneiss de la Formation de Soudan ont connu une évolution métamorphique polyphasée.

• Déformation et métamorphisme

Les structures reconnues sur le terrain et, conjointement, les observations micrographiques, conduisent à ne reconnaître qu'un seul épisode de déformation dans les orthogneiss de la Formation de Soudan. Il se caractérise par une foliation contemporaine d'une paragenèse à Qtz + Pl + Kfs + Bt ± Ms + Grt. À l'affleurement, cette foliation peut présenter des variations d'orientation brutales et aléatoires : elle montre une direction variant de N55°E à N145°E, pour un pendage compris entre 35° et 65° vers le Nord. Elle porte une linéation minérale et d'étirement, plus ou moins prononcée, 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 (de N10°E à N85°E), pour un plongement de 30° vers le Nord-Est en moyenne.

En règle générale, les microstructures présentent un caractère symétrique accentué qui tend à démontrer 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 la dispersion relative de la linéation minérale et d'étirement dans la foliation.

• Nature et âge du protolithe

Les orthogneiss à biotite ou à deux micas et grenat à reliques de haute pression de la Formation de Soudan montrent parfois une texture amygdalorubanée liée à la présence de phénoclastes de feldspath potassique. Une telle texture plaide en faveur de leur caractère orthodérivé : ils sont probablement issus de plutons acides à texture *pro parte* porphyroïde.

L'âge du (ou des) granitoïde(s) à l'origine des orthogneiss à reliques granulitiques de la Formation de Soudan est inconnu. Toutefois, selon toute vraisemblance, les orthogneiss en question constituent l'équivalent de ceux reconnus dans l'unité autochtone du complexe les Essarts-Mervent (voir par exemple Godard, 2001) et 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 une événement varisque précoce (Lameyre et Autran, 1980).

Unité des gneiss à sillimanite de Soutiers, des amphibolites de Saint-Lin et des micaschistes à grenat du Chambon

Les terrains métamorphiques compris entre l'accident de Parthenay, le massif granitique de Neuvy-Bouin et l'accident de Secondigny, largement masqués par la couverture mésozoïque, dérivent d'un ensemble relativement homogène associant des termes grauwakeux, dominants dans les Formations de Soutiers et du Chambon, et des volcanites basiques représentées par l'important complexe amphibolitique de Saint-Lin. Cette série présente une foliation métamorphique NW-SE très redressée, dont l'attitude ne diffère guère du Sud-Ouest au Nord-Est. En revanche, l'intensité du métamorphisme augmente globalement lorsque l'on progresse du Sud-Ouest (paragenèse à biotite et grenat) au Nord-Est où l'isograde de la sillimanite est franchie (paragneiss métatexitiques). Dans le détail, on observe toutefois de brusques ressauts dans les conditions métamorphiques atteintes par les métasédiments. Ceci est particulièrement vrai dans la vallée du Chambon, dans le prolongement cartographique de l'Unité des Barres.

Cet ensemble métamorphique a été divisé en trois formations, qui sont, du Nord au Sud la Formation de Soutiers, le Complexe métabasique de Saint-Lin et la Formation du Chambon (fig. 3). Les distinctions se fondent sur la paragenèse métamorphique et sur la composition originelle dominante, sédimentaire ou volcanique, du matériel métamorphisé.

ξ^1_{sil} . **Formation de Soutiers. Micaschistes et paragneiss métatexitiques à deux micas, grenat \pm sillimanite, amphibolites, diopsidites.** Cette formation constitue l'encaissant du massif granitique de Neuvy-Bouin (*cf.* granite à deux micas de Pougne-Hérisson) et des intrusions dioritiques rattachées à la « Ligne tonalitique limousine ». Elle a également été reconnue à l'Est de l'accident de Parthenay, dans la vallée de la Vonne. Affectée par une importante altération développée sur une quinzaine de mètres d'épaisseur à partir du sommet des plateaux, la formation ménage peu d'affleurements de qualité, les meilleurs étant situés dans les vallées de la Viette et de la Vonne. Vers le Sud-Ouest, le passage aux micaschistes de la Formation du Chambon semble relativement graduel. Quant au Complexe de Saint-Lin, son insertion au sein des micaschistes de Soutiers se manifeste par l'occurrence croissante de corps amphibolitiques à partir de la vallée de la Viette, au Sud de Soutiers.

La formation est constituée d'un ensemble relativement homogène et monotone de métamorphites, verdâtres à grisâtres, admettant de nombreux niveaux de quartz d'exsudation. Elles se distinguent des micaschistes du Chambon par :

– une augmentation sensible de la taille des micas (2,5 mm en moyenne) et du grenat ;

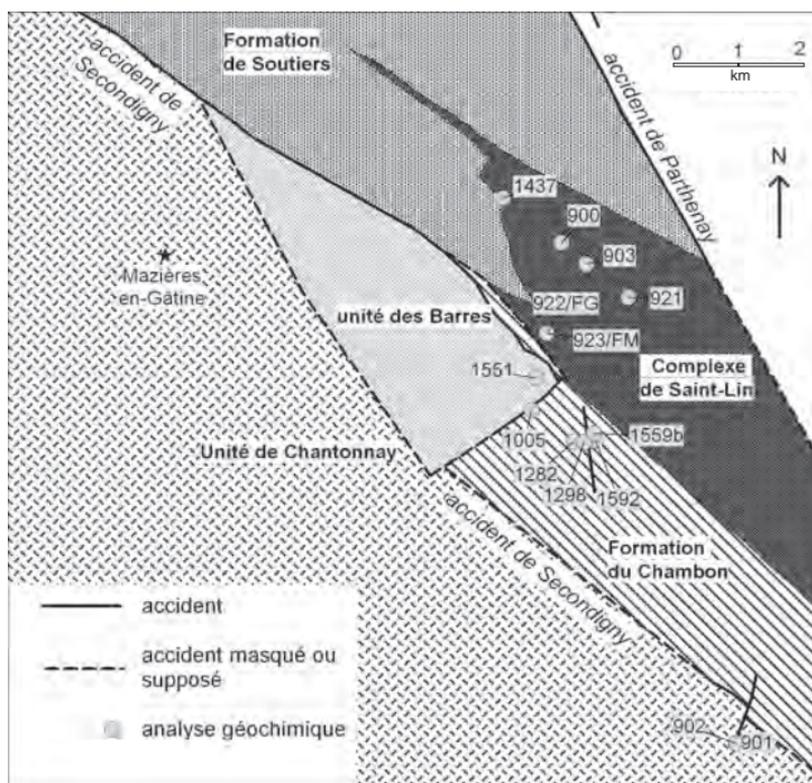


Fig. 3 - Les relations cartographiques observées ou supposées entre les unités métamorphiques comprises entre les accidents de Parthenay et de Secondigny. Implantations des analyses géochimiques des métavolcanites

– la présence systématique de blastes de muscovite pœcilitique (5 mm en moyenne), statique et oblique sur la schistosité de flux ou la foliation.

Ces métamorphites admettent de nombreuses intercalations décimétriques concordantes et discontinues de leptynites et d'amphibolites banales, parfois associées, comme, par exemple, dans la vallée de la Viette, à Puyravault (Vouhé). En outre, y apparaissent assez fréquemment :

– des métamorphites caractérisées par la présence de lits quartzo-feldspathiques leucocrates, centimétriques, continus ou discontinus et amygdalaires, à grain fin (± 1 mm) et à texture isométrique équante, soulignés par un liseré mélanocrate biotitique millimétrique et irrégulier. Cette structure s'apparente à l'association « leucosome - mélanosome » des faciès métatexitiques et révèle un phénomène de fusion partielle (Brown, 1973) ;

– des « bouffées » granitiques, à grain fin (1-3 mm) et à texture orientée, le plus souvent collectées sous forme de filons concordants avec la foliation de la roche-hôte. Elles renferment d'abondants amas fusiformes surmicacés, disposés parallèlement à la foliation du matériel granitique qui constituent vraisemblablement des éléments réfractaires à l'anatexie. Elles correspondent à des diatexités homogènes (*op. cit.*).

La présence de faciès métatexitiques et de petits volumes de granite d'anatexie montre que la température atteinte a été suffisamment élevée pour permettre la fusion partielle *in situ* de la série métamorphique. Une telle condition est réalisée avec le sous-faciès « sillimanite - almandin - orthose » du faciès « amphibolites à almandin », marqué par la déstabilisation de la muscovite au profit de la sillimanite + H₂O (Winkler, 1974). D'ailleurs, des aiguilles de sillimanite réunies en paquets flexueux ont été observées au sein des métamorphites qui affleurent dans la vallée de la Vonne, au Nord-Ouest de Reffannes : elle y est en voie de déstabilisation et est pseudomorphosée en muscovite. Cette dernière se présente en cristaux de grande taille (5 mm et plus), obliques sur la schistosité de flux, ce qui lui confère un caractère tardif. Omniprésents dans les micaschistes et les micaschistes quartzeux à deux micas et grenat, les pœciloblastes de muscovite pourraient représenter le produit de la déstabilisation de la sillimanite (rétromorphose) de roches ayant franchi l'isograde « + sillimanite » lors d'un événement prograde antérieur (anatexie).

L'étude micrographique de ces métamorphites montre qu'elles sont totalement recristallisées. Lorsque la phase micacée est réduite, elles sont constituées d'un fond quartzeux granoblastique correspondant à un assemblage de néoblastes limpides à contours rectilignes en mosaïque équante. Avec le grenat, en cristaux sub-sphériques automorphes, les micas, représentés par la biotite (dominante) et la muscovite (subordonnée) se répartissent de façon homogène et se placent en position intergranulaire. Parfois, la phase micacée est nettement plus abondante et se concentre en lits

réguliers, subparallèles et d'épaisseur variable, qui alternent avec des niveaux quartzeux à microstructure en mosaïque équi-granulaire conférant à la roche une texture granolépido-blastique. Dans les amphibolites banales à Qtz + Pl + Bt + Hbl(verte), les textures observées sont de type (grano)nématoblastique.

ξc. **Diopsidites.** Des roches massives, très dures, de teinte verdâtre, ont été observées à 1 km environ au Sud du hameau de Grand Chevreau, à la Salictière (Vouhé). Caractérisées par la présence de cristaux centimétriques de grenat de couleur rose, ces roches évoquent des skarns, voire des cornéennes pegmatitiques, dont la puissance ne peut être ni déterminée, ni estimée.

Du point de vue minéralogique, elles se composent de quartz, de feldspath potassique et de plagioclase qui constituent un fond hétérogranulaire au sein duquel apparaissent des pyroxènes monocliniques de type diopside (hedenbergite ?), des amphiboles de type hornblende verte et trémolite en grandes plages, des épidotes (zoïsite, clinozoïsite et pistachite), abondantes, des grenats de taille millimétrique à centimétrique en atolls isolés. S'y ajoutent de la calcite, omniprésente, de même que du sphène en grains allongés et de l'apatite en amas globuleux.

Dans le détail, ces roches présentent des concentrations monominérales (cf. diopsidites, amphibolites, voire même grenatites) organisées en lits centimétriques à décimétriques qui alternent sans transition. Cette organisation plaide en faveur d'une origine paradérivée de ces skarns dans un contexte très riche en carbonates. Il s'agirait donc d'exoskarns.

Les skarns reconnus à la Salictière se rapprochent de roches identifiées au Nord-Est de Soutiers, dans la vallée de la Viette (rive droite), à proximité de la coopérative laitière. Ces dernières, où aucun litage n'apparaît (texture isotrope), évoquent les hornblendites associées à la diorite quartzique de Soutiers. Toutefois, elles s'en distinguent par une distribution des minéraux en grandes auréoles sombres qui tranchent sur un fond plus clair.

En lame mince, elles offrent une paragenèse minérale très proche de celle des roches précédentes à l'exception du grenat qui est totalement absent. La hornblende verte se présente en grandes plages poëcilitiques englobant du sphène, très abondant. Les autres minéraux composent un assemblage isogranulaire formé de pyroxènes monocliniques de type diopside, en petits individus trapus partiellement déstabilisés (hornblende verte), de plagioclases et d'épidotes (essentiellement de la pistachite), nombreuses. De grandes plages de zoïsite participent de la texture porphyroblastique de la roche. Le quartz, rare, complète ce cortège à caractère calcique.

Complexe métabasique de Saint-Lin : amphibolites et métagabbros, leptynites, micaschistes et gneiss à deux micas, grenat et staurotide

La formation de Saint-Lin (Dao, 1981) affleure en rive gauche du Chambon de Vouhé au Nord-Ouest à Clavé au Sud-Est. Elle renferme des roches qui ont été qualifiées de « schistes amphibolitiques » sur la première édition de la feuille de Niort (Welsch, 1903a), puis de diorites par G. Mathieu (1958). Elle comporte deux gisements :

- un massif principal, à composition majoritairement amphibolitique, dont la largeur atteint 2,5 km entre la carrière de l'Ambillardière et la Braudière. Cet ensemble s'insère dans les formations paradérivées de Soutiers avec lesquelles il présente des indentations cartographiques au Nord-Ouest (Gratteloup). Son extension sud-orientale est masquée par le Jurassique. Les métabasites sont bien exposées dans la carrière de l'Ambillardière, à Saint-Lin, où elles admettent des noyaux de métagabbros peu ou pas déformés et des intercalations de gneiss paradérivés. On rencontre également dans la formation des termes gneissiques clairs, qualifiés de leptynites, qui paraissent dériver de matériels volcaniques ou hypovolcaniques plus acides ;
- des corps amphibolitiques lenticulaires, de puissance hectométrique, intercalés dans les micaschistes à grenat du Chambon.

δ. Amphibolites et métagabbros. Les métabasites sont affectées d'une déformation synmétamorphe hétérogène qui, en fonction de son intensité, conduit à distinguer deux faciès, parfois associés à l'échelle de l'affleurement :

- des métagabbros massifs à grain très fin (< 0,5 mm) ou fin (1-3 mm), à texture isométrique équante, qui constituent des amandes épargnées par la déformation ductile ;
- un faciès dominant, constitué d'amphibolites à grain très fin (0,5-1 mm) ou fin (1-3 mm), à rubanement régulier inframillimétrique, fréquemment parcourues par des niveaux de quartz d'exsudation et des lits millimétriques quartzo-feldspathiques.

Les métagabbros. La roche équante est caractérisée par de grandes plages plagioclasiques rosâtres, amiboïdes et aux contours flous, et par des phénocristaux vert sombre, en lattes croisées, de hornblende verte. Ce faciès est bien représenté dans la carrière de l'Ambillardière.

Microscopiquement la paragenèse est la suivante :

- plagioclase (An₃₀₋₅₀), en plages polycristallines comprenant des cristaux automorphes ou sub-automorphes jointifs (avec des sutures à 120°) dans un fond pavimenteux significatif d'un épisode de recuit thermique. Ils présentent un degré d'altération (saussuritisation et séricitisation) assez avancé ;

- hornblende verte, en deux types différents. Le premier se présente en grandes plages monocristallines pœcilitiques souvent maclées (100) ou en sections basales peu fréquentes. Le deuxième habitus est constitué de fines aiguilles disposées parfois en bouquets rayonnants et en petites lattes désordonnées résultat de la restructuration de la paragenèse primaire ;
- quartz présent dans le fond pavimenteux feldspathique mais peu fréquent ;
- calcite, produit de rétrogenèse, relativement abondante ;
- épidotes (pistacite et clinozoïsite) en grains, en amas ou en plages festonnées plurimillimétriques ;
- sphène en grains, en bandes frangeant les amphiboles, en phénocristaux bien formés ;
- apatite en grains ;
- opaques souvent déstabilisés en leucoxène (ilménite).

La texture et la paragenèse primaire de la roche s'apparentent à celles des gabbros type norite. Par ailleurs ces faciès sont, au degré de métamorphisme près, semblables à ceux rencontrés dans la vallée du Chambon (faciès métagabbroïque des Airaudières).

Les amphibolites. Il s'agit de roches dures, mélanocrates, vert profond, au grain fin. On y distingue quelques phénocristaux clairs. La texture planaire, inégalement développée, est soulignée par les amphiboles et la biotite.

En lame mince, la texture est subnématoblastique, nématoblastique ou granonématoblastique. Les plagioclases (An_{40-60}) constituent le fond pavimenteux de la roche et présentent un caractère zoné. Ils sont complétés de phénocristaux pœcilitiques subautomorphes à xénomorphes d'oligoclase qui semblent se surimposer à une paragenèse primaire composée principalement de hornblendes vertes. On trouve des plages polycristallines formées de quartz engrenés et de plagioclases souvent altérés en séricite (oligoclase). La saussuritisation du matériel primaire est relativement importante.

Les hornblendes vertes se présentent souvent en plages pœcilitiques maclées (100). Des individus plus clairs, plus petits et surtout disposés transversalement aux précédents semblent se surimposer à ceux constituant la paragenèse primaire. Cette paragenèse s'accompagne du réarrangement des petits cristaux d'amphibole vert clair dans le fond quartzo-plagioclasiq. Les biotites sont d'autant plus abondantes que la foliation est marquée.

Le quartz est présent en proportion notable (5 % selon Dao, 1981) et inclus de très fines lamelles d'amphibole. Parmi les minéraux accessoires, on trouve des épidotes, le sphène, les chlorites (clinocllore en très beaux

cristaux allongés parallèlement aux amphiboles vert sombre, pennine dans la paragenèse de rétro-morphose), l'apatite et la calcite.

λ. **Leptynites.** Des corps leptynitiques de puissance variable sont associés aux amphibolites. Les plus minces constituent manifestement d'anciens filons aplitiques (talus de la route à l'Ouest de l'Ardinière), tandis que les plus épais pourraient être d'anciennes rhyolites. L'ancienne carrière de la Frolière (Vouhé) expose une roche aphanitique, rosâtre à grisâtre, traversée par de nombreux filonets de quartz. Les ferromagnésiens sont la biotite et la chlorite dans les faciès les plus clairs, la hornblende verte dans les faciès les plus sombres. Les ferromagnésiens ont tendance à constituer des nids allongés de façon assez diffuse dans les plans de foliation. Au Sud de la carrière, la leptynite est accolée à un gneiss amphibolitique gris sombre, de grain fin (texture lépidoblastique), présentant des vacuoles ovoïdes millimétriques, blanchâtres, remplies de gros quartz et plagioclases engrenés. Ces vacuoles paraissent être d'anciennes bulles de gaz attestant de l'origine lavique de la roche.

Notons enfin la présence au hameau de la Roche (Saint-Lin), d'un faciès particulier de gneiss mélanocrate, constitué uniquement de biotite et de petits grenats rosâtres dans un fond plagioclasi-que.

Faciès paradérivés associés

Ces faciès s'intercalent dans les amphibolites. Leur aspect macroscopique est souvent proche des amphibolites dont ils sont parfois difficiles à distinguer à l'œil nu lorsque les grenats ou les staurotides ne sont pas discernables. Ils comprennent des gneiss chloriteux à grenat et des gneiss à staurotide et grenat. Ce dernier faciès est bien représenté dans la carrière de l'Ambillardière. Les staurotides, très abondantes et très fraîches, sont disposées en lits plurimillimétriques incluant de nombreux grenats syncinématiques.

Ces gneiss ont pour protolithe une grau- wacke, la structure même de la roche plaidant en cette faveur. Toutefois il n'est pas exclu que certains gneiss chloriteux proviennent de la rétro-morphose du matériel orthodérivé.

ξ¹ grt. **Formation du Chambon. Micaschistes à deux micas, grenat ± staurotide.** Cette formation occupe les deux versants du Chambon en aval de son confluent avec le Massicart. Elle semble en outre s'insinuer entre les gneiss à sillimanite de Soutiers et l'Unité peu métamorphique des Barres. Ces micaschistes sont surtout représentés entre Lachereau et la Mallardière (Saint-Georges-de-Noisné). Il s'agit de faciès à grains hétérométriques, fins ou très fins, à texture granoblastique, dont l'origine métasédimentaire est encore bien perceptible (stratification, granulométrie). Dans ces faciès, la

taille des phyllites (biotite et muscovite) reste réduite. La présence de grenat est systématique. La biotite y est souvent déstabilisée en chlorite. Ces roches contiennent fréquemment de grandes muscovites et/ou des amas polycristallins ovoïdes verdâtres, constitués de biotite chloritisée. Ces micaschistes sont parcourus de veines de quartz d'exsudation.

Dans la vallée du Chambon, au Soleil Levant (Clavé) et en aval de la Gascougnolière (Saint-Georges-de-Noisné), les micaschistes prennent une couleur claire liée à leur richesse en quartz. Ils sont parcourus de très nombreux filonets quartzeux et intensément fracturés, voire cataclasés.

Plusieurs occurrences de micaschistes à staurotide s'insèrent dans la série, notamment à la Bourgogne (Saint-Georges-de-Noisné) et près du moulin de la Touche, au Sud de Saint-Lin. La staurotide y forme de gros porphyroblastes prismatiques (1-20 mm), tantôt moulés par la foliation, tantôt statiques sur celle-ci. Elle est associée au grenat (0,2-2 mm) et à la biotite (1-2 mm). La muscovite, de plus petite taille, est subordonnée. Le fond finement granoblastique à granolépido-blastique est constitué de quartz, feldspath et muscovite. La staurotide est parfois déstabilisée en chlorite, micas blancs et quartz (la Touche), tandis que les biotites sont partiellement chloritisées.

• **Nature des protolithes et caractérisation géochimique de l'Unité des gneiss à sillimanite de Soutiers, des amphibolites de Saint-Lin et des micaschistes à grenat du Chambon**

Les métasédiments. Aucun des échantillons prélevés dans les gneiss et micaschistes n'a fait l'objet d'analyse chimique. Toutefois, l'origine détritique à alternances grauwackeuses et pélitiques ne fait aucun doute pour les micaschistes du Chambon et elle est très probable pour les gneiss de Soutiers. Les métagrauwackes du Chambon sont riches en clastes d'origine volcanique (feldspaths, fragments de laves) ; certains faciès fins évoquent des cinérites. Leur dépôt apparaît contemporain de l'activité volcanique et/ou hypovolcanique exprimée par les amphibolites et leptynites intercalées dans la série. La Formation de Soutiers contient en outre quelques intercalations carbonatées qui, par interaction avec leur encaissant détritique, ont donné des faciès skarnoïdes lors du métamorphisme barrowien (faciès la Salictière).

Les métavolcanites¹. Le Complexe de Saint-Lin montre une composition basique (JPC921, 922, 923), à intermédiaire (JPC903, 1437) et acide (JPC900, SiO₂ = 63,59 %), et des pertes au feu particulièrement basses (0,22 à 1,51 %). Les roches se définissent comme des basaltes, andésites et dacites, une telle succession pouvant suggérer une nature calco-alcaline. Néanmoins,

¹ Rédaction D. Thiéblemont.

elles s'inscrivent plutôt dans le champ des séries tholéïtiques avec une évolution assez régulière du rapport FeOt/MgO (fig. 17) qui conduit des basaltes vers des laves différenciées (andésites et dacite) plutôt riches en titane (fig. 18). Les faibles teneurs en éléments incompatibles (ex. Nb = 1,3-3,1 ppm) témoignent de la nature subalcaline.

La Formation du Chambon présente une composition strictement basique ($\text{SiO}_2 = 46,74\text{-}51,91\%$) et des teneurs en MgO (~ 5-8 %), Al_2O_3 (~ 13,7-16,3 %) et $\text{Fe}_2\text{O}_3\text{t}$ (~ 10,5-12,4 %) dans la gamme des basaltes. Une roche (JPC. 1298) présente une perte au feu très élevée (9,3 %) qui peut suggérer une altération poussée ; néanmoins elle ne diffère pas significativement des autres échantillons. Les teneurs en CaO sont d'autant plus élevées que les teneurs en Al_2O_3 le sont, ce qui suggère un contrôle de ces éléments par le plagioclase. Par leurs rapports FeOt/MgO (fig. 17) et leurs teneurs en TiO_2 (fig. 18) assez élevés, les cinq roches peuvent être attribuées à une série tholéïtique, les teneurs faibles en éléments incompatibles (ex. Nb = 1,3-3,1 ppm) indiquant un caractère subalcalin.

Dans le diagramme TiO_2 vs. FeOt/MgO (fig. 18), les roches des formations du Chambon et de Saint-Lin définissent deux lignées très voisines. L'analogie est moins nette dans le diagramme SiO_2 vs. FeOt/MgO (fig. 17) où les basaltes et andésites basaltiques de Saint-Lin évoluent sur la limite entre champs calco-alcalin et tholéïtique.

• Métamorphisme prograde

L'intensité du métamorphisme décroît du Nord au Sud, c'est-à-dire depuis les micaschistes et paragneiss à sillimanite de Soutiers jusqu'aux micaschistes du Chambon.

Formation de Soutiers. Les micaschistes et les micaschistes quartzeux à deux micas et grenat ± sillimanite se caractérisent par une schistosité de flux, ubiquiste, associée à une paragenèse primaire du type Qtz + Bt ± Ms + Grt ± Sil. Fréquemment, elle est soulignée par des niveaux millimétriques à centimétrique de quartz d'exsudation et, occasionnellement, par des veines bi-minérales quartzo-feldspathiques. Dans les métatexites à structure rubanée ou stromatitique et les diatexites homogènes, cette anisotropie planaire est soit une foliation métatexitique correspondant à la ségrégation « paléosome - leucosome », soit une foliation magmatique déterminée par l'agencement selon un plan et sans déformation du matériel granitique néoformé. Schistosité de flux, foliation métatexitique et foliation magmatique sont des surfaces structurales rigoureusement coplanaires, donc péné-contemporaines.

La schistosité de flux et la foliation métatexitique (voire la foliation magmatique) portent systématiquement une linéation minérale et d'étirement,

généralement bien exprimée. La plupart du temps, elle est marquée par l'allongement préférentiel et la disposition en files parallèles de minéraux néoformés, en particulier la biotite et les aiguilles de sillimanite regroupées en amas.

En l'absence de contrastes lithologiques marqués, les niveaux de quartz d'exsudation et les veines bi-minérales quartzo-feldspathiques permettent d'identifier des plis semblables admettant pour plan axial la schistosité de flux ou la foliation métatexitique. Ils sont droits ou déversés, symétriques et subcylindriques, parfois curvilineaires. Dans tous les cas, l'axe de ces plis est subparallèle à la linéation minérale et d'étirement et leur angle d'ouverture relativement faible (de 15 à 20°).

Métavolcanites de Saint-Lin. La paragenèse synmétamorphe de type « almandin-amphibolites faciès » (Winkler, 1974) est caractérisée par :

- l'association Qtz + Bt brune (I) + Pl + Hbl verte (amphibolites) ;
- l'association Qtz + Bt brune (I) + Pl + Grt ± St (gneiss).

Dans la **Formation du Chambon**, la schistosité de flux est associée à une paragenèse à biotite-grenat, auxquels s'ajoute ponctuellement la staurotide syn- à tardicinématique.

Recuit thermique. Aux paragenèses syncinématiques décrites précédemment se surimpose un recuit thermique statique, identifié principalement dans le Complexe de Saint-Lin, plus ponctuellement dans la Formation de Soutiers (skarnoides de la Salictière) et les micaschistes du Chambon (faciès à staurotide statique de la Bourgogne). Dans les amphibolites de Saint-Lin, cette recristallisation se traduit par une texture pavimenteuse granoblastique à granolépido-blastique, polygonale à points triples, observable dans de nombreuses localités (la Stinière, la Birotière, l'Ardinière, la Roche...). Les plagioclases, de type andésine, perdent leur zonation et semblent « très frais », de même que les hornblendes vertes, très foncées, aciculaires. Les épidotes en grain (pistachite), le sphène et la calcite participent de la paragenèse subissant la restructuration thermique. Dans les gneiss paradérivés du Complexe de Saint-Lin, le recuit s'accompagne surtout du développement de staurotides de grande taille statiques sur la foliation.

Ce recuit, caractérisé par les mêmes associations minéralogiques que les paragenèses syncinématiques, paraît s'inscrire en continuité thermo-barométrique avec le métamorphisme synmétamorphe prograde qui affecte la série. Aucune rétro-morphose n'affecte d'ailleurs les minéraux syncinématiques avant le recuit.

• Déformation symmétamorphe

En dépit de leurs différences de degré métamorphique, les gneiss de Soutiers, les micaschistes du Chambon, et les paléovolcanites de Saint-Lin présentent les mêmes caractéristiques structurales du point de vue géométrique, ce qui signifie qu'ils sont costructurés.

Caractéristiques géométriques. La déformation symmétamorphe (D1) se définit par une schistosité de flux associée à une linéation d'étirement. L'orientation de la schistosité de flux est identique dans l'ensemble de la série comprise entre les accidents de Parthenay et de Secondigny. Dans les gneiss de Soutiers, elle présente une direction relativement homogène, N120°E à N165°E, pour un pendage fort ($> 65^\circ$), le plus souvent dirigé vers le Sud-Ouest (fig. 4a). Dans les micaschistes à grenat et les paléovolcanites, son azimut est compris entre N105°E et N130°E et son pendage fort est plutôt dirigé vers le Nord-Est. On ne constate pas de différence structurale notable entre les différents faciès lithologiques et métamorphiques des micaschistes du Chambon et des amphibolites de Saint-Lin (fig. 5a). La linéation minérale et d'étirement présente une dispersion notable en direction mais surtout en plongement. Dans la Formation de Soutiers, sa direction évolue entre N110°E et N165°E. De la même façon, son plongement est très variable, entre 5 et 80° (fig. 4b). Dans les métamorphites de Saint-Lin et du Chambon, la linéation minérale et d'étirement n'est pas toujours bien exprimée. Son azimut est compris entre N80°E et N180°E, avec quelques valeurs NE-SW. Son plongement est également irrégulier, tantôt vers le Nord-Ouest, tantôt vers le Sud-Est (fig. 5b).

La variabilité directionnelle de la linéation minérale et d'étirement atteste les effets cumulés :

- du caractère hétérogène de la déformation synschisteuse, ce qui signifierait qu'elle s'est effectuée en contexte d'aplatissement dominant ($k < 1$) ;
- puis d'une verticalisation générale post-métamorphique (déformation D2), entre les accidents de Parthenay et de Secondigny, d'une série initialement subhorizontale. Cette structuration verticale se matérialise par des plis P2, de type semblable, associés localement à une schistosité de type strain-slip en équilibre avec la muscovite et parfois la biotite.

Dans la vallée du Chambon, la dispersion des structures de D1 est accentuée par une déformation postschisteuse en relation avec un rejeu tardif de l'accident de Secondigny.

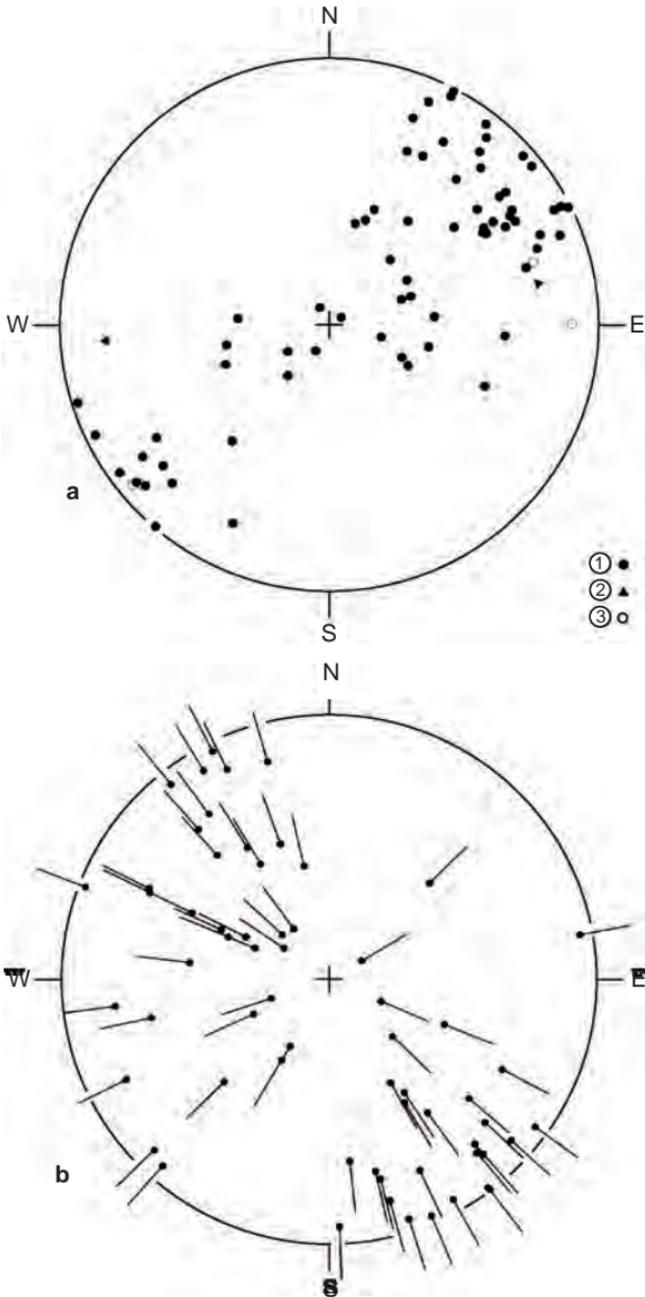


Fig. 4 a et b - La déformation symmétamorphe de la Formation de Soutiers. a : schistosité de flux (77 sites : micaschistes (1), niveaux amphibolitiques (2) et leptynitiques (3)). b : linéation d'étirement (63 sites). Projection sur canevas de Schmidt, hémisphère inférieur

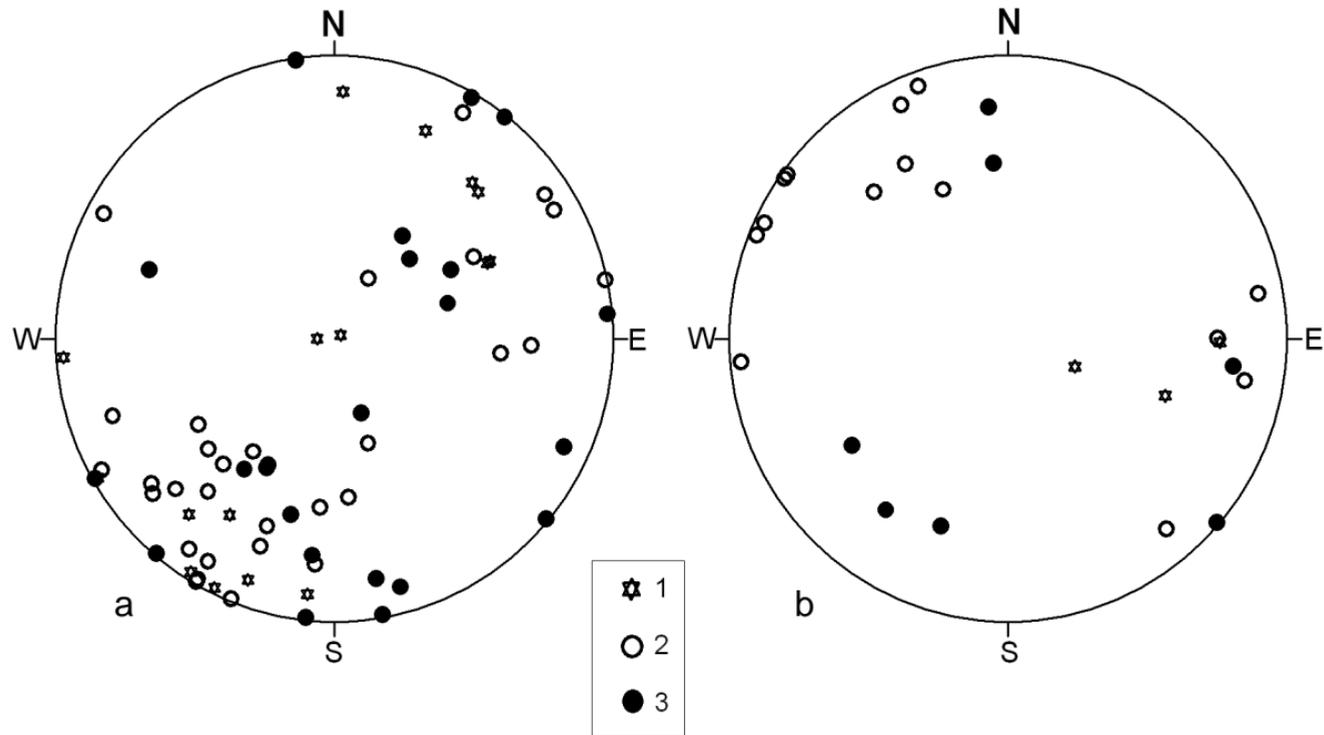


Fig. 5 - Géométrie de la déformation synmétamorphe dans le Complexe de Saint-Lin (1 : amphibolites) et la Formation du Chambon (2 : amphibolites ; 3 : micaschistes). a : schistosité de flux (70 sites). b : linéation d'étirement (24 sites). Projection sur canevas de Schmidt, hémisphère inférieur

Unité intermédiaire des Barres

Cette unité de degré métamorphique modéré (faciès des schistes verts) présente des caractéristiques lithologiques, structurales et métamorphiques intermédiaires entre l'Unité épizonale de Chantonay au Sud-Ouest et les micaschistes mésozonaux du Nord-Est. Elle affleure à l'Est de Verruyes, de part et d'autre de l'interfluve à couverture jurassique des Barres. Les assises mésozoïques masquent son extension vers le Nord-Ouest ainsi que son contact probablement faillé avec l'Unité de Chantonay (accident de Secondigny). Ses relations avec l'assise plus métamorphique du Chambon sont difficiles à apprécier malgré des conditions d'affleurement convenables. Le contact nord-oriental semble tectonique : la déformation des micaschistes augmente à son approche (plis isoclinaux, figures de cisaillement ductile) et des cristallites de muscovite se développent sur les plans de schistosité. Au Sud-Est, l'Unité semble interrompue par une faille NE-SW. Cependant la persistance, entre cet accident et la Gétière (Clavé), de métagrauwackes à biotite au sein de micaschistes à grenat et staurotide, suggère que l'Unité s'y prolonge au sein d'étroites écaïlles.

L'Unité des Barres associe des faciès d'origine sédimentaire et des métavolcanites. Les premiers consistent en métagrauwackes tufacées et en quartzarénites ; leur recristallisation est souvent modérée de sorte que les structures sédimentaires y sont fréquemment reconnaissables. Le volcanisme intercalé est bimodal avec surtout des rhyolites, mais aussi des dolérites et des basaltes métamorphisés en amphibolites.

ξ¹bt. **Micaschistes à biotite : métagrauwackes tufacées, métapélites.** Ces micaschistes à biotite constituent le faciès métasédimentaire dominant. Ils ont une couleur gris-bleu à l'état sain, passant au brun rouille puis à l'ocre par altération supergène. À l'affleurement, ils s'organisent en séquences à caractère turbiditique dans lesquelles se succèdent faciès pélitiques et grauwakeux (la Millancherie, au Nord de Verruyes). Les décharges gréseuses, de grain fin à moyen, souvent mal granoclassées, passent parfois à des conglomérats à clastes centimétriques et matrice grauwakeuse (l'Emarière, au Nord des Barres), voire à des rudites pauvres en matrice (le Mureau, Est de Verruyes). L'anisotropie planaire des grauwachkes est peu développée et ils se débitent assez difficilement en moellons de 3 à 4 cm d'épaisseur.

En lame mince, les clastes des grauwachkes sont constitués de quartz mono- ou polycristallin, feldspath alcalin, plagioclase, muscovite et éléments lithiques. Les clastes lithiques sont des pélites, des grauwachkes, des quartz polycristallins et des éléments quartzo-feldspathiques probablement d'origine volcanique. L'origine volcanique du matériel remanié est surtout attestée par la présence de quartz monocristallins à habitus volcanique et par l'abondance des feldspaths. Le fond microcristallin granolépido-blastique est

issu de la recristallisation syncinématique des clastes et de la matrice argileuse initiale des grauwackes. Sa proportion augmente vers le Nord-Est concomitamment avec le développement de l'anisotropie planaire et l'apparition de muscovite dans les plans de schistosité. La matrice granolépidoblastique est constituée de quartz, plagioclase, muscovite, biotite verte, biotite chloritisée, chlorite et épidote. La biotite se développe préférentiellement en bordure des ombres de pression des clastes quartzeux.

X. Métaquartzarénites. Les métaquartzites forment une lame plus ou moins continue en rive gauche du ruisseau de la Touche, depuis la Giraudière au Nord-Ouest jusqu'à l'Emarière au Sud-Est. Elles sont accolées sur leur flanc sud-ouest à un niveau de métarhyolites dont l'extension est plus importante. Ce quartzite blanc à jaunâtre, toujours très dur, a un grain très fin (0,2 à 0,4 mm) et bien classé. Il s'enrichit parfois en opaques, notamment en pyrite. Sa stratification, conservée à l'Est de la Charrie (lits d'épaisseur centimétrique), confirme l'origine sédimentaire de la formation (quartzarénite).

En lame mince, la texture est granoblastique isogranulaire. Les cristallites de muscovite s'insèrent entre les grains de quartz largement prédominants (95 %). Lorsqu'il est préservé, le litage sédimentaire est souligné par une plus grande proportion de ces micas.

Mp. Métarhyolites, métatuffites. Les métavolcanites acides sont particulièrement abondantes dans l'Unité des Barres où elles déterminent plusieurs alignements NW-SE dont le plus important est celui de l'Emarière. Ces roches sont rose sombre à rose clair, parfois presque blanches. Certaines sont massives, d'autres au contraire sont fortement anisotropes. Ces variations de déformation ne résultent pas seulement de différences dans le matériel volcanique. En effet, on passe latéralement d'une tuffite à stratification préservée (la Gauffrère) à un faciès très anisotrope (la Guitonnière). Ces métavolcanites contiennent des phénocristaux millimétriques de quartz et de feldspath rose, dont une grande partie conserve, en dépit de la déformation, un aspect automorphe à subautomorphe. La biotite est commune mais peu abondante.

En lame mince, l'habitus volcanique des phénocristaux de quartz reste souvent préservé malgré la recristallisation syncinématique (clastes monocristallins, subautomorphes, avec parfois des golfes de corrosion). Les feldspaths sont automorphes à subautomorphes, souvent perthitiques, mais fracturés et tronçonnés dans les faciès les plus déformés. Ces phénocristaux qui ne représentent guère plus de 15 % de la roche, sont noyés dans un fond finement granoblastique constitué de quartz, feldspath, muscovite et biotite, provenant de la recristallisation de l'ancienne mésostase.

L'origine volcanique de ces faciès ne fait pas de doute. Leur état de déformation et de recristallisation ne permet généralement pas de savoir

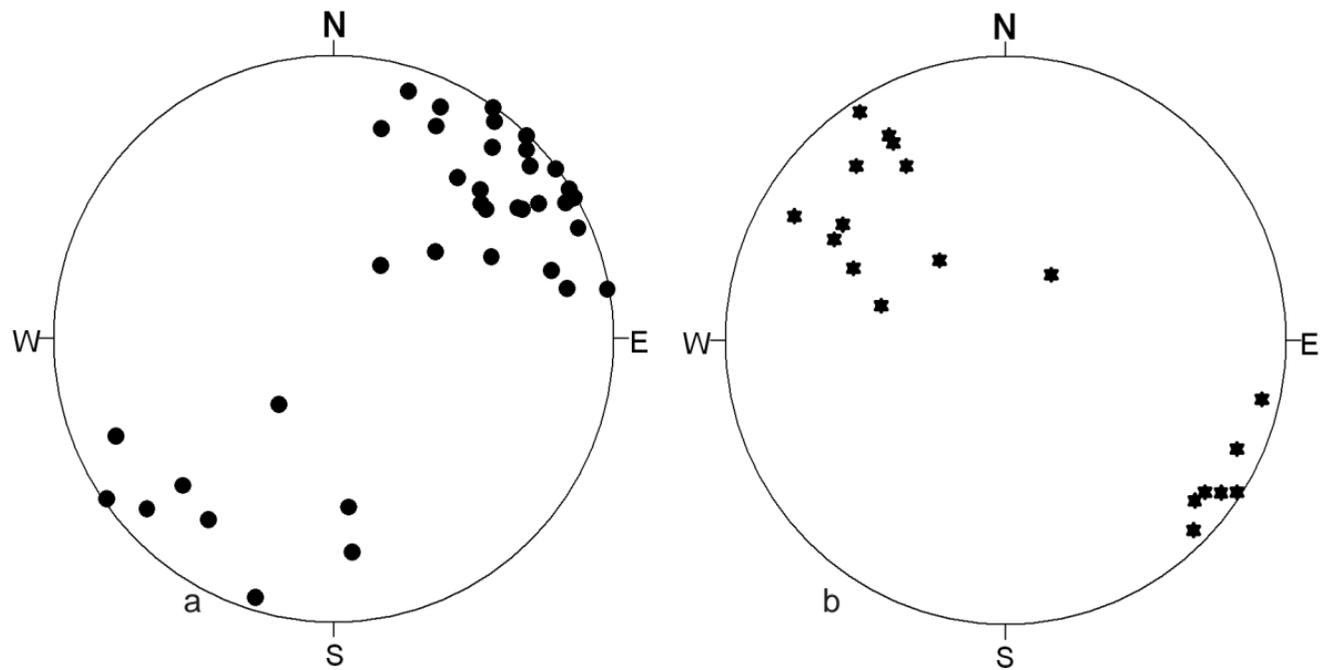


Fig. 6 - Géométrie de la déformation synmétamorphe dans l'Unité des Barres. a : schistosité de flux (38 sites) ; b : linéation d'étiement (19 sites). Projection sur canevas de Schmidt, hémisphère inférieur

formellement s'il s'agissait de laves, de filons ou de tufs. Les laves paraissent constituer le faciès dominant. D'autres faciès présentent à l'échelle de l'échantillon ou de l'affleurement des variations de granulométrie ou une stratification qui plaident en faveur de tufs tandis que certains faciès clairs, aphyriques ou subaphyriques, à grain très fin pourraient représenter d'anciennes cinérites. Ces derniers présentent un aspect macroscopique voisin des métaquartzites décrites ci-dessus.

δ. Amphibolites : métadolérites, metabasaltes. Ces amphibolites ont des gisements variées. Outre les massifs d'échelle cartographique, comme celui qui est accolé aux métarhyolites de l'Emarière, on les rencontre sous forme de sills millimétriques injectés dans les micaschistes où ils développent un chevelu pénétrant les métasédiments (la Millancherie). Les corps les plus importants exposent des roches dures, irrégulièrement foliées, plutôt mélanocrates. Leur grain est moyen à fin. Certains faciès peu déformés ont conservé une texture intersertale doléritique identifiable à l'œil nu (amphibolite mésocrate à quartz, la Palnière, au Nord de Saint-Georges-de-Noisné). Cependant, en général les amphiboles (hornblende verte) sont plus ou moins orientées dans la schistosité.

• Déformation et métamorphisme

L'Unité des Barres est affectée d'une déformation synmétamorphe soulignée par des plans de schistosité ou de foliation S0-1 orientés en moyenne N130°E-85°NE et portant une linéation minérale et d'étirement N126°E subhorizontale, souvent discrète (fig. 6). Cette déformation est inégalement développée tant à l'échelle de l'affleurement qu'à l'échelle cartographique. Dans les métagrauwackes, elle s'accompagne d'une paragenèse à quartz et biotite verte.

Il est parfois possible de reconnaître à l'affleurement de rares plis droits P2 affectant la foliation. D'axe N130°E subhorizontal, ce plissement s'intensifie à l'approche du contact nord-oriental entre l'Unité des Barres et les micaschistes mésozonaux à grenat et staurotide du Chambon. Ceci se traduit au Sud-Est de l'Emarière par l'apparition de plis isoclinaux étroits limités par des plans de schistosité N140°E à composante cisailante dextre. Cette déformation s'accompagne du développement de petites muscovites sur les plans de schistosité et de cisaillement. Cette déformation D2 est similaire à celle qui conduit à l'écaillage intense des assises cambro-ordoviциennes de l'Unité de Chantonay. La dilacération des métaquartzites de l'Emarière et leur relation confuse avec les métarhyolites adjacentes montre d'ailleurs une grande analogie avec ce qui se produit plus au Sud entre le Quartzite et les Ignimbrites de la Châtaigneraie.

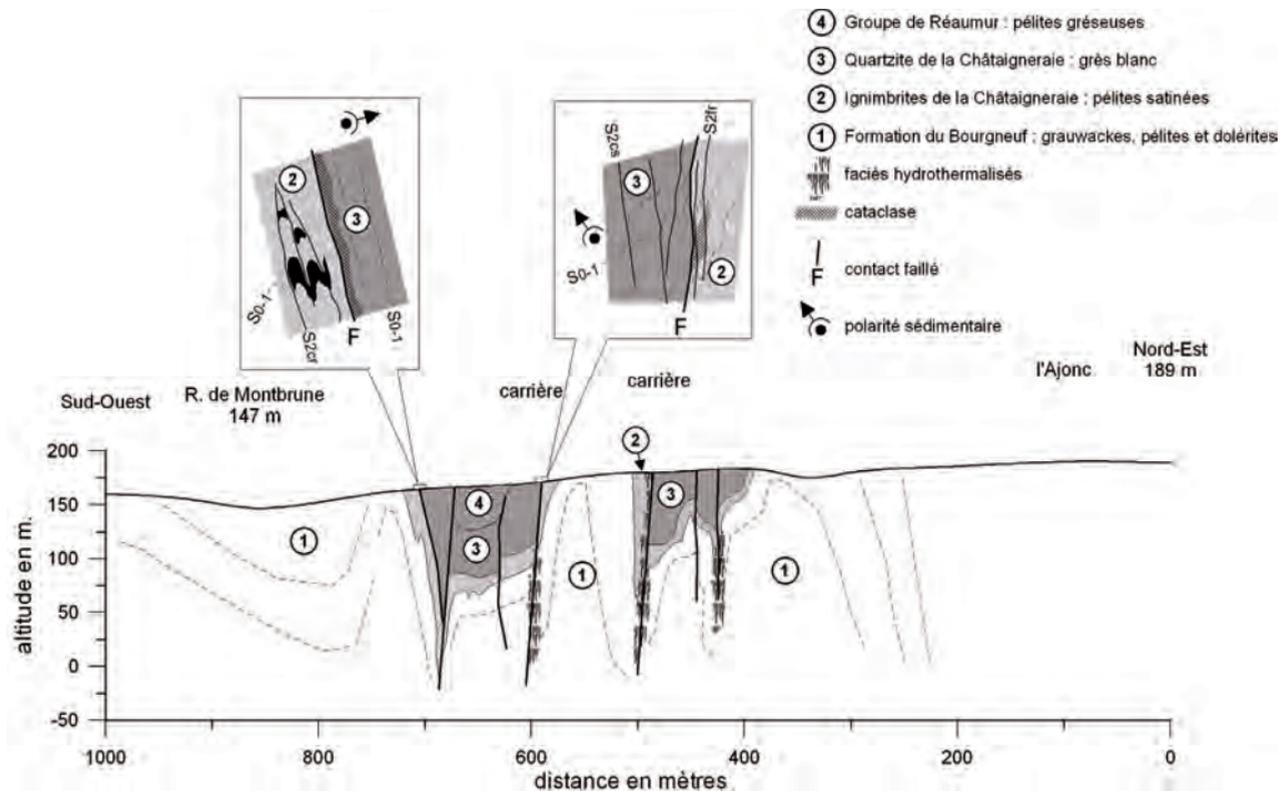


Fig. 8 - Les écailles tectoniques des Jaunières et les microstructures associées. Description dans le texte

• Nature du protolithe, données géochimiques

Les métasédiments grauwackeux et pélitiques impliqués dans l'Unité des Barres ont un caractère nettement turbiditique. Le matériel détritique d'origine volcanique entre pour une large part dans ces sédiments, dont certains s'apparentent à des tuffites. Le niveau quartzarénitique de l'Emarière contraste avec cet environnement par sa grande maturité de composition et de granulométrie.

Le seul échantillon de la formation des Barres analysé (JPC1551) est un basalte ($\text{SiO}_2 = 49,11 \%$), plutôt pauvre en titane ($\text{TiO}_2 = 1,22 \%$) qui s'inscrit à la partie inférieure de la lignée d'évolution commune aux volcanites de Saint-Lin et du Chambon (fig. 18 et 19) ; ceci témoigne du caractère peu différencié de cette roche ($\text{MgO} = 8,06 \%$).

Unité de Chantonnay

L'Unité de Chantonnay est encore bien exposée sur la feuille Mazières-en-Gâtine. Au Sud-Est, elle disparaît sous les assises jurassiques. Cet ensemble est constitué d'une puissante série épimétamorphique cambro-dévonienne, à dominante détritique et volcanique dans laquelle sont surtout représentés les dépôts terrigènes attribués au Cambrien. Depuis le Lac de Grand-Lieu (Loire-Atlantique) au Nord-Ouest jusqu'à Saint-Maixent-l'École au Sud-Est, l'Unité forme une bande longue d'environ 120 km et large d'une quinzaine de kilomètres. Sa lithostratigraphie est principalement basée sur la succession exposée sur le flanc nord-est du synclinal de Saint-Prouant, sur la feuille Chantonnay (Wyns, 1980 ; Wyns *et al.*, 1988). À partir de Saint-Pierre-du-Chemin (feuille Moncoutant), ce dispositif monoclinale fait place à une déformation complexe qui se traduit par la répétition par plissement et écaillage de la série cambro-ordovicienne (Mathieu, 1937 ; Bouton, 1990). Cette déformation atteint son paroxysme dans la région du Beugnon (feuille Coulonges-sur-l'Autize) où elle aboutit à une imbrication étroite des différentes assises. Ainsi, le quartzite de la Châtaigneraie, au lieu de former un niveau continu, est-il écaillé et dilacéré en de multiples lames à pendage SW ou en lentilles d'orientation NW-SE (fig. 7, hors-texte). Un dispositif tectonique comparable affecte la série paléozoïque sur la feuille Mazières-en-Gâtine (fig. 8).

kB. Formation du Bourgneuf : grauwackes tufacées et pélites (Cambrien supérieur présumé) (500 m ou plus). Cette formation grésoschisteuse est très bien exposée dans les nombreuses vallées subméridiennes transversales à la disposition des couches. Elle est représentée par des alternances décimétriques à plurimétriques irrégulières de microconglomérats et conglomérats à graviers, grauwackes arkosiques lithiques moyennes, grauwackes fines et pélites ou argilites bleues ou beiges.

Au Sud-Ouest et Sud-Est du massif ignimbritique de la Châtaigneraie, la formation présente une teinte plus sombre (grauwackes et pélites brunes), mais conserve les mêmes traits lithologiques. Elle est recouverte au Sud-Ouest par la Formation de Sigournais, dont la base est soulignée par des conglomérats.

L'importance de la tectonique (failles et plissements) rend délicate l'évaluation de la puissance de cette assise qui est estimée à 500-1 000 m sur la feuille Chantonay (Wyns *et al.*, 1988).

Les grauwackes, qui constituent le faciès dominant, ont des teintes verdâtres, bleues ou brunes. Leur granulométrie est très variable et l'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 grauwackeuse, présentent une granulométrie de graviers ou de petits galets (< 5 cm). Outre du quartz filonien, des chertites et des épiciastites 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. Dans la carrière de Donia, en rive droite du Chambon, on peut observer un conglomérat sombre, à galets pluricentimétriques peu usés dispersés dans une matrice grauwackeuse riche en quartz rhyolitiques. Les galets sont surtout constitués de volcanites basiques à grain très fin et de roches volcano-sédimentaires à épidote et amphibole. On y note la présence plus exceptionnelle de lithoclastes carbonatés à frange d'épidote et de grenat détritique. Le sphène est abondant.

La sédimentation gréso-pélitique s'organise en séquences à caractère flyschöide :

- 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 de 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 différentes séquences sont visibles à la faveur des affleurements des vallées du Chambon (face au village de la Touche Poupert) et du ruisseau de Rochefollet (la Ligonnière, commune d'Augé). Mais c'est sur la feuille voisine Saint-Maixent-l'École, dans la vallée du Puits d'Enfer (Exireuil), que leur observation est la plus aisée.

• **Milieu de sédimentation.** Les alternances de faciès arénacés et silto-argileux s'organisent en séquences de cône sous-marin mises en place par des processus de type coulée de grain et des courants de turbidités (Bouton, 1990). Dans la carrière de Donia, il est également possible d'identifier des coulées de débris (conglomérat sombre sans texture) et de rares slumps. L'abondance des clastes volcaniques et hypovolcaniques montre que cette sédimentation est alimentée par une intense activité volcanique et volcanoclastique dont le système filonien à caractère tholéiitique paraît être l'expression tardive (voir description plus loin).

• **Lithostratigraphie et éléments de datation de la Formation du Bourgneuf.** L'attribution au Cambrien de la Formation du Bourgneuf est admise depuis G. Mathieu (1937), essentiellement en raison de sa position stratigraphique sous le quartzite attribué au Grès armoricain (Mathieu, 1937 ; Ters, 1979 ; Wyns, 1980 ; Bouton, 1990). Plus récemment, un âge Cambrien supérieur a été proposé. Il se fonde sur la découverte, dans la Formation de Sigournais, équivalent latéral de la Formation du Bourgneuf, de brachiopodes de la famille des *Orthidae* dont l'âge serait compris dans l'intervalle Cambrien supérieur - Ordovicien moyen (dét. V. Havlicek, *in* Wyns *et al.*, 1988). Aucun gisement fossilifère n'est connu dans la Formation du Bourgneuf. Les formations du Bourgneuf ou de Sigournais ont été à plusieurs reprises comparées à celle de Puyhardy (Mathieu, 1937 ; Wyns *et al.*, 1988) qui livre également des brachiopodes du Cambrien supérieur (feuille Coulonges-sur-l'Autize). Toutefois, l'Unité de Puyhardy caractérise un contexte paléogéographique très différent de celui de l'Unité de Chantonay, sur laquelle elle repose par chevauchement (Bouton, 1990).

L'attribution au Cambrien supérieur de la Formation du Bourgneuf est compatible avec la datation radiochronologique des Ignimbrites de la Châtaigneraie qui fixe leur mise en place à l'Ordovicien inférieur (voir ci-dessous).

αβ. Dolérites. Les dolérites qui s'insèrent dans la Formation du Bourgneuf constituent des massifs de taille variable qu'il n'est pas toujours possible de représenter à l'échelle de la carte. Elles sont surtout fréquentes et importantes entre la Chopinière (Sud-Ouest de Mazières-en-Gâtine) et la Maison Neuve (Sud de Verruyes). Dans ce secteur, elles ne forment pas la masse homogène de « porphyrite » figurée au Sud de Mazières-en-Gâtine par G. Mathieu sur la feuille à 1/80 000 Niort (2^e et 3^e éd.). On les rencontre également dans la vallée du Chambon (carrière de Donia), mais sous forme de filons moins développés.

Ces roches sombres à texture doléritique ou subtrachytique, grenue ou microgrenue, isogranulaire ou porphyrique, se composent essentiellement de lattes de plagioclases damouritisés, d'amphiboles (trémolite et actinote) et d'opaqes. En lame mince, les phénocristaux baignent dans un feutrage micro-cristallin d'actinote, muscovite, chlorite, épidote, calcite et leucoxène. Quelques faciès plus différenciés ont été reconnus : dolérite à quartz et feldspath potassique (carrière de la Tardivière, Verruyes), lave microlitique à rares phénocristaux de quartz (carrière de Fache, Mazières-en-Gâtine).

Dans la carrière de Fache, les faciès à caractère effusif comme les principaux filons hypovolcaniques sont concordants avec la stratification. Ce gisement en sill semble le plus fréquent, au moins pour les corps les plus puissants (épaisseur supérieure à 10 m). Cependant, les corps métriques observés dans la carrière de Donia (Saivres) et surtout au Puits d'Enfer (feuille Saint-Maixent-l'École) sont nettement sécants sur la stratification flyschoidé de la Formation du Bourgneuf (dykes).

• **Données géochimiques.** Deux échantillons de dolérite ont fait l'objet d'une analyse géochimique. L'un a une composition d'un basalte assez primaire (JPC901 ; SiO₂ = 48,15 % ; MgO = 8,36 %), l'autre d'une andésite basaltique (SiO₂ ~ 53 %) riche en titane. Les deux se définissent comme tholéitiques (fig. 17 et 18) et présentent des teneurs en éléments incompatibles du même ordre que les volcanites des formations du Chambon, Saint-Lin et des Barres (Nb = 1,1 et 3 ppm). L'analogie apparaît clairement dans les diagrammes SiO₂ vs. FeOt/MgO (fig. 17) et TiO₂ vs. FeOt/MgO (fig. 18), le caractère à la fois intermédiaire (SiO₂ ~ 53 %) mais titanifère de l'échantillon JPC901 le rapprochant des andésites et dacites de Saint-Lin.

Une étude géochimique plus complète des filons doléritiques et rhyolitiques inclus dans le Cambrien supposé a été effectuée sur la feuille Chantonay par D. Thiéblemont (1987). L'analyse des dolérites (8 échantillons) donne des compositions basaltiques ($\text{SiO}_2 < 53\%$) et des teneurs relativement élevées en MgO (entre 5 et 8 %) qui attestent du faible taux de différenciation de la série. Les éléments majeurs et les éléments en traces montrent des affinités avec les séries tholéiitiques intracontinentales.

Ignimbrites de la Châtaigneraie : ignimbrites, rhyolites et volcanoclastites (Trémadoc) (0 à 500 m ?).

Cette puissante assise volcanoclastique est représentée dans la presque totalité de l'Unité de Chantonay, depuis Sainte-Cécile au Nord-Ouest jusqu'à la Chapelle-Bâton au Sud-Est. Dans cet espace long d'environ 70 km, la formation affleure selon une bande NW-SE dont la largeur dépasse souvent 2 km. Elle correspond à un ensemble homogène composé presque exclusivement d'ignimbrites (Boyer-Guilhaumaud, 1974 ; Bouton, 1990). Toutefois des cinérites et des conglomérats sont observés sur ses bordures. Sa puissance maximale, difficile à évaluer, pourrait atteindre plusieurs centaines de mètres. Sur la feuille Mazières-en-Gâtine, l'ensemble volcanoclastique s'amincit rapidement. Au Sud-Est du Bois d'Arpentéroul, il n'est plus représenté que par un ensemble lenticulaire et peu épais de cinérites blanches et d'épiclastites tufacées conservé le long des écailles de Quartzite de la Châtaigneraie.

p. Ignimbrites. Les faciès exposés à l'Ouest du Bois d'Arpentéroul sont principalement des ignimbrites. Rose, verdâtre, grise ou blanche à l'affleurement, la roche contient de 10 à 40 % de phénocristaux automorphes à subautomorphes de quartz et de feldspaths roses. Ces porphyroclastes dont la taille est comprise entre 0,2 et 4 mm, sont dispersés dans une mésostase claire, au sein de laquelle s'individualisent (Bouton, 1990) :

- des structures en « flamme » (fiamme) formant des lentilles flexueuses aux extrémités déchiquetées, grises, vert sombre ou plus fréquemment roses lorsqu'elles sont dévitrifiées. Ces structures caractéristiques des ignimbrites sont préservées au Petit Moulin, près de Monbail, où elles se disposent en minces loupes parallèles témoignant d'un écoulement laminaire de la coulée ignimbritique ;
- des figures de dévitrification roses à section globuleuse, parfois très développées (3 à 4 mm de section pour plusieurs centimètres d'allongement à la Grange Montant, rive droite du ruisseau de Monbail, commune de Saint-Marc-la-Lande).

Les ignimbrites renferment en outre épisodiquement des enclaves épiclastiques et magmatiques (xénolites) et de possibles fragments de ponce

sous la forme de flammèches centimétriques vertes ou noires, d'aspect satiné, ayant en lame mince l'aspect de loupes phylliteuses aphyriques.

En lame mince, les phénocristaux de quartz et de feldspaths sont dominants. Le quartz (55 %) est automorphe à subautomorphe, et couramment affecté de phénomènes de surfusion (golfe de corrosion). Il présente souvent un façonnement pyroclastique : cassures courbes, éclats en forme d'écharde. Les feldspaths alcalins montrent également, mais dans une moindre mesure, des phénomènes de surfusion et d'éclatement. Il s'agit de microcline et de grands cristaux perthitiques altérés en kaolinite. De petits clastes subautomorphes ou xénomorphes d'albite (An_3) s'observent dans la plupart des faciès. On compte en outre toujours une faible proportion de biotite chloritisée, de zircon et de sphène.

La mésostase, finement grenue, a une texture felsitique discontinue et contournée. Elle est constituée de cristallites de quartz, feldspath, séricite, chlorite et épidote. Localement, elle peut être affectée par des dévitrifications développant des sphérolites isolées ou en amas et des structures axiolitiques. Ces dernières forment parfois d'étroits canalicules mimétiques de la texture pyroclastique initiale, mais plus généralement des structures globuleuses massives (0,5 à 5 mm de section). Celles-ci se composent d'un cortex feldspathique fibro-radié et d'un cœur isogranulaire feldspathique ou quartzo-feldspathique.

D'une manière générale, ces roches sont fortement déformées (schistosité et surtout linéation d'étirement très bien exprimées), de sorte que la texture vitroclastique initiale de la mésostase est rarement préservée. Cependant l'observation microscopique dans le plan perpendiculaire à l'étirement permet parfois d'identifier des textures reliques caractérisant des ignimbrites à mésostase très discontinue, des ignimbrites flammées (tufs soudés) et des brèches pyroclastiques type nappe de ponce (Bouton, 1990).

Ces volcanites montrent de beaux affleurements dans les vallées de l'Egray et des ruisseaux de Rochefollet et de Monbail, ainsi que dans la tranchée de la voie ferrée au Sud de Mazières-en-Gâtine. Le faciès commun est gris clair ou rose pâle et renferme de 10 à 20 % de phénocristaux. Malgré une certaine monotonie d'aspect, on constate des variations concernant la richesse en phénocristaux, en enclaves et en fragments de ponce. Le long de la tranchée de chemin de fer, on peut ainsi observer un faciès riche en phénocristaux (kilomètre 390,25), un faciès fin, gris pâle, pauvre en phénocristaux (kilomètre 391,7), enfin un faciès riche en xénolites (kilomètre 391,8). Aucun signe de remaniement n'est constaté.

Au Sud du Petit-Chêne (Mazières-en-Gâtine), le talus de la route départementale 743 exposait un faciès peu déformé, beige, fin, dépourvu de

flamme, qui en lame mince révèle un agglomérat de petits cristaux de quartz, parfois presque sphériques, d'épiclastites à grain fin et d'éléments volcaniques felsitiques aphyriques. On y trouve enfin des éléments anguleux millimétriques clairs (quartz et séricite) et sombres (chlorite, quartz et opaques) qui paraissent être d'anciens fragments de ponce (faciès type nappe de ponce).

La tranchée de chemin de fer fournit au kilomètre 390,1 l'unique coupe où le contact basal de la nappe ignimbrétique est parfaitement observable. Elle repose sur des sédiments terrigènes de la Formation du Bourgneuf, comprenant à la base de l'affleurement une pélite homogène, bleue à gris verdâtre, s'enrichissant en lamines inframillimétriques plus gréseuses, puis environ 2 m de grauwaque tufacée verdâtre, fissile. L'extrême base de la formation ignimbrétique montre un faciès à débit schisteux, blanc à verdâtre, hydrothermalisé, dont les phénocristaux de feldspaths sont très altérés.

φ. **Faciès aphyriques.** Ces faciès fins sont observés au contact du Quartzite de la Châtaigneraie dans les écailles de Cathelogne et du Défens, au Sud de Saint-Georges-de-Noisné. Ce sont des roches claires, blanchâtres à ocre ou vert pâle, d'aspect satiné et au toucher talqueux, auxquelles la déformation confère souvent un débit caractéristique en crayon (Mathieu (1937) les qualifie de « rhyolite talqueuse »). Elles révèlent en lame mince un fond finement granoblastique constitué de quartz et de cristallites de chlorite et de muscovite. La déformation rend délicate la détermination de l'origine précise de ces faciès. Cependant il s'agit probablement de cinérites.

φ. **Épiclastites associées aux volcanites.** On rencontre dans le prolongement du synclinal du Petit Chêne, ainsi que sur la bordure sud-ouest du massif ignimbrétique, un ensemble particulier d'épiclastites tufacées intimement imbriquées avec des ignimbrites et tuffites. Ces épiclastites succèdent sans rupture sensible à celles de la Formation du Bourgneuf et montrent d'étroites imbrications avec les pyroclastites. Ainsi, en rive droite de l'Egray, au Sud du village du même nom, constate-t-on la succession sur 300 m -avec de probables répétitions tectoniques- d'ignimbrites franches, de faciès cinéritiques et de divers faciès épiclastitiques sombres : arénites tufacées, grauwaques moyennes subconglomératiques...

Les épiclastites fines présentent deux faciès principaux :

- des alternances d'échelle plurimillimétrique et en proportion variable de siltites gréseuses claires et d'argilites noires. Par boudinage tectonique, ces alternances donnent des argilites sombres à nodules gréseux clairs (0,2-2 cm) ;
- des pélites bleues à beiges, homogènes, sériciteuses, à petites pyrites, présentant de petites taches ovoïdes bleu sombre qui s'avèrent être de petits amas chloriteux ou chlorito-sériciteux. Ce faciès pourrait représenter un

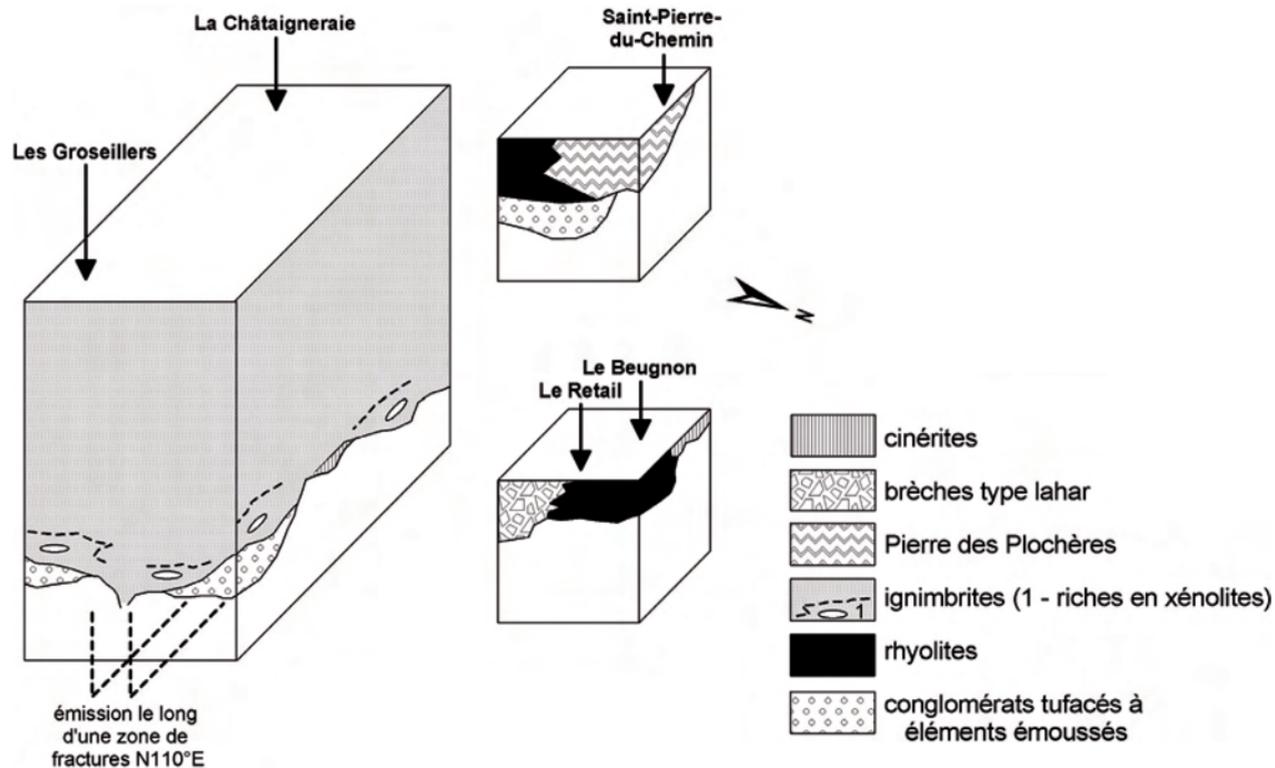


Fig. 9 - Répartition spatiale des Ignimbrites de la Châtaigneraie et des faciès associés (d'après Bouton, 1990 modifié)

terme de remaniement de volcanoclastites fines. Dans les écailles des Jaunières, ces pélites sont les seules à représenter l'épisode ignimbritique. Ailleurs il n'est pas toujours possible de les dissocier des pélites de la Formation du Bourgneuf.

Les niveaux conglomératiques lenticulaires (**Br**) conservés sur la bordure sud-ouest du massif ignimbritique (Rochefollet) remanient essentiellement des graviers d'épiclastites (pélites, grauwackes et arkoses), de rhyolites et d'ignimbrites. Leur matrice est argilo-gréseuse.

• **Répartition des différents faciès.** La masse ignimbritique, en dépit d'une puissance apparemment importante, s'interrompt très rapidement à la fois vers le Nord-Est et le Sud-Est. Elle fait alors place à des cinérites et à des épiclastites tufacées dont une partie remanie des cinérites. À la base de la masse ignimbritique et latéralement à celle-ci, le passage avec la Formation de Bourgneuf paraît s'effectuer en continuité. La fréquence des intercalations tufacées au sommet de la Formation du Bourgneuf paraît d'ailleurs annoncer la manifestation ignimbritique ultérieure.

La répartition des différents faciès pyroclastiques et épiclastiques observée sur la feuille Mazières-en-Gâtine confirme le dispositif identifié à l'échelle de l'Unité de Chantonay (fig. 9). Elle montre que la masse principale des ignimbrites s'est mise en place dans une longue dépression N110°E correspondant probablement à une zone de fracturation en extension active lors de l'épisode pyroclastique (Bouton, 1990) :

– dans la partie centrale de l'Unité de Chantonay, le long d'un axe approximativement N110°E, prédomine une série pyroclastique puissante (plusieurs centaines de mètres ?) et homogène, les faciès épiclastiques, très subordonnés, étant limités à la base de la formation ;

– sur le flanc nord-est de l'Unité de Chantonay (feuille Coulonges-sur-l'Autize) et à ses extrémités nord-ouest et sud-est (feuille Mazières-en-Gâtine), la formation fait place à un ensemble plus mince (0 à 50 m ?), lenticulaire, où sont étroitement imbriqués des volcanites franches (rhyolites), des pyroclastites fines (cinérites), des tuffites, des coulées de boues volcanoclastiques (lahars), et des faciès où le remaniement par l'eau est sensible (épiclastites). Quand on s'éloigne un peu plus, l'épisode ignimbritique ne se marque plus que par des faciès fins à cachets cinéritiques de Cathelogne et du Deffens.

• **Données géochimiques.** L'analyse des éléments majeurs des Ignimbrites de la Châtaigneraie montre qu'il s'agit de leucorhyolites potassiques, pauvres en fer, en calcium et en magnésium. Les alcalins présentent une mobilité importante dont l'origine paraît être secondaire (métamorphisme et hydrothermalisme). C. Boyer-Guilhaumaud (1974) attribue à ces volcanites

une origine crustale. Aucune donnée récente ne permet d'en préciser l'affinité géochimique.

• **Éléments de datation.** La position stratigraphique des Ignimbrites de la Châtaigneraie entre la Formation du Bourgneuf, attribuée au Cambrien supérieur, et le Quartzite de la Châtaigneraie, assimilé au Grès armoricain, a conduit G. Mathieu (1937), puis R. Wyns (1980) et P. Bouton (1990) à les placer dans un intervalle comprenant le Cambrien supérieur et le Trémadoc.

Deux datations géochronologiques par méthode U-Pb sur zircons viennent confirmer cette attribution (Cocherie, BRGM, *in* Bouton et Branger, 2007). Le premier échantillon, prélevé au Nord de Fenioux (feuille Coulonges) au sein du massif ignimbritique, a donné un âge à 470 ± 11 Ma. Sur la feuille Moncutant, la datation a porté sur un gros claste rhyolitique (10 kg) de la Pierre des Plochères (carrière du Moulin des Plochères, Saint-Pierre-du-Chemin). Il donne un âge à 485 ± 14 Ma. Aux marges d'erreur près, la mise en place des deux roches peut être considérée comme pénécotemporaine. Elle se situe entre le sommet du Cambrien et l'Arénig, c'est-à-dire au Trémadoc.

02. Quartzite de la Châtaigneraie : quartzarénite blanche (Arénig supposé) (30 à 80 m). Dans l'ensemble de l'Unité de Chantonay, le Quartzite de la Châtaigneraie constitue un niveau repère de grès blanc succédant aux Ignimbrites de la Châtaigneraie ou reposant directement sur la Formation du Bourgneuf (Mathieu, 1937 ; Wyns, 1980). Sur la carte Mazières-en-Gâtine, entre les vallées de l'Egray et du Chambon, cette assise est intensément écaillée et constitue d'étroites lames d'orientation NW-SE armant des pointements et des crêtes de même direction. De nombreuses petites carrières désaffectées les exploitaient comme matériau de construction (le Chaillot, les Jaunières, Cathelogne).

La formation est caractérisée par des quartzarénites blanches, moyennes à grossières, passant très rarement à des conglomérats à dragées de quartz et matrice quartzarénitique. Les clastes quartzeux sont toujours bien classés et la maturité du matériel sédimentaire est importante. Quelques passées arkosiques grises, faiblement argileuses (moins de 5 % de phyllites), et d'épisodiques galets rhyolitiques témoignent du remaniement des ignimbrites de la Châtaigneraie. Lorsque la stratification est conservée, elle s'exprime par des bancs décimétriques, parfois à joints argileux, subdivisés en lamines de 0,5 à 2 cm d'épaisseur. Ces dernières peuvent être planes et parallèles, ou bien obliques et biseautées.

Les quartzites sont affectés par une déformation synmétamorphe hétérogène. Celle-ci se concentre le long de couloirs subverticaux ménageant parfois entre eux des masses gréseuses à caractères

sédimentaires préservés (litage, forme des grains). Dans les faciès déformés, l'examen en lame mince montre que les clastes quartzeux s'aplatissent dans le plan de schistosité tandis que leur pourtour recristallise en néograins. Ces derniers représentent jusqu'à 35 % de la roche.

L'écaillage tectonique du niveau gréseux se traduit en outre par de nombreux filons quartzeux et parfois par une intense fracturation.

• **Milieu de dépôt.** Le Quartzite de la Châtaigneraie présente un faciès très homogène dans l'ensemble de l'Unité de Chantonnay. Il est transgressif soit sur les Ignimbrites de la Châtaigneraie qu'il remanie à sa base, soit directement sur la Formation du Bourgneuf. Il se termine par un membre supérieur grés-argileux ou silteux (Wyns *et al.*, 1988 ; Bouton, 1990) qui ici est souvent tronqué par la tectonique. Son extension géographique importante (90 km), ses faibles variations d'épaisseur (30-80 m) et son homogénéité lithologique montrent que la transgression s'effectue sur un substratum arasé. D'autre part, ses caractères sédimentologiques paraissent s'inscrire dans un contexte de sédimentation marine peu profonde de type plate-forme sableuse. Des pistes de vers de la forme *Curvilinear sp.* indiquent également un domaine marin restreint.

• **Éléments de datation. Remarques stratigraphiques.** La formation est classiquement attribuée à l'Arénig en raison de sa position stratigraphique et de son faciès qui évoquent le Grès armoricain (Mathieu, 1937 ; Wyns, 1980 ; Bouton, 1990). Cependant cette assimilation paraît abusive en raison de l'appartenance des deux formations à des domaines paléogéographiques différents. D'autre part, elle n'est étayée par aucune donnée paléontologique puisque la formation est quasiment azoïque. Les seuls fossiles connus sont sans valeur stratigraphique : pistes de vers identifiées comme *Curvilinear sp.* (Guillocheau, communication orale), récoltées par P. Bouton dans la carrière de Cheffois, sur la feuille Chantonnay.

om-d. Groupe de Réaumur : pélites sombres, phtanites (Ordovicien moyen à Silurien et Dévonien). Le Groupe de Réaumur (Wyns, 1980) désigne l'ensemble des terrains - pélites, shales, phtanites et basaltes - succédant au Quartzite de la Châtaigneraie. Il affleure au sein de l'étroit synclinal faillé de la Gobinière (feuille Coulonges-sur-l'Autize), qui se prolonge jusqu'au Chêne Billon, au Sud de Mazières-en-Gâtine. Dans une bien moindre mesure, il est impliqué dans les écaillures des Jaunières. Il se caractérise par une série détritique à dominante pélitique, grise à noire, renfermant des passées microquartzitiques sombres. Il est couronné par le complexe basaltique de la Meilleraie dont on retrouve un équivalent à la Chandellerie.

Dans le synclinal de la Gobinière, le Groupe de Réaumur est représenté par des pélites et des argilites grises à noires, riches en micas flottés, souvent

microplissées, et parfois par des quartzwackes grises. S'y insèrent également des **phtanites**, roches dures, noires, parfois décolorées par l'altération. L'examen micrographique des phtanites révèle des microquartzites graphiteuses et pyriteuses en lits millimétriques à centimétriques séparés par de minces interlits argileux ou argilo-quartzeux. On y observe de petites taches circulaires claires, de 0,1 à 0,3 mm de diamètre, qui sont des fantômes de microfossiles (radiolaires ?) pseudomorphosés par du quartz. La déformation s'exprime généralement bien dans ces roches qui sont plissées, microplissées, et boudinées au sein des pélites encaissantes.

• **Éléments de datation.** Il n'est pas possible de reconnaître, sur la feuille Mazières-en-Gâtine, la succession stratigraphique mise en évidence dans le synclinal de Saint-Prouant par R. Wyns *et al.* (1988, 1989). En effet, la formation est ici très tectonisée et tronquée par des failles, en particulier celles qui délimitent le synclinal de la Gobinière (le Quartzite de la Châtaigneraie n'est conservé que localement sur sa bordure sud-ouest).

Dans le synclinal de Saint-Prouant, le Groupe de Réaumur se décompose en deux assises (Wyns, 1980 ; Wyns *et al.*, 1989) :

– un ensemble ordovico-silurien peu épais (100 m), situé entre le Quartzite de la Châtaigneraie et la Formation des phtanites comprise. Sur la feuille Chantonay, les schistes associés aux phtanites ont livré des graptolites de grande taille, mal conservés, attribués par R.B. Rickards aux genres *Climocograptus* et *Glyptograptus*, qui conclut à un âge Caradoc à Silurien supérieur (Wyns, 1980) ;

– un ensemble dévonien, puissant de 600 à 700 m, couronné par les basaltes de la Meilleraie et de la Gobinière. Les schistes situés au-dessus des phtanites contiennent des lentilles de calcaires à entroques renfermant des conodontes dévoniens (*Icriodus sp.*) et des tentaculites appartenant au genre *Striatostyliolina sp.* (Wyns *et al.*, 1989). Le genre *Striatostyliolina sp.*, connu du Praguien au Frasnien, est surtout répandu au Givétien (id.).

β. **Complexe volcanique basique de la Gobinière (Dévonien).** Entre la Chandellerie et Saint-Marc, affleurent des roches basiques à texture doléritique qui constituent la terminaison orientale du complexe basique de la Gobinière (Bouton, 1990). Sur la feuille Coulonges, la formation comprend en majorité des laves microlitiques sombres à pillow lavas - probablement d'anciens basaltes - et des dolérites. Ces roches basiques alternent avec des pélites grises à lentilles microquartzitiques. Elles sont souvent fortement silicifiées, chloritisées et minéralisées et présentent un caractère spilitique que souligne l'association albite (An₃₋₅), chlorite ± pyroxène.

• **Éléments de datation, indications géochimiques.** Le complexe basique occupe la même position stratigraphique que les basaltes de la Meilleraie du

synclinal de Saint-Prouant (feuilles Chantonnay et la Roche-sur-Yon). L'étude géochimique de ces derniers (Thiéblemont, 1988) a permis de reconnaître deux lignées magmatiques imbriquées : une lignée de « N-MORB » (tholéiites océaniques) et une lignée calco-alkaline. La comparaison avec les séries actuelles suggère une mise en place dans un bassin d'arrière-arc. Les indications paléontologiques concernant le Groupe de Réaumur (cf. supra) conduisent à dater du Dévonien moyen à supérieur le début de fonctionnement de ce magmatisme.

• Déformation et métamorphisme de l'Unité de Chantonnay

Ces terrains sont affectés de deux déformations, l'une synmétamorphe (D1), l'autre post-métamorphe (D2).

La déformation D1 consiste en une schistosité de flux, coplanaire de la stratification (S0-1), associée à une paragenèse à quartz, séricite, chlorite, albite ± épidote qui indique un contexte métamorphisme épizonal (faciès des schistes verts). La structure la mieux exprimée et la plus représentative est une linéation d'étirement subhorizontale Le1, bien développée dans les volcanoclastites et les conglomérats, plus discrète dans les faciès gréseux et pélitiques. L'étirement important des flammes, des structures de dévitrification et des clastes épyclastiques confèrent aux ignimbrites un débit en crayon caractéristique. Les phénoclastes, souvent fracturés, sont moulés par la schistosité synmétamorphe. Ils se prolongent par de fines queues de recristallisation quartzueuses en forme de cigare. De rares plis synschisteux de S1, d'échelle centimétrique, ont été identifiés dans l'emprise de la carte. Leur axe est parallèle à la linéation d'étirement.

La déformation est de type aplatissement dans les conglomérats ($K < 1$) et de type cisaillement simple dans les volcanoclastiques ($K \approx 1$), sans que le sens de cisaillement soit établi.

La schistosité S0-1 est fortement plissée autour d'un axe NW-SE (déformation D2). On suppose que son attitude initiale était horizontale. La linéation d'étirement a une orientation moyenne N145°E-6°NW (fig. 10).

La déformation postmétamorphe D2 induit le plissement du plan S0-1 selon une direction NW-SE. L'échelle des plis est centimétrique à plurikilométrique (synclinal de la Gobinière). Ils développent une schistosité subverticale, plus ou moins bien exprimée, de type fracture ou crénulation. L'orientation de la linéation de microplissement et d'intersection liée à cette déformation est très proche de celle de la linéation Le1. Localement, la conservation des figures de polarité stratigraphique permet de constater que certains plis sont déversés vers le Nord-Est (couches N130°E-60°NE en position inverse à la Lignonnière, Champeaux).

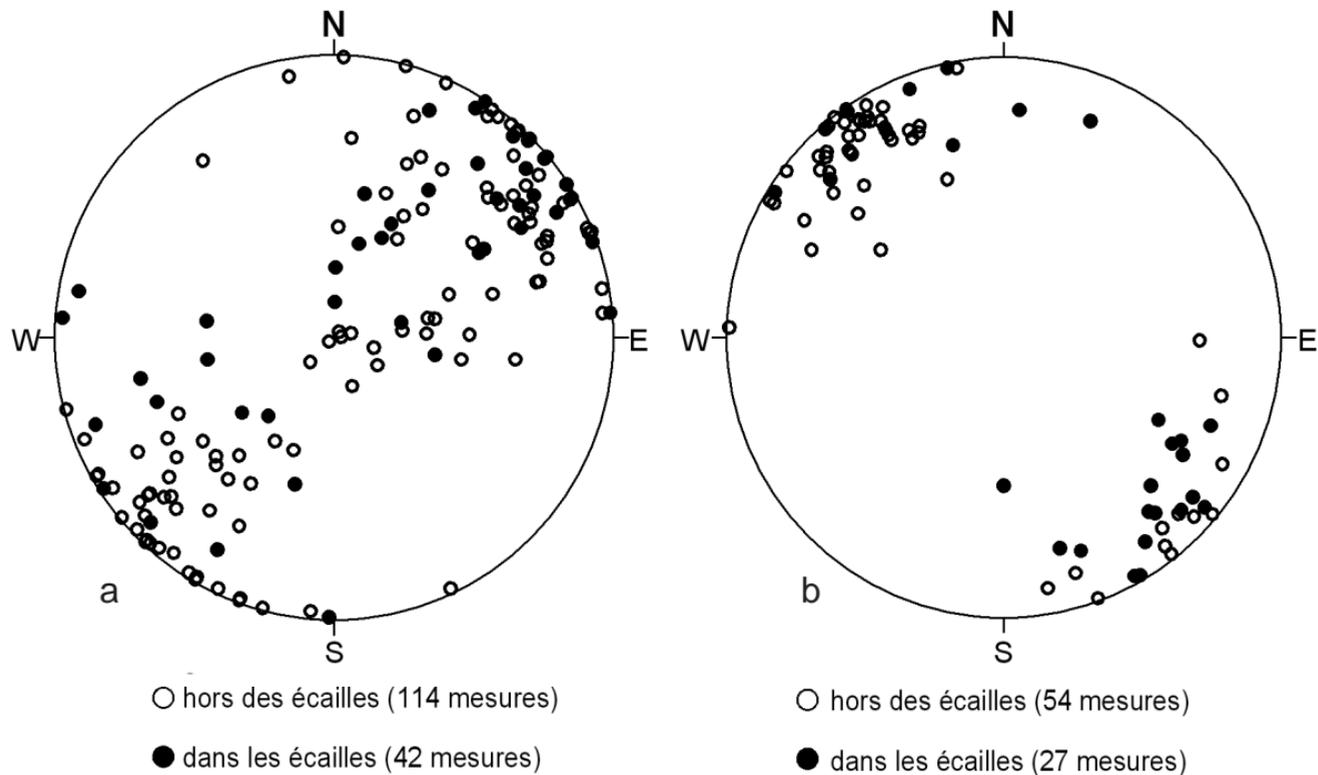


Fig. 10 - Géométrie de la déformation symmétamorphe dans l'Unité de Chantonay, dans et hors du complexe d'écailles tectoniques de la déformation D2. a : schistosité de flux SO1 ; b : linéation d'étirement Le1. Projection sur canevas de Schmidt, hémisphère inférieur

On rapporte également à la déformation D2 l'écaillage qui, dans le prolongement du synclinal de la Gobinière, affecte notamment le Quartzite de la Châtaigneraie. Ce phénomène prend naissance à l'Ouest de Saint-Pierre-du-Chemin (feuille Moncoutant) et atteint son paroxysme vers le Beugnon (feuille Coulonges) où il provoque l'imbrication des différents niveaux stratigraphiques (Mathieu, 1937 ; Bouton, 1990). Sur la feuille Mazières-en-Gâtine, la répétition tectonique du grès ordovicien par écaillage était déjà décrite par G. Mathieu (1937). La coupe dressée aux Jaunières permet de mieux comprendre les modalités de cette déformation (fig. 8). Dans ce secteur, le niveau gréseux se répète sous l'effet de plis-failles de direction cartographique N130°E. Deux contacts N140°E et N150°E entre les pélites pyriteuses rapportées aux Ignimbrites de la Châtaigneraie et le Quartzite de la Châtaigneraie sont visibles. L'un est sécant, l'autre concordant avec la stratification de la quartzarénite, dont la polarité normale est vérifiable. Le contact développe dans le grès une cataclase de quelques décimètres d'épaisseur, tandis que les pélites réagissent de manière ductile en se plissant et en se parallélisant avec le plan de faille. Les plis P2 des pélites, d'axe horizontal (N140°E-10°NW), sont isoclinaux et développent une schistosité de crénulation (S2cr) parallèle au contact. Dans le grès, les plis P2 sont rares et peu serrés. On note en revanche des plans de cisaillement N120°E, plus ou moins anastomosés, à composante senestre (S2cs).

Ces failles de laminage résultent donc du plissement hétérogène avec déformation de flancs d'une série lithologique à fort contraste de ductilité, le contraste étant notamment important entre le Quartzite de la Châtaigneraie et les assises qui l'encadrent stratigraphiquement : tuffites, cinérites et épicastites tufacées de la Châtaigneraie d'une part, pélites de la base du Groupe de Réaumur d'autre part. Le caractère congénère du plissement et de l'écaillage est confirmé par le fait que les structures S0-1 et Le1 sont déformées de manière identique à l'extérieur de la zone d'écaillage et au sein de celle-ci (fig. 10).

La périphérie et le prolongement des lentilles quartzitiques sont souvent jalonnées :

- de filons quartzeux et de cataclasites ;
- de roches hydrothermalisées, sous la forme de schistes sériciteux, vert pâle à ocre, à débit esquilleux et toucher talqueux. Ces faciès sont souvent riches en grosses pyrites qui par dissolution donnent des schistes troués (carrière de Cathelogne). L'altération supergène se développe préférentiellement dans ces couloirs verticaux en donnant des argiles satinées ocre ou rouges, parfois riches en débris quartzeux esquilleux. Les tuileries du Défens (Saint-Georges-de-Noisné) exploitaient ces petits gisements argileux pincés entre les corps gréseux.

Formations magmatiques

Granitoïdes en massifs

Diorites quartziques du Tallud et de Soutiers, hornblendites

η^{CA} . **Diorites quartziques du Tallud et de Soutiers.** La diorite quartzique du Tallud (Dhoste, 1980) et celle de Soutiers (Dao, 1981) sont des intrusions de forme oblongue, à bords redressés, intercalées dans les micaschistes et les micaschistes quartzeux à deux micas et grenat \pm sillimanite (Formation de Soutiers).

Sur la feuille Mazières-en-Gâtine, la diorite quartzique du Tallud est en contact tectonique avec un petit stock leucogranitique (cf. faciès « la Chauvinière ») qui se rattache au granite à deux micas de Parthenay. Seule l'extrémité méridionale de l'intrusion peut y être observée et les meilleurs affleurements sont situés à proximité du Pin (Soutiers), dans la vallée de la Viette et de son affluent rive gauche. La diorite quartzique de Soutiers s'allonge entre la Petite Bazonnaire (Saint-Pardoux) au Nord-Ouest et la Bâtonnière (Vouhé) au Sud-Est. Les points d'observation les plus favorables se concentrent au Nord-Est de Soutiers, aux abords de la laiterie coopérative de la Viette.

Ces intrusions dioritiques se composent de roches sombres, bleu foncé, caractérisées par une importante hétérogénéité tant pétrographique que minéralogique liée, en particulier, à la variation du pourcentage de hornblende verte. Le type moyen est une diorite quartzique, parfois à grain fin (1-3 mm), le plus souvent à grain moyen (3-5 mm) et à texture isométrique équante ou orientée. S'y ajoutent localement des hornblendites, vert foncé, à texture isométrique ou porphyroïde, qui se composent d'un fond plagioclasiq, parfois absent, duquel se détachent des prismes d'amphiboles subautomorphes. Par ailleurs, la diorite quartzique du Tallud se caractérise par la présence de nombreuses enclaves décimétriques mélanocrates ovoïdes à grain très fin (\pm 1 mm) et de panneaux métriques d'amphibolites banales à grain fin (1-3 mm) issus de son encaissant.

Elles présentent approximativement la même composition minéralogique avec quartz, feldspath potassique (microcline), plagioclase [An_{25-40}], hornblende verte et biotite auxquels s'ajoutent des minéraux accessoires tels apatite, zircon et sphène (Dhoste, 1980 ; Dao, 1981). Pour la diorite quartzique du Tallud, la composition modale moyenne déterminée par Dhoste (1980) à partir de onze échantillons est la suivante : quartz (8,70 %), feldspath potassique (0,20 %), plagioclase (55,30 %), hornblende (20,90 %), biotite (8,90 %), épidote (1,60 %) et minéraux accessoires (sphène, apatite, zircon...) (4,40 %).

Les conditions d'affleurement, très peu favorables, ne permettent pas d'appréhender une éventuelle distribution organisée des différents faciès pétrographiques ni leur extension. Toutefois, en première analyse, les faciès à grain fin semblent se placer préférentiellement sur les bordures. À l'œil nu, les roches présentent une fabrique planaire subverticale, localement très marquée, dont la direction est conforme à l'axe d'allongement des intrusions, grosso modo NNW-SSE, et à celle de la schistosité de flux de l'encaissant. En lame mince, les microstructures de la diorite quartzique de Soutiers qui se caractérisent par l'absence de déformation interne dans le quartz, de pliage dans la biotite ou de microfracturation dans les plagioclases (Dao, 1981) montrent que cette orientation est d'origine magmatique *sensu stricto*. En revanche, la diorite quartzique du Tallud porte souvent l'empreinte d'une déformation à l'état solide : extinction onduleuse du quartz et pliage de la biotite (Dhoste, 1980), déformation tardi-magmatique à mettre en relation avec la proximité de l'accident de Parthenay.

Enfin, ni l'une ni l'autre de ces intrusions ne développe de métamorphisme de contact dans les micaschistes et les micaschistes quartzeux à deux micas et grenat \pm sillimanite, probablement parce qu'elles se sont mises en place dans un environnement encore relativement chaud (*cf.* faible contraste thermique entre plutons et encaissant).

Aux intrusions du Tallud et de Soutiers s'ajoute le petit pointement dioritique de la Grande Vergnonnière (Saint-Pardoux) qui avait été signalé par P.C.K. Dao (1981). Là encore, le type moyen est une diorite quartzique à grain fin (1-3 mm) et à texture isométrique équante. Elle est associée à des hornblendites à grain moyen (3-5 mm) ou à gros grain (5-7 mm). Certains affleurements permettent d'observer que le contact très contourné entre les deux faciès est de nature magmatique. Compte tenu des très mauvaises conditions d'affleurement, l'extension de cette intrusion, de forme oblongue, dont l'axe d'allongement est WNW-ESE, peut être appréciée à partir de la répartition de blocs ovoïdes, formés par météorisation sphéroïdale, qui se sont notamment déplacés le long des versants, emballés dans des altérites argileuses (phénomène de solifluxion) et accumulés en contrebas. Schématiquement, elle s'étend sur près de 1,5 km, de part et d'autre de la vallée d'un affluent de la Viette, entre l'axe routier Parthenay-Soutiers et la ferme de la Goudelière (Saint-Pardoux) où des dépendances et des murs de clôture ont été bâtis à l'aide de matériaux locaux au rang desquels des blocs de diorite quartzique.

• Géochimie

Peu d'analyses chimiques sont disponibles sur les diorites quartziques de Soutiers et du Tallud si ce n'est celles publiées par M. Dhoste (1980) puis

P.C.K. Dao (1981), réalisées à l'Université de Poitiers, dont il a été démontré qu'elles étaient peu fiables (Cuney *et al.*, 1992). Toutefois, la diorite quartzique du Tallud est connue par une analyse chimique unique effectuée à l'occasion d'une datation radiométrique U/Pb sur zircons qui fixe l'âge de l'intrusion à 373+6/-11 Ma (Cuney *et al.*, 1993a), soit à la limite Dévonien moyen - Dévonien supérieur. Par ailleurs, ces diorites quartziques montrent des convergences pétrographiques et minéralogiques notables avec la diorite quartzique de Moncoutant (Dhoste, 1980) qui affleure vers le Nord-Ouest et pour laquelle seize analyses chimiques ont été effectuées.

Les diorites quartziques de Moncoutant et du Tallud offrent des valeurs pour SiO₂ comprises entre 49,50 % et 62,70 % (moyenne : 58,50 %) et se caractérisent par une somme Fe₂O₃ + MgO + TiO₂ qui varie de 8 % à 14,8 % (moyenne : 9,6 %). Dans le diagramme Q-P de nomenclature chimique de F. Debon et P. Le Fort (1988), les points représentatifs des analyses chimiques effectuées sur ces diorites quartziques se concentrent autour des diorites quartziques de référence (« dq »). De typologie calco-alcaline, elles se rattachent, avec la diorite quartzique de Soutiers et la diorite de Fényer (Dhoste *et al.*, 1985), à l'ensemble des intrusions de même nature et de même âge qui constituent la « Ligne tonalitique limousine » (Didier et Lameyre, 1971). Le contexte géotectonique de ce magmatisme calco-alcalin basique qui se développe au Dévonien supérieur (Bernard-Griffiths *et al.*, 1985a) est controversé : il aurait soit une origine subductive, soit une origine intracontinentale en régime collisionnel (Cuney *et al.*, 2001).

Δ. Hornblendites. Sur le versant gauche de la vallée de la Viette, au Sud-Ouest de Soutiers par exemple, des roches sombres à gros grain et à texture équate, presque exclusivement composées de hornblende verte qui se présente en individus prismatiques automorphes de plusieurs centimètres de long apparaissent ponctuellement dans les micaschistes et les micaschistes quartzeux à deux micas et grenat ± sillimanite. Ces roches rappellent notamment les petits amas de hornblendites cartographiés par Dhoste *et al.* (1985) sur la feuille Parthenay, en enclaves (?) dans le granite à biotite de Largeasse, à l'Est de Saint-Aubin-le-Cloud et de Saint-Germain-de-Longue-Chaume, ou intrusives dans les micaschistes à deux micas et grenat qui affleurent à l'Ouest de l'accident de Parthenay.

Granite à deux micas de Parthenay

Le granite à deux micas de Parthenay (Dhoste, 1980) qui se développe largement sur la feuille Parthenay (Dhoste *et al.*, 1985) fait partie des principales intrusions leucogranitiques reconnues dans le Haut-Bocage vendéen. De forme étroite (de 5 à 8 km au maximum), il s'allonge sur une

vingtaine de kilomètres selon la direction N155°E et couvre près de 125 km². Sur la feuille Mazières-en-Gâtine, seule l'extrémité méridionale de ce pluton, limité à l'Est et à l'Ouest, respectivement par les accidents de Bressuire-Vasles et de Parthenay, est observable.

À l'image de la plupart des plutons de même nature, le granite à deux micas de Parthenay est particulièrement hétérogène du point de vue pétrographique. Deux principaux faciès, inégalement représentés, peuvent être identifiés sur le terrain :

- un granite à deux micas (Bt > Ms), à grain moyen et à texture porphyroïde orientée (faciès « la Grande Meilleraie ») ;
- un granite à deux micas (Bt = Ms), à grain fin (1-3 mm) ou à grain moyen (3-5 mm) et à texture isométrique orientée (faciès « la Barrière »).

À ces deux pétrotypes, s'ajoute le faciès « la Chauvinière » (Dhoste, 1980) qui se présente sous la forme d'une lame étroite et allongée en marge de la masse principale du granite à deux micas de Parthenay.

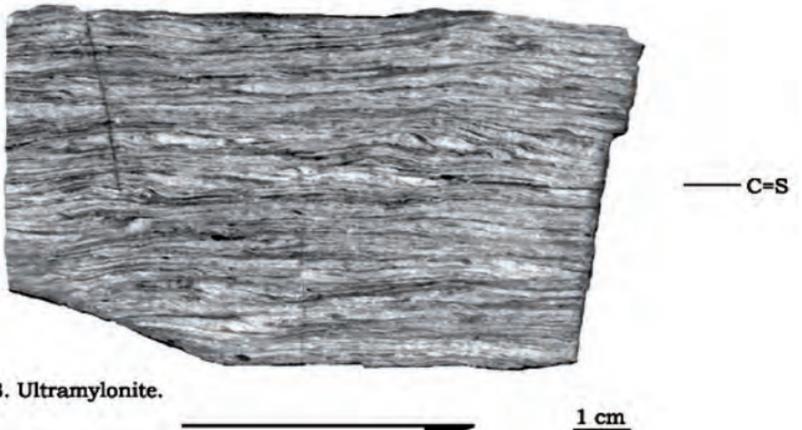
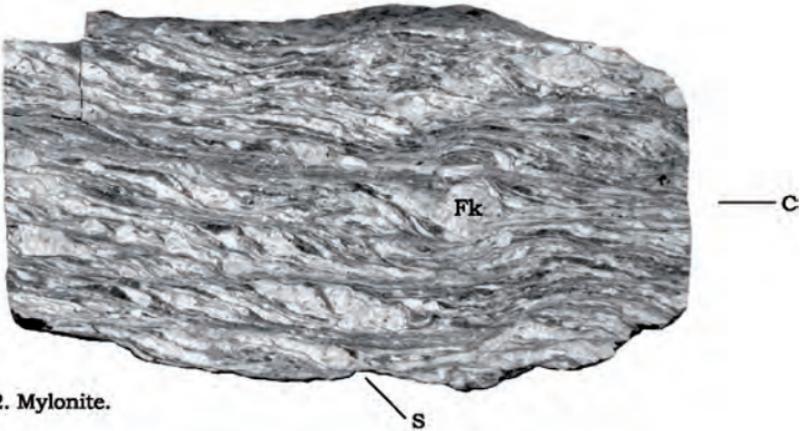
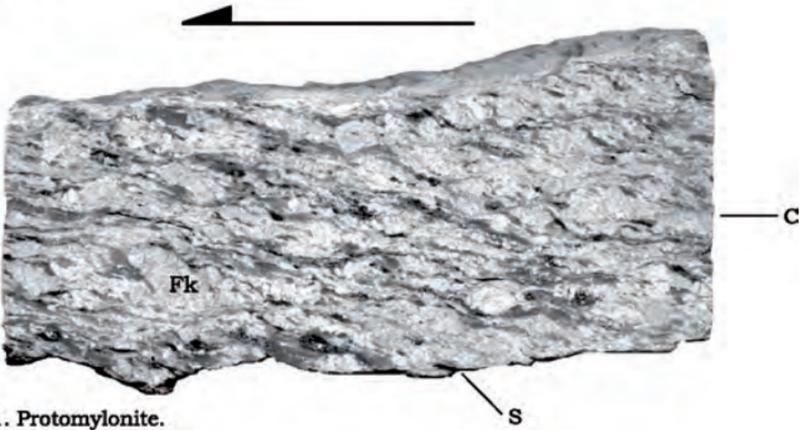
En lame mince, le granite à deux micas de Parthenay révèle une composition minéralogique typique des intrusions leucogranitiques avec quartz, feldspath potassique (orthose), plagioclase [An₂₀₋₂₅], biotite et muscovite auxquels s'ajoutent apatite, zircon et, de manière occasionnelle, tourmaline (Dhoste, 1980).

γ_{P}^{2AL} . **Granite à deux micas (Bt > Ms) et à texture porphyroïde orientée (faciès « la Grande Meilleraie »)**. Observé à l'Ouest, au Sud et au Sud-Est de Pompaire et aux alentours du Terrier du Fouilloux (Saint-Martin-du-Fouilloux), le faciès « la Grande Meilleraie » correspond à un granite à deux micas où la biotite domine nettement la muscovite, généralement à grain moyen (3-5 mm), parfois à gros grain (5-7 mm ou plus), comme, par exemple, à proximité de la Coussaye (Beaulieu-sous-Parthenay) et de la Picotière (Pompaire). La présence de feldspaths potassiques, en mégacristaux de 10 à 35 mm de long (3 < rapport de forme < 6), parfois très nombreux, confère à ce faciès une texture franchement porphyroïde, qui plus est orientée, dans la mesure où ils sont très souvent alignés selon une direction préférentielle. La couleur de ces méga cristaux permet de distinguer deux variétés, l'une, dominante, à feldspath potassique blanc, l'autre, accessoire, à feldspath potassique rose, cette dernière n'ayant été reconnue que dans les environs de Saurais, entre Laspois (Saint-Martin-du-Fouilloux) et la Valinière (la Chapelle-Bertrand).

γ_{P}^{2AL} . **Granite à deux micas (Bt = Ms) et à texture isométrique orientée (faciès « la Barrière »)**. Le faciès « la Barrière » affleure entre Pompaire, à l'Ouest, et le hameau du Fontagnoux (la Chapelle-Bertrand), à

NW

SE



1 cm

Fig. 11 - Évolution des structures de type « C-S » dans le granite de Parthenay

l'Est. Il correspond à un granite à deux micas où la biotite et la muscovite apparaissent dans les mêmes proportions, le plus souvent à grain fin (1-3 mm), parfois à grain moyen (3-5 mm) et à texture isométrique orientée. À l'inverse du pétrotype précédent, il est recoupé par de nombreux filons apliques subverticaux, d'épaisseur centimétrique, dont la direction est comprise entre N115°E et N135°E.

$g_{\text{P}}^{\text{2AL}}$. **Granite à deux micas (Bt > Ms) et à texture isométrique équante (faciès « la Chauvinière »)**. Le faciès « la Chauvinière » forme une lame étroite (1 km au maximum) et allongée sur 7 à 8 km selon la direction N155°E, limitée par deux décrochements parallèles et subverticaux. À Beaulieu-sous-Parthenay, il disparaît sous la couverture sédimentaire méso-cénozoïque. Excepté sur sa bordure orientale, au Nord de la Chauvinière (Pompaire), où il est apparemment intrusif dans la Formation de Soutiers, ce faciès est en contact tectonique avec les formations adjacentes, à l'Ouest la diorite quartzique du Tallud, à l'Est le faciès « la Grande Meilleraie ». La présence de ces accidents est à l'origine d'une bréchification, omniprésente, localement intense, comme, par exemple, sur la rive droite de la Viette, à la Bertrandière (Pompaire). C'est un granite à deux micas où la biotite est nettement plus abondante que la muscovite, à gros grain (5-7 mm ou plus) et à texture isométrique équante. Son trait le plus caractéristique reste la forme globuleuse du quartz.

La composition modale moyenne déterminée par M. Dhoste (1980) à partir de trois échantillons est la suivante : quartz (32,20 %), feldspath potassique (27,60 %), plagioclase (35,30 %), biotite (4,20 %) et muscovite (0,70 %).

• Déformation ductile

Sur le terrain, les observations à l'œil nu révèlent que les faciès « la Grande Meilleraie » et « la Barrière » portent quasi systématiquement l'empreinte d'une déformation à l'état solide. Cependant, l'intensité de cette déformation est variable (fig. 11).

À proximité de Saurais, le granite à deux micas de Parthenay a subi une forte déformation tardi-magmatique qui se matérialise par l'apparition et l'association puis l'évolution de structures de type « C-S » (Berthé *et al.*, 1979) puis « C' » (Platt et Vissers, 1980). À l'échelle cartographique, ces structures s'organisent en une large zone de cisaillement ductile subverticale (pendage > 70°) qui s'infléchit progressivement du Sud-Est vers le Nord-Ouest, de la Simnaudière (Saint-Martin-du-Fouilloux) au Grand Cône (Pompaire), de N100°E à N135°E. Au niveau de cette zone de cisaillement ductile, la déformation, très hétérogène, se traduit par l'existence de gradients qui évoquent la séquence de mylonitisation

progressive « protomylonite - mylonite - ultramylonite » (Sibson, 1977). De plus, les critères de non-coaxialité sont univoques : ils traduisent une déformation par cisaillement simple senestre. Les observations micrographiques montrent que la biotite brune est stable dans les plans de cisaillement « C » (ou « C' ») ce qui permet d'envisager que la température minimale atteinte au cours de la déformation est d'environ 430 °C (Winkler, 1974). Ces conditions de relativement HT sont corroborées par la formation de rubans polycristallins de type 2a ou 2b (Boullier et Bouchez, 1978) et par l'apparition de bourgeons myrmékites, toujours abondants, à la périphérie des phénoclastes de feldspath potassique (Simpson, 1985).

Ailleurs, du Terrier du Fouilloux (Saint-Martin-du-Fouilloux), à l'Est, jusqu'aux environs de Pompaire, à l'Ouest, la déformation tardi-magmatique, nettement moins marquée, est soulignée par le quartz qui adopte une forme symptomatique en « grain de riz ». D'ailleurs, en lame mince, l'analyse des microstructures confirme l'existence de cette déformation à l'état solide. Elle est parfois modérée et se marque, notamment, par l'apparition ponctuelle de quelques néograins dans le quartz qui signalent une déformation naissante à l'état solide. Cependant, la plupart du temps :

- le quartz apparaît en domaines elliptiques, subdivisés en de nombreux sous-grains à contours irréguliers, qui soulignent la trace d'une foliation mylonitique ;
- les micas sont pliés ou tordus (« kink-band ») et quelquefois présentent un habitus pisciforme ;
- les plagioclases sont brisés avec déplacement et/ou rotation des fragments.

Ces caractéristiques microstructurales attestent une orthogneissification naissante (Bouchez *et al.*, 1990).

Granite à deux micas de Ménigoute

Le granite à deux micas de Ménigoute (Dao, 1981) est intrusif dans les anatexites à cordiérite et sillimanite ± grenat et, probablement, dans la Formation de Soudan. Vers le Sud, à partir de Fomperron, il est largement recouvert par la couverture sédimentaire méso-cénozoïque du seuil du Poitou. Son extension est donc inconnue. Toutefois, l'interprétation de données aéromagnétiques et gravimétriques (Colchen *et al.*, 1997 ; Rolin et Colchen, 2001) permet d'envisager que ce pluton ne s'étendrait pas au-delà de la latitude de Soudan (feuille Saint-Maixent-l'École). Au total, il couvrirait une superficie de l'ordre de 100 km².

Comme le granite à deux micas de Parthenay, il se compose de plusieurs faciès reconnaissables à l'œil nu :

- un granite à deux micas (Bt > Ms), à grain moyen (3-5 mm) et à texture porphyroïde équante (faciès « les Touches Lezay ») ;

- un granite à deux micas (Bt = Ms), à grain fin (1-3 mm) ou à grain moyen (3-5 mm) et à texture isométrique équante (faciès « le Bourg Neuf ») ;
- un granite à deux micas (Bt > Ms), à grain très fin (± 1 mm) et à texture isométrique équante (faciès « la Sablière »).

De la même façon que le granite à deux micas de Parthenay, ce granite offre une composition minéralogique typique d'un leucogranite, avec quartz, feldspath potassique (microcline), plagioclase [An₁₅₋₂₀], biotite et muscovite auxquels s'ajoutent apatite, zircon et tourmaline (Dao, 1981).

$\rho\mathcal{M}^{2AL}$. **Granite à deux micas (Bt > Ms) et à texture porphyroïde équante (faciès « les Touches Lezay »)**. Le faciès « les Touches Lezay » affleure dans de bonnes conditions à l'Ouest de Ménigoute, le long de la vallée de la Vonne et, surtout, au niveau de l'étang de Bois-Pouvreau (Ménigoute) où, par météorisation sphéroïdale, il a donné naissance à des blocs ovoïdes qui encombrant les prairies alentour et qui se sont accumulés dans un talweg pour former un chaos spectaculaire au Moulin-Neuf (idem). Il peut être également observé dans l'ancienne carrière à ciel ouvert des Touches Lezay (idem). Vers le Nord et le Nord-Ouest, il réapparaît à proximité du hameau de la Fonzille (Coutières).

C'est un granite à deux micas, à biotite dominante sur la muscovite, à grain moyen (3-5 mm) et à texture porphyroïde équante. Ponctuellement, la taille des minéraux augmente sensiblement : le quartz se présente alors en grains ovoïdes de 7 à 9 mm de diamètre tandis que la biotite s'extériorise en lattes trapues de 7 jusqu'à 12 mm. Les mégacristaux de feldspath potassique, blanc, forment des prismes de 10 à 25 mm de long, rarement plus (45 mm au maximum) et, à l'affleurement, montrent parfois une très forte concentration en « nids ». De la tourmaline apparaît de manière occasionnelle. Ce faciès se caractérise également par la présence de nombreuses enclaves mélanocrates ovoïdes à grain fin (1-3 mm), de la taille du poing, que les carriers gâtineaux qualifiaient de « crapauds ».

$g\mathcal{M}^{2AL}$. **Granite à deux micas (Bt = Ms) et à texture isométrique équante (faciès « le Bourg Neuf »)**. Plus développé que le précédent, le faciès « le Bourg Neuf » affleure dans les environs de Chantecorps et de Coutières et réapparaît à l'Ouest de Reffanes dans la vallée de la Vonne. Il s'agit d'un granite à deux micas, où les proportions relatives de biotite et de muscovite sont à peu près équivalentes, généralement à grain fin (1-3 mm), localement à grain moyen (3-5 mm) ou à gros grain (5-7 mm) et à texture isométrique équante. Les différentes variétés texturales sont parfois étroitement associées à l'affleurement et le même type d'enclaves surmicacées que celles identifiées dans le faciès « les Touches Lezay » peut y être observé. Ce pétrotype se caractérise également par la présence de feldspath potassique, blanc ou rose, qui occasionnellement se présente en

mégacristaux dont le grand axe n'excède pas 10 mm (ou très rarement). La première variété, à feldspath blanc, dominante, est visible dans les environs de l'étang de la Laurencière (Ménigoute). La seconde variété, à feldspath rose, accessoire, peut être observée à la sortie est de Chantecorps sur la D329 et dans l'ancienne carrière à ciel ouvert dite du Champ du Pont à proximité du hameau de la Pagerie (Coutières).

^{2AL}*AM.* **Granite à deux micas (Bt > Ms) et à texture isométrique équante (faciès « la Sablière »).** Le faciès « la Sablière », d'extension géographique réduite, a été identifié, d'une part au Sud de Beaulieu-sous-Parthenay où il est limité par deux segments de l'accident de Parthenay disposés en échelon à droite, d'autre part au Sud-Ouest de Saint-Germier. À Beaulieu-sous-Parthenay, il peut être observé dans de bonnes conditions à la faveur d'une ancienne carrière à ciel ouvert située en bordure de la D142, où il est lardé de filons aplitiques décimétriques. C'est un granite à deux micas (Bt > Ms), à grain fin ou très fin (de l'ordre de 1 mm), à tendance aplitique et à texture isométrique équante.

Hormis le long de l'accident de Parthenay, d'une part à la Peignerie (Beaulieu-sous-Parthenay), dans la vallée de la Vonne, d'autre part à la Belle Étoile (Chantecorps), dans la vallée de la Vallouse, au niveau duquel il se caractérise par la présence des bandes de cisaillement de type « C-S », dextres, de direction N155°E à N170°E et à fort pendage vers l'Ouest (> 75°), le granite à deux micas de Ménigoute ne montre pas de déformation surimposée à l'état solide.

Massif granitique de Neuvy-Bouin

^{2AL}*APH.* **Granite à deux micas (Bt > Ms) et à texture porphyroïde équante de Pougne-Hérisson.** Le granite à deux micas de Pougne-Hérisson forme avec le granite à biotite de Largeasse (le premier étant intrusif dans le second) le massif granitique de Neuvy-Bouin (Dhoste, 1980), un pluton polyphasé qui s'étend sur environ 300 km².

Sur la feuille Mazières-en-Gâtine, le granite à deux micas de Pougne-Hérisson est représenté par un granite leucocrate à grain moyen (3-5 mm) voire à gros grain (5-7 mm), à deux micas et à texture porphyroïde équante. Généralement, le quartz adopte une forme globuleuse en « grain de sel », la biotite domine nettement la muscovite et les mégacristaux de feldspath potassique, de couleur blanche, dont le grand axe varie le plus souvent entre 30 et 50 mm (jusqu'à 100 mm !), sont plus ou moins abondants, parfois même absents. Les meilleurs affleurements se regroupent autour du Fuant et des Blanchardières (Azay-sur-Thouet).

On ne dispose pas de datation radiochronologique sur le granite de

Pougne-Hérissou. Toutefois, il semble recouper les structures magmatiques du granite à biotite de Largeasse, qui s'est mis en place à 340 ± 4 Ma (datation U-Pb sur zircon, Cuney *et al.*, 1993b), c'est-à-dire au Viséen.

• Géochimie des granites à deux micas

Parmi les granitoïdes qui affleurent sur la feuille Mazières-en-Gâtine, les granites à deux micas ont donné lieu à de nombreux prélèvements qui couvrent la totalité des faciès identifiés sur le terrain et sont bien documentés du point de vue géochimique (vingt-deux analyses chimiques pour Parthenay, quatorze pour Ménigoute et dix-sept pour Pougne-Hérissou).

Les granites à deux micas présentent des teneurs moyennes en SiO_2 élevées (> 72 %) et en CaO faibles ($< 0,8$ %) ainsi qu'un rapport moyen $\text{Al}_2\text{O}_3/\text{CaO} + \text{Na}_2\text{O} + \text{K}_2\text{O}$ proche de 1,70. Dans le diagramme Q-P de nomenclature chimique de F. Debon et P. Le Fort (1988), les points représentatifs se répartissent entre le champ des granites *s.s.* de référence (« gr ») et celui des adamellites de référence (« ad »). Pour les plutons granitiques de Parthenay et de Ménigoute, les gammes de composition varient dans un intervalle relativement large : quatre groupes de composition se dégagent (« a », « b1 », « b2 » et « c »), comprenant indistinctement les différents faciès pétrographiques définis au sein de ces deux massifs (fig. 12). Dans le détail :

– les faciès « la Grande Meilleraie » et « les Touches Lezay » se rattachent au groupe « a », le plus biotitique et le plus plagioclasiq, avec $71,00\% < \text{SiO}_2 < 72,90\%$, $\text{CaO} > 0,70\%$ et $\text{MgO} > 0,40\%$;

– le faciès « le Bourg Neuf » se rapporte au groupe « b1 », plus quartzofeldspathique et alcalin avec $72,10\% < \text{SiO}_2 < 74,70\%$, $\text{CaO} < 0,85\%$ et $\text{MgO} < 0,50\%$;

– le faciès « la Barrière » relève du groupe « b2 », silico-alcalin et faiblement ferro-magnésien, avec $\text{CaO} < 0,50\%$ et $\text{MgO} < 0,35\%$;

– le faciès « la Sablière », à tendance aplitique, se place dans le groupe « c », celui des compositions les plus siliceuses ($\text{SiO}_2 > 74,60\%$) et les plus sodiques.

Malgré certaines convergences pétrographiques, les différences de compositions chimiques montrent que les granites à deux micas de Parthenay et de Ménigoute sont deux entités magmatiques distinctes.

Dans le diagramme A-B de typologie chimique de F. Debon et P. Le Fort (1988), ces granites à deux micas se placent dans le groupe des granitoïdes à caractère peralumineux marqué, caractère corroboré par la composition chimique fortement alumineuse des biotites ($\text{Al}_2\text{O}_3 > 18,40\%$) (fig. 13).

Les granites à deux micas de Parthenay, de Ménigoute et de Pougne-Hérissou s'apparentent aux leucogranites de type « Limousin » (Dhoste,

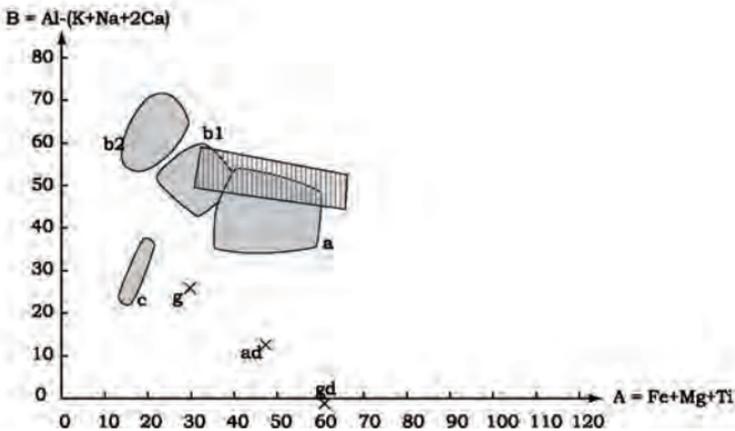
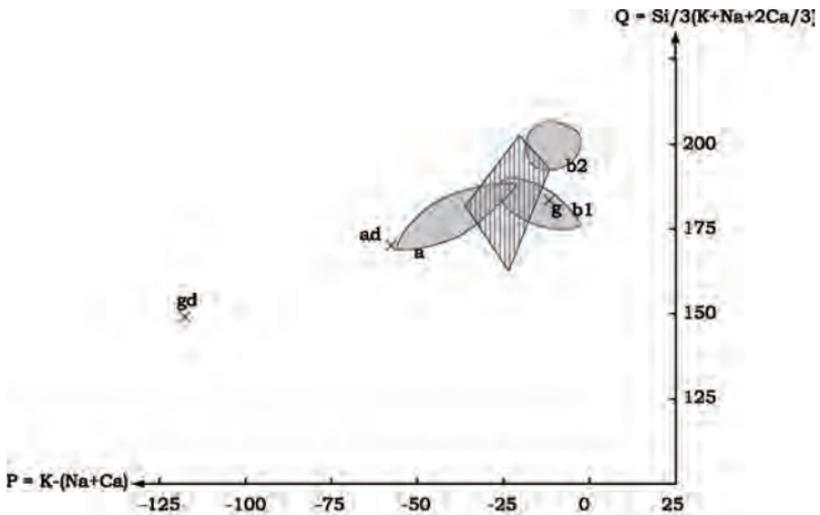


Fig. 12 - Les granites à deux micas de Parthenay, de Ménigoute et de Pougne-Hérisson dans le diagramme Q-P de nomenclature chimique et dans le diagramme A-B de typologie chimique de Debon et Le Fort (1988) (d'après Cuney *et al.*, 1992)

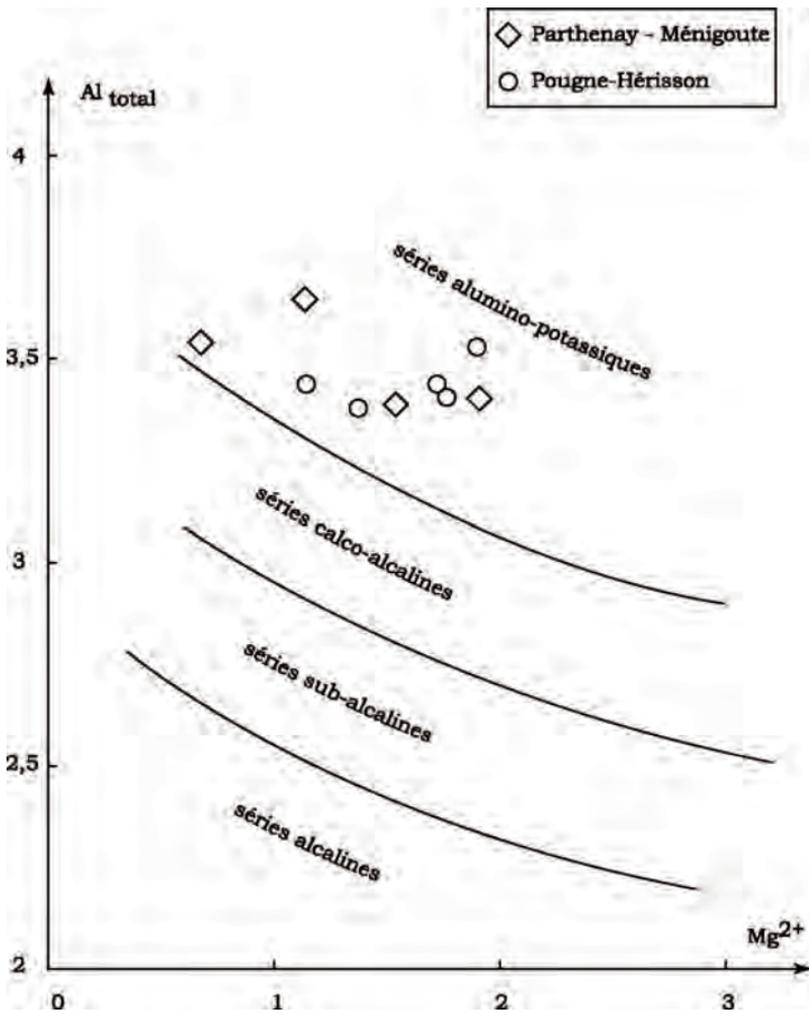


Fig. 13 - Les biotites des granites à deux micas de Parthenay, de Ménigoute et de Pougne-Hérissou dans le diagramme de typologie chimique de Nachit *et al.*, (1985), (d'après Cuney *et al.*, 1992)

1980 ; Cuney *et al.*, 2001). Avec les granites à deux micas de Mortagne-sur-Sèvre, de Moulins - les Aubiers - Gourgé et de Bressuire, ils forment, dans le Haut-Bocage vendéen, un chapelet d'intrusions leucogranitiques qui prolonge, vers le Sud-Est, la « ceinture centrale » définie par B. Bernard-Griffiths *et al.* (1985b) en Domaine sud-armoricain. Bien qu'aucun âge absolu ne soit disponible sur les granites à deux micas de la feuille Mazières-en-Gâtine, par analogie avec ceux obtenus sur certaines intrusions (leuco)granitiques des segments hercyniens voisins (cf. Limousin et Bretagne méridionale) (Duthou *et al.*, 1984 ; Bernard-Griffiths *et al.*, 1985b), ils se sont probablement mis en place entre -350 et -315 Ma. Le granite à deux micas de Pougne-Hérisson qui est intrusif dans le granite à biotite de Largeasse, daté à 340 ± 04 Ma (Cuney *et al.*, 1993b), valide cette hypothèse. Enfin, ces granitoïdes sont associés au fonctionnement, en décrochements dextres, d'accidents majeurs, de direction N110°E à N155°E : ces accidents ont guidé l'ascension de magmas acides d'origine crustale en contexte de collision intercontinentale au Viséo-Namurien (période Néovarisque I au sens de Ledru *et al.*, 1989) et appartiennent au groupe des « granitoïdes de collision post-épaississement » de Lagarde *et al.* (1992).

Granitoïdes en filon

θ. Gabbros à hornblende de la Chapelle-Bertrand. Déjà signalés sur les première et deuxième éditions de la carte géologique à 1/80 000, n° 131, Bressuire (Fournier et Wallerant, 1900 ; Mathieu et Waterlot, 1958), mais interprétés à tort comme des diorites, les gabbros à hornblende de la Chapelle-Bertrand (Dao, 1981) forment un chapelet de roches sombres, compactes et extrêmement dures, étroit (250 mètres de large au maximum) et long d'une dizaine de kilomètres au sein du granite à deux micas de Parthenay. Cet alignement affleure principalement sur la feuille Parthenay (Dhoste *et al.*, 1985). Sur la feuille Mazières-en-Gâtine, il a été identifié sur la commune de Saurais, au Sud et au Sud-Est du centre-bourg, au Peu, aux Joussamières et à l'Hirondelle. Il montre une direction moyenne N120°E conforme au tracé de la zone de cisaillement ductile senestre de la Chapelle-Bertrand (Poncet, 1993).

Du point de vue pétrographique, ces gabbros constituent un ensemble relativement hétérogène. Le type moyen est un gabbro à grain moyen (3-5 mm ou plus) et à texture isométrique équante. Sa composition minéralogique est du type $Pl_{[An_{50-70}]}$ + Hbl(verte) + Bt + Chl auxquels peuvent éventuellement s'adjoindre de la pistachite, de la clinozôisite et du sphène (Dao, 1981 ; Dhoste *et al.*, 1985). Ce gabbro est parfois associé à des hornblendites à grain fin ou à gros grain qui évoluent parfois vers des faciès à structure pegmatoïdique où les prismes de hornblende peuvent atteindre 10 à 12 cm de long ! Enfin, des amphibolites à grain très fin apparaissent ponctuellement.

Hormis la fracturation ou la torsion de certains minéraux liées à une cataclase tardive, les microtextures sont de type magmatique. Aucune déformation à l'état solide surimposée n'a été observée.

Six analyses chimiques (en % oxydes sur roches totales) ont été réalisées sur ces roches (Dao, 1981). Elles révèlent des compositions typiques de gabbros avec $41,00 \% < \text{SiO}_2 < 52,20 \%$, $18,80 \% < \text{Al}_2\text{O}_3 < 22,00 \%$, $1,97 \% < \text{Na}_2\text{O} + \text{K}_2\text{O} < 3,78 \%$ et $8,36 \% < \text{Fe}_2\text{O}_3 + \text{MgO} + \text{TiO}_2 < 14,71 \%$.

Les gabbros de la Chapelle-Bertrand ne sont pas datés. L'absence de déformation à l'état solide de ces roches a incité D. Poncet (1993) à proposer que leur mise en place soit postérieure à la déformation ductile senestre qui affecte le granite de Parthenay. Une autre hypothèse consiste à envisager que ce chapelet de roches très dures résulte de la dislocation d'un filon basique dans le couloir de mylonitisation senestre de la Chapelle-Bertrand. La déformation à l'état solide de ces roches serait limitée à leurs bordures, non exposées à l'affleurement (le contact gabbros-granite de Parthenay n'a jamais été observé). Dans ce cas, les gabbros de la Chapelle-Bertrand pourraient être rapprochés de ceux du Châtillonnais, datés du Dévonien moyen-supérieur (360 +6/-11 Ma, U/Pb sur zircons, Rollin *et al.*, 2000).

7°. Leucogranite à muscovite. Au Nord-Ouest de Saint-Pardoux, dans l'environnement proche du massif granitique de Pougne-Hérison, les micaschistes sont injectés de filons leucogranitiques à grande muscovite. Ils sont accompagnés d'un cortège de pegmatites, quartz à tourmaline, quartz gris et quartzites, abondamment représentés en pierres volantes. Les granitoïdes de grain varié, fin à grossier, parfois pegmatoïdes, sont généralement dépourvus de biotite. Ils forment des corps métriques à pluridécamétriques disposés en concordance au sein des micaschistes. Leur foliation plus ou moins nette, marquée en particulier par la disposition de la muscovite, est conforme à la foliation des micaschistes encaissants.

Amas siliceux

Q. Quartz. Deux filons de quartz homogène et blanc d'origine hydrothermale, de direction NW-SE, jalonnent des accidents tardi-hercyniens.

Le premier, de puissance plurimétrique, a été reconnu à proximité de la faille de Vasles (Welsch, 1903c) à laquelle il ne se superpose pas. Ce filon arme sur 500 m environ l'escarpement que longe la D59, au Nord-Est de Saint-Martin-du-Fouilloux, où il est marqué par le développement d'une végétation arbustive dense (ajoncs). Vers le Nord-Ouest, il est suspecté par la présence de blocs ovoïdes épars dont le volume est de l'ordre du mètre-

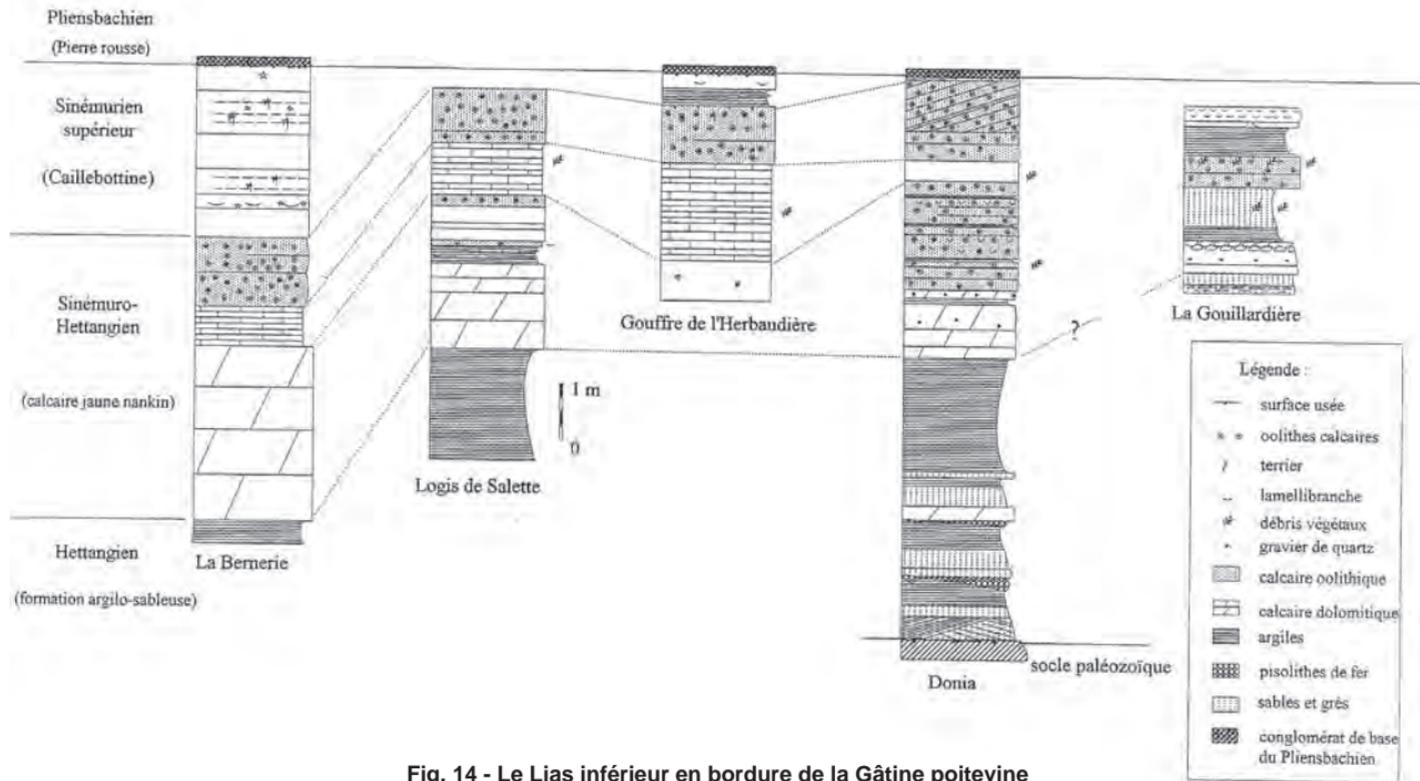


Fig. 14 - Le Lias inférieur en bordure de la Gâtine poitevine

cube voire, comme à Laspois (Saint-Martin-du-Fouilloux), par des amoncellements de blocs de moindre importance, en sous-bois ou sur le bords de champs.

Le second, à l'Est du Bois de l'Abbesse (Chantecorps), correspond à une lentille quartzeuse, d'extension nettement plus modeste, associée à un accident fragile au sein du granite à deux micas de Ménigoute.

Aucune minéralisation n'a été identifiée dans les filons en question qui, par ailleurs, ont été exploités pour la production de matériaux d'empierrement.

On rencontre également des filons de moindre extension au sein des formations métamorphiques et épimétamorphiques. Leur orientation est généralement conforme au dispositif structural dominant (NW-SE à NNW-SSE), sauf dans le cas du filon jalonnant la faille subméridienne qui interrompt le massif ignimbritique de la Châtaigneraie.

COUVERTURE MÉSO-CÉNOZOÏQUE

MÉSOZOÏQUE : JURASSIQUE

Lias inférieur

Le Lias inférieur a été reconnu dans un grand quart sud-ouest de la feuille. Son épaisseur, très variable, s'explique par le fait qu'il comble les dépressions de la surface post-hercynienne. À l'aplomb des paléoreliefs, au Nord de l'accident de Secondigny et à l'Est de l'accident de Parthenay, il fait défaut. Il réapparaît dans l'angle sud-est de la feuille, au Sud-Est de Ménigoute.

Sous le Lias inférieur, l'altération du socle est assez peu développée. À l'affleurement, elle correspond généralement à des isaltérites peu évoluées, de couleur verte à lie-de-vin (carrière de Donia). Seule la racine du profil d'altération antéliasique paraît conservée, tandis que ses termes supérieurs ont été décapés. On les retrouve parfois remaniés sous la forme d'argile sableuse à pisolites de fer dans les formations détritiques sus-jacentes.

Le Lias inférieur comprend trois formations avec de bas en haut : la Formation argilo-sableuse, le Calcaire jaune nankin, le Calcaire Caillebottine (fig. 14).

11As. Formation argilo-sableuse (Hettangien) (0 à 10 m). Elle correspond aux « grès infraliasiques » (Welsch, 1903b) ou « Infralias » (Le Touzé de Longuemar, 1870 ; Glangeaud, 1895) des anciens auteurs. Cette formation repose en discordance sur le socle (discontinuité majeure : Dm).

Épaisse au maximum d'une dizaine de mètres, elle est essentiellement constituée par des alternances lenticulaires de lits grésosableux, de lits d'argiles et de lits formés d'un mélange de sables, d'altérites remaniées et d'argiles vertes. Dans les grès, les grains de quartz, souvent anguleux à subanguleux, classés ou non, prédominent. On constate également la présence de mica blanc et de feldspath. L'illite est le minéral dominant dans la phase argileuse (90 %), la montmorillonite accessoire.

Sur la feuille Mazières-en-Gâtine, la formation argilo-sableuse se rencontre uniquement dans la région située au Sud de l'accident de Secondigny. Elle était autrefois exploitée dans la vallée de l'Égray, à Champeaux, où elle fut décrite par Carpentier (1947-1949). En 2005, cette sablière est largement envahie par la végétation et on ne reconnaît plus que les termes supérieurs de la coupe. Du bas vers le haut, la coupe de la sablière est la suivante (coupe de février 1942 décrite par Carpentier, complétée par nos observations pour la partie supérieure) :

- 3 m de sables quartzeux ;
- 0,30 m : argile jaune « schistoïde » à *Cheirolepis* ;
- 0,60 m : argile brune à végétaux lignifiés ;
- 0,30 m : argile jaune à débris de conifères et lamellibranches ;
- 1,80 m : sable roux avec passage argileux à *Thinnfeldia incisa* ;
- 0,40 m : sable argileux ;
- 0,40 m : argile grise ;
- 1 m : sable quartzeux grossier laminé (premier niveau visible en 2005) ;
- 0,25 m : sable roux quartzeux, inégalement induré par un ciment dolomitique, à intercalation d'argiles vertes ;
- 0,10 m : sable fin à moyen à lentilles d'argile verte, passant latéralement à une argile verte ;
- 0,90 m : dolomie massive (0,6 m), puis grès roux dolomitique, laminaire, à rares débris charbonneux (*cf.* calcaire jaune nankin de la coupe de Carpentier) ;
- 0,20 m : sable fin blanc laminé. Les lamines sont horizontales au mur et au toit tandis que la partie médiane (0,1 m) montre des lamines obliques à drapage argileux.

La formation argilo-sableuse se retrouve également dans la carrière de Donia (vallée du Chambon) reposant en discordance sur la Formation du Bourgneuf altérée. Son épaisseur y atteint environ cinq mètres. En 1997, la succession s'établissait ainsi, de bas en haut (fig. 14) :

- grauwackes paléozoïques, tendres, verts veinés de lie-de-vin (isaltérite peu argilisée) ;
- liseré sableux lie-de-vin, grossier et non trié ;

- 0,40 m : sables et graviers non triés (quartz et grauwackes), argileux, de couleur rousse, à stratification oblique ;
- 0,20 m : sable argileux gris verdâtre, plus fin avec graviers anguleux ;
- 0,05 à 0,10 m : argile sableuse verte ;
- 0,50 à 0,60 m : argile beige avec réseau anastomosé de filonets lie-de-vin ;
- 0,05 m à 0,35 m : niveau à pisolites de fer, remplissage de chenal par des matériaux issus du démantèlement de sols ayant subi une altération à caractère ferrallitique ;
- 0,15 m : sable quartzueux fin, bien trié, gris-vert, très clair ;
- 0,35 m : sables et graviers grossiers non usés, non triés, localement indurés sous forme de grès très dur ;
- 0,35 m : sable relativement fin, vert clair, avec graviers de quartz (D = 5 mm) ;
- 0,50 m : argile sableuse rouille à lie-de-vin ;
- 0 à 0,20 m : niveau à pisolites de fer ;
- environ 0,25 m : lentille discontinue et d'épaisseur variable de calcaire dolomitique (dolocrète) ;
- 0,40 m : sable grossier et graviers quartzueux non usés ;
- 0,16 m : argile sableuse ;
- 0 à 0,05 m : grès fin dolomitique ;
- environ 2 m : argiles et argiles sableuses vertes ;
- 0,20 m : calcaire dolomitique tendre, nankin, avec moules externes de gastéropodes.

L'ensemble des termes situés sous le niveau à gastéropodes est affecté de phénomènes pédogénétiques avec marmorisation et dolocrète. En sus des encroûtements horizontaux, la dolomie forme au sein des argiles un réseau prismatique vertical d'échelle métrique mimétique d'anciennes fentes de dessiccation.

Plus au Nord, en bordure du chemin qui mène de la Gouillardière à la Robinière (Saint-Lin), une coupe relativement différente a fait l'objet d'une étude approfondie (voir niveau I à VIII de la coupe de la Robinière, *in* Camuzard, 2000 et 2005) :

- 0,14 m : sable argileux vert avec concrétions calcaires au sommet ;
- 0,20 m : sable micacé gris beige ;
- 0,15 m : grès fin à petits graviers de quartz, passées silicifiées ;
- 0,40 m : grès fin micacé à graviers de quartz, noduleux au sommet ;
- 0,25 m : 5 cm d'argile ocre bien litée puis 20 cm d'argile laminée grise ;

- 0,60 m : sable dolomitique très fin, laminé, ocre et noir, micacé, à débris végétaux ;
- 0,33 m : calcaire oolitique à lamellibranches, plus ou moins dolomitisé ;
- 0,30 m : calcaire oolitique à graviers de quartz très nombreux, avec au sommet développement d'un système racinaire d'*Equisetites* ;
- 0,33 m : sable, puis argile noire et grise (paléosol tronqué) ;
- 0,13 m : calcaire gréseux fin à gastéropodes ;
- 0,28 m : calcaire gréseux avec bivalves et gastéropodes de grande taille à la base.

Dans ces faciès plus fins que l'on peut suivre jusqu'à Clavé (lieu-dit la Sablière), J.P. Camuzard (2000) a reconnu trois séquences successives : continentale lagunaire, marine puis continentale pédosédimentaire.

Schématiquement l'assise argilo-sableuse présente des caractères d'abord fluviatiles, puis lagunaires et/ou littoraux peu profonds qui permettent de distinguer une unité inférieure - sables à végétaux, grès grossiers, grès graveleux - et une unité supérieure : argiles et marnes sableuses vertes à intercalations de dolomies et paléosols. Cette dernière est plus ou moins imbriquée à sa base avec la précédente. L'intercalation de lentilles dolomitiques d'épaisseur décimétrique, à rares fossiles (*Astarte* signalé par Carpentier, 1941) témoignent des premières ingressions marines (Bouton *et al.*, 2005).

La Formation argilo-sableuse renferme une flore remarquable (Zeiller, 1911) que A. Carpentier (1947-1949) a attribuée à l'Hettangien inférieur (Zone à *Thaumatopteris*), malgré des affinités rhétiennes marquées.

l1-2Cjn. Calcaire jaune nankin : calcaires dolomitiques et oolitiques (Hettangien – Sinémurien) (0 – 10 m). Cette dénomination due à Le Touzé de Longuemar (1870) a été reprise par J. Welsch (1903b) pour désigner la formation ; elle rappelle la couleur jaune chamois des tissus confectionnés naguère dans la ville de Nankin. L'épaisseur du Calcaire jaune nankin est variable, mais n'excède pas une dizaine de mètres. Il affleure largement dans les vallées du Chambon et du Marcusson. Sur la feuille Coulonges-sur-l'Autize, il a été possible d'individualiser **trois membres** bien distincts avec de bas en haut :

- des **calcaires dolomitiques fins, jaunes à brun chocolat** (environ 2,50 m) en bancs massifs d'une puissance moyenne de 0,50 m et renfermant à plusieurs niveaux des lumachelles à grands bivalves (*Cyprina boonei*) préservés sous forme de moules internes ;
- au-dessus vient un deuxième **ensemble dolomitique** mal stratifié et généralement très altéré par les circulations d'eau, cargneulisé (2,60 m). Les

zones moins altérées permettent de reconnaître des empilements de tapis algaires à structure plane plus ou moins ordonnée. Sur la feuille Saint-Maixent-l'École, ces deux premiers membres présentent une teneur en dolomite variant de 20 à 40 % (Moreau, 1962), voire davantage, jusqu'à 80 % selon J. Loughnon et O. Horon (1963) ;

– une assise de **grainstones oolitiques** (au moins 0,60 m) à oolites souvent très fines et bien calibrées dont le cortex peu développé enveloppe des grains de quartz ou des fragments de bioclastes. Ces calcaires renferment par endroits de minces lentilles ou niveaux centimétriques lumachelliques (petits lamellibranches, gastéropodes, crinoïdes).

Cette succession se retrouve dans la partie ouest de la feuille Mazières-en-Gâtine, en particulier dans la vallée de l'Égray et en bordure de la feuille de Saint-Maixent. Dans la vallée du Chambon et aux environs de Verruyes, la partie supérieure de la formation a été partiellement épargnée par la dolomitisation. Les coupes les plus intéressantes se trouvent à la Bernerie (Augé), au Logis de Salette (Saint-Georges-de-Noisné), au gouffre de l'Herbaudière (Verruyes) et en haut de la carrière de Donia (Saivres). À chaque fois la formation débute par deux à trois mètres de calcaires dolomitiques massifs avec parfois de gros graviers anguleux de quartz blanc. Au-dessus apparaissent des calcaires à passées oolitiques avec récurrence d'argiles vertes, voire de niveaux sableux (1 à 2 m). Ensuite une assise de calcaires très fins (1 à 2 m), en plaquettes, à nombreux fragments de végétaux et très riche en ostracodes, représente un bon repère dans le secteur de Verruyes, Saint-Georges-de-Noisné, le Plessis d'Augé. Des calcaires finement oolitiques (1 à 2 m) avec passées bioclastiques (petits bivalves et gastéropodes), formant des bancs massifs, constituent le sommet de la formation. Le plus souvent des grains de quartz constituent les nuclei des oolites. L'installation d'un environnement marin franc où régnaient des conditions hydrodynamiques élevées ne s'effectuait donc que de manière temporaire. En témoignent les niveaux d'argile verte encore très importants au gouffre de l'Herbaudière et à Danzay et surtout les paléosols de la Gouillardière qui se sont développés aux dépens de la dune oolitique dans laquelle s'enracinaient des végétaux (*Equisetites*).

À Donia, au-dessus de la Formation argilo-sableuse, la coupe se poursuit ainsi dans le Calcaire jaune nankin :

- 0,20 m : calcaire dolomitique tendre, nankin, avec moules externes de gastéropodes ;
- 0,30 m : dolomie tendre avec enduits fréquents de manganèse ;
- 0,45 m : calcaire dolomitique avec quelques graviers de quartz et nombreux dendrites de manganèse ;
- 0,10 m : argile vert foncé ;

- 0,15 m : dolomie marron foncé avec gros graviers de quartz ;
- joint argilo-sableux ;
- 0,60 m : calcaire oolitique blanc avec gastéropodes allongés. Un lit d'argile verte avec nodules de calcaire oolitique (oolites avec nucleus formé d'un grain de quartz) s'intercale à une dizaine de centimètres du sommet de cette assise. Au-dessus, on trouve un calcaire saccharoïde avec quelques oolites et des débris végétaux ainsi que des traces de racines. La surface du banc présente une ébauche de tapis algaire plus ou moins silicifié ;
- 0,04 m : lit argilo-dolomitique verdâtre ;
- 0,40 m : oolite bioclastique beige ;
- joint calcaréo-argileux ;
- 0,15 m : calcaire oolitique beige ;
- 0,02 m : argile verte ;
- 0,45 m : calcaire oolitique devenant très bioclastique dans sa partie sommitale ;
- 0,04 m : lit argileux brun-vert ;
- 0,25 m : calcaire oolitique ;
- 0,35 m : calcaire très tendre et poreux à fins débris végétaux (équivalent des calcaires en plaquettes ?) ;
- 0,30 m : calcaire oolitique noduleux à la base ;
- 0,20 m : calcaire oolitique bioclastique à stratifications obliques ;
- environ 0,90 m : calcaire oolitique avec des niveaux plus bioclastiques et nombreux graviers de quartz ;
- 0,20 m : calcaire oolitique plus fin avec moins de graviers de quartz ;
- 0,02 à 0,03 m : argile verte avec plaquettes calcaires ;
- 0,05 m : calcaire beige crinoïdique, fin (équivalent de la Caillebottine) ;
- calcaire gréseux à passées conglomératiques (base du Pliensbachien).

Au Sud-Est de la feuille, dans la vallée de la Vonne, le Lias inférieur est entièrement dolomitisé de même qu'une partie du Pliensbachien. Dans ces assises, Le Touzé de Longuemar (1870) avait déterminé de manière erronée des ammonites sinémuriennes, alors que toutes les espèces recueillies appartiennent au Pliensbachien. Une bonne coupe du Calcaire jaune nankin est toutefois observable dans une ancienne exploitation située à la Tesserie, au Sud-Est de Ménigoute. Sur une hauteur de 7,60 m, on trouve une succession de bancs de calcaire dolomitique gris foncé à beige dont la puissance varie de 0,40 à 0,60 m. De rares lumachelles à lamellibranches et gastéropodes viennent rompre la monotonie de la série. Des débris ligneux et quelques lits argileux noirâtres attestent une influence continentale de même

que des fentes de dessiccation et des figures d'échappement témoignent d'émersions temporaires. Plus au Sud, à Saint-Germier, des calcaires bioclastiques semblables à ceux de la partie occidentale de la feuille se retrouvent dans les labours.

Les passées très bioclastiques du Calcaire jaune nankin renferment d'abondants petits lamellibranches littoraux associés à des petits gastéropodes. Ils ont été étudiés par M. Cossmann (1903) en Vendée. Parmi les lamellibranches, citons *Ostrea anomala*, *Chlamys chartroni*, *Gervilleia rhombica*, *Modiola rustica*, *Parallelodon hettangiense*, *Cardinia ovum*, *Astarte chartroni*, *Trapeium laevigatum* etc. ; parmi les gastéropodes, *Procerithium potamidulum*, *Pseudomelamia chartroni*, *Coelostylina paludinoïdes*, *Chartronia digoniata*, *Patella schmidtii*. Les brachiopodes (*Terebratula punctata* var. *lata*), les échinodermes (*Acrosalenia chartroni*) et les algues calcaires (*Paleodasycladus barrabei*) sont beaucoup moins fréquents ; les céphalopodes sont apparemment absents. Cette faune 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 est plus que probable que le Sinémurien soit déjà représenté dans la partie supérieure (Lougnon et Horon, 1963). Gonnin (inédit) a comparé le Calcaire jaune nankin avec les successions reconnues dans le bassin d'Aquitaine, mieux datées et ayant fait l'objet de révisions récentes (Megelink-Assenat, 1983, Cubaynes *et al.*, 1989).

Ainsi, les calcaires dolomitiques à tapis algaires et l'assise intermédiaire à lamines riches en ostracodes pourraient être un équivalent latéral des calcaires rubanés à *Paleodasycladus barrabei* du Nord de l'Espagne, des calcaires rubanés du centre du bassin d'Aquitaine et de la Formation de Planioles du Quercy. Ces différentes formations, datées par des algues, des foraminifères et des ostracodes, sont rapportées à l'intervalle Sinémurien inférieur - Lotharingien inférieur.

Les calcaires oolitiques pourraient être l'équivalent latéral des formations sus-jacentes, graveleuses et oolitiques du Nord de l'Espagne et d'Etchecortia dans les Pyrénées basques et formation oolitique de Cavagnac dans le Quercy.

l₂Ca. Caillebottine (Le Touzé de Longuemar, 1875) : calcaire sublithographique (Sinémurien supérieur) (0 à 4 m). Calcaire sublithographique gris de fumée à patine blanche, dont l'aspect rappelle le lait caillé. La formation, un peu dolomitique, bioturbée, se présente sous forme de bancs de 0,40 à 0,60 m d'épaisseur, à surfaces ondulées, souvent stylolitiques. 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 Caillebottine comporte de minces passés bioclastiques, centimétriques, à faunes de petits lamellibranches et restes d'entroques. À plusieurs niveaux, en particulier à la base, s'observent parfois de fines oolites hématitisées. On note l'existence de plusieurs surfaces taraudées au sein du calcaire micritique.

Le sommet de la formation s'achève par une surface plane, durcie et oxydée, souvent ravinée (Dm). Des fissures de quelques centimètres de large sur 0,15 à 0,60 m de profondeur peuvent y être observées ; elles sont alors comblées par le conglomérat de base du Lias moyen (Gabilly, 1960).

La Caillebottine constitue la plus ancienne formation jurassique du Seuil du Poitou qui soit parfaitement datée. En effet, au Nord de Niort, elle a livré les premières mais très rares ammonites avec *Leptechioceras meigeni* (HUG.) (dét. J.L. Dommergues, échantillon déposé au Musée d'Histoire Naturelle de Niort et enregistré sous le nom d'*Ammonites conybeari* SOW.), caractérisant le sommet de la Zone à *Raricostatum* (Gabilly et Cariou, 1974), Sous-Zone à *Macdonelli*. Sur la feuille Saint-Maixent-l'École, P. Branger a recueilli *Gleviceras subguibalianum* (PIA) à la base de la formation confirmant ainsi l'attribution stratigraphique (Branger, 2007). 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 est seulement individualisée au Sud de la faille de la Chapelle-Bâton, depuis Verdail, dans la vallée de Égray, où ces assises ont fait autrefois l'objet d'une exploitation pour la fabrication de la chaux, jusqu'à la vallée du Chambon. Au Nord de cet accident, la Caillebottine se biseaute très rapidement et disparaît au niveau de la carrière de Donia.

Lias moyen

l3Pr. **Pierre rousse (Fournier, 1888) : calcaires gréseux et arkoses (Pliensbachien) (0 à 10 m)**. L'appellation Pierre rousse constituait un terme de carrier qui fut successivement utilisé par Cacarié (1843), A. Fournier (1888) et repris par J. Welsch (1903b). Le Pliensbachien affleure pratiquement sur toute la feuille. Il se présente sous forme de niveaux lenticulaires de poudingues et de grès grossiers alternant avec des calcaires gréseux à stratifications souvent entrecroisées. En s'éloignant du massif ancien, les sédiments deviennent moins grossiers.

Localement, ces dépôts sont silicifiés et minéralisés par la barytine et plus rarement la galène. La puissance de l'étage varie de 0 à 10 m (1,15 m à Saint-Pardoux ; 5,80 m sur le forage de la gare de Mazières ; 5 m dans la région de Saint-Georges-de-Noisné et à Sanxay ; 8,50 m à Augé et 10,25 m à Flé). Dans la partie septentrionale de la carte, le Pliensbachien repose directement sur les terrains paléozoïques. Pour la première fois depuis le début du Jurassique, les fossiles, ammonites et surtout bélemnites attestent un milieu de dépôt largement ouvert sur le milieu marin franc.

Entre Reffannes et l'Hôpiteau, le Pliensbachien n'excède guère 1 m d'épaisseur. Il est constitué par un niveau conglomératique très grossier, silicifié, avec des galets pluricentimétriques de quartz anguleux et de gros éléments feldspathiques, le tout issu du socle hercynien sous-jacent.

Aux environs du Magnou, les sédiments pliensbachiens correspondent à des grès fins jaunâtres, à bélemnites.

De manière générale, lorsqu'il est plus développé, le Pliensbachien débute par un conglomérat de base (0,10 à 0,50 m) ravinant les assises antérieures. Au-dessus il est constitué d'une succession de séquences élémentaires grano-décroissantes, comprenant à la base des grès arkosiques grossiers ou des poudingues auxquels succèdent des calcaires gréseux bioclastiques, riches en crinoïdes et lamellibranches. De nombreux joints secondaires ondulés leur confèrent une structure amygdalaire. Les niveaux à stratification entrecroisée se délitent souvent en plaquettes. Ce terme supérieur peut renfermer des silex.

De Sanxay à Ménigoute ainsi qu'à Saint-Germier, le Pliensbachien est très souvent dolomitisé. Au Sud de Clavé, dans la vallée du Chambon et dans le secteur de la Roche d'Exireuil, ces niveaux sont presque entièrement silicifiés et renferment des géodes avec cristaux de quartz. Entre Verruyes et Saint-Georges-de-Noisné, la galène colmate fréquemment la porosité des niveaux conglomératiques. La barytine se rencontre partout, de façon plus moins abondante.

• Faune

Les lamellibranches, les bélemnites et les brachiopodes constituent l'essentiel du contenu paléontologique. Les bélemnites, dominées par le genre *Passaloteuthis*, sont particulièrement abondantes dans les niveaux grossiers. Parmi les lamellibranches, *Entolium disciformis* se rencontre sur toute l'épaisseur de l'étage et constitue localement des lumachelles. *Pseudopecten aequivalvis* et *Aequipecten priscus* sont des formes associées nettement moins abondantes. Les brachiopodes sont très localisés. *Tetrarhynchia tetraedra* se trouve souvent sous forme de lumachelles dans la Zone à *Spinatum*. Les ammonites sont rares et souvent mal conservées.

Arietoceras cf. algovianum (Zone à Margaritatus) a été recueillie par M. Goudeau à la Fertière ; *Pleuroceras solare* (Zone à Spinatum) a été trouvée à l'Est de Sanxay.

• Microfaciès

Sur les coupes étudiées par M. Goudeau (1978) à la Fertière (395,22 ; 2 171,45) et M. Chabu (1980) à la Babinière (400,80 ; 2 168,80) et à la Thibauderie (400,30 ; 2 168,70), les niveaux calcaires correspondent à des biosparites avec entroques dominants et débris de lamellibranches, plus rarement de bryozoaires. Autour des entroques, la calcite syntaxiale est largement développée. Les détritiques représentent moins de 10 % de la roche, ils comprennent du quartz, des fragments de quartzite, des feldspaths (orthose, microcline, plagioclases) peu usés et parfois de la muscovite. Ces éléments détritiques proviendraient essentiellement du démantèlement des massifs granitiques environnants. Le dépôt se serait effectué sous faible tranche d'eau.

• Biostratigraphie

À l'échelle régionale, les premiers dépôts du Carixien (Pliensbachien inférieur) datent du sommet de la Zone à Jamesoni (Chantonay). Ici ils n'ont pas été mis en évidence, pas plus que ceux de la Zone à Ibex. Dans la mesure où des ammonites de la Zone à Davoei (*Prodactylioceras davoei*, *Androgynoceras capricornu* et *Oistoceras sp.*) ont été recueillies sur la feuille voisine Coulonges-sur-l'Autize, il est probable que cette zone soit également représentée ici. Ceci est corroboré par la récolte, à la base de la formation, à la Chapelle-Bâton, de *Cenoceras araris*, nautilidé caractéristique de la Zone à Davoei. Toutefois, l'essentiel des dépôts plienschachiens appartient au Domérien et c'est la Zone à Margaritatus qui est la plus développée.

Lias supérieur- Jurassique moyen *pro parte*

l4-j1. **Formation des Marnes bleues. Marnes, calcaires argileux, calcaires à onchoïdes et silex (Toarcien et Aalenien) (7 à 35 m).**

Toarcien. Marnes grises et calcaires argileux (5 à 15 m)

Le Toarcien présente une alternance de marnes grises et de calcaires argileux où les marnes prédominent nettement. Ces sédiments renferment de nombreuses ammonites.

Sur la plus grande partie de la feuille, le Toarcien présente une épaisseur de 5 m (au Sud de Mazières-en-Gâtine) à 8 m (Sanxay). Au Nord de la faille de Vasles, sa puissance augmente, atteignant une quinzaine de mètres. Il

repose presque partout sur la surface usée du Pliensbachien, à la cote 233 m, au Sud de Saurais, les sédiments toarciens recouvrent directement le socle paléozoïque. Entre Beaulieu-sous-Parthenay et Reffannes, les bancs calcaires sont localement silicifiés.

La numérotation des horizons adoptée ici est conforme à celle utilisée par Bécaud (2006).

• Toarcien inférieur

Généralement, le Toarcien débute par une mince assise de calcaire gréseux à oolites ferrugineuses renfermant de nombreux *Dactyloceras tenuicostatum* (Horizon à Semicelatum). Au-dessous de cette assise, au Sud de Clavé, on trouve des lentilles calcaires de même faciès avec *Paltarpites paltus* (Horizon I à Paltus). Entre Fomperron et Sanxay, ces niveaux sont silicifiés. Ils n'existent pas au Sud de Saurais.

• Toarcien moyen

La sédimentation carbonatée se poursuit avec les calcaires à oolites ferrugineuses de la Zone à Bifrons. Les marnes grises apparaissent dans la partie supérieure du Toarcien moyen (Zone à Variabilis).

• Toarcien supérieur

Les marnes grises deviennent prépondérantes, elles livrent de nombreuses ammonites pyriteuses des Horizons XIX à Bingmanni (2 m) et XXI à Thouarsense, des bélemnites et des lamellibranches. La partie supérieure de la Zone à Thouarsense et la Zone à Dispansum sont très condensées, il s'agit soit d'un niveau marneux à nodules phosphatés, soit d'une assise de calcaire à oolites ferrugineuses (0,50 m à Beaulieu-sous-Parthenay). Au sommet du Toarcien, on retrouve l'alternance calcaires argileux et marnes.

Au cours de l'été 2006, le creusement d'une tranchée en vue du contournement de Mazières-en-Gâtine a permis l'observation du sommet du Pliensbachien et d'une bonne partie du Toarcien. La coupe située immédiatement au Nord de la station de pompage présentait la succession suivante :

– 1,00 m : assise massive constituée dans sa moitié inférieure d'un grès grossier à ciment calcaire, riche en petits *Entolium sp.* et *Pseudopecten sp.*. Une passée plus fine, bioturbée, a livré un des plus anciens nautilés régionaux, *Cenoceras cf. fontanesi* Tintant. La partie supérieure du banc correspond à un grès plus fin, très dur, renfermant une lumachelle à *Passaloteuthis sp.* dans sa partie médiane. Par comparaison avec la coupe de la Fertièrre (Goudeau, 1978), on peut considérer que ces niveaux, surmontés par une surface usée, correspondent à la partie supérieure du Pliensbachien, donc à la Zone à Spinatum ;

- 0,15 m : calcaire argilo-sableux gris beige, bioturbé, limité à son sommet par une surface verdâtre, riche en glauconie. La base du banc renferme quelques brachiopodes, dont *Soaresirhynchia bouchardi*, tandis que le sommet a livré de rares *Dactylioceras sp.* (Horizon II à Semicelatum) ;
- 0,10 m : calcaire argileux roux riche en oolites ferrugineuses avec d'assez fréquents céphalopodes : *Haugia variabilis*, *Lytoceras sp.*, *Cenoceras sp.*, bélemnites (Horizon XV à Variabilis). La surface d'omission sous-jacente correspond à une lacune de onze horizons d'ammonites ;
- 0,46 m : marnes noirâtres puis marnes brunes passant progressivement à des marnes grises riches en *Variamussium pumilum* ;
- 0,06 m : calcaire argileux gris avec *Haugia vitiosa* (Horizon XVIII à Vitiosa) ;
- 2,20 m : alternance de marnes grises et de bancs décimétriques de calcaire argileux gris. La faune est représentée par de nombreux *Variamussium pumilum* dans les bancs marneux, par des bélemnites et des ammonites pyriteuses (*Pseudogrammoceras bingmanni*, *Grammoceras thouarsense comptum* ; Horizons XIX à XXI) ;
- 0,40 m : marnes altérées brunâtres renfermant de nombreux fossiles phosphatés et le plus souvent brisés. Il s'agit essentiellement d'ammonites (*Grammoceras penestriatulum*, *Esericeras sp.*), plus rarement de bivalves et de gastéropodes. (Horizons XXIII et XXIV, passage de la Zone à Thouarsense à la Zone à Insigne) ;
- environ 2,00 m : passage progressif des marnes altérées aux argiles rouges à silex renfermant de nombreux graviers ferrugineux et parfois des fragments de cuirasse. Des sables quartzeux grossiers issus du colluvionnement s'observent localement en surface.

À la tuilerie de Sanxay, la partie sommitale de l'étage est mieux exposée. J. Gabilly a observé de bas en haut :

- 0,50 m : calcaire argileux avec oolites ferrugineuses et *Haugia illustris*, *Hildoceras sp.* (Toarcien moyen) ;
- 4,50 m : marnes grises, jaunâtres en surface, avec intercalations de calcaire argileux. *Variamussium pumilum* (petit pectinidé) est très abondant. Les ammonites sont également très fréquentes : *Esericeras fascigerum*, *Grammoceras thouarsense*, *Pseudogrammoceras doertense*, *P. bingmanni*, *Haugia vitiosa* (sommet du Toarcien moyen et zone à Thouarsense) ;
- 0,45 m : calcaire avec oolites ferrugineuses et *Hammatoceras insigne*, *Pseudogrammoceras sp.*, *Grammoceras penestriatulum*, *Plagiostoma toarcensis* (base de la zone à Dispansum) ;
- 2 m : calcaire noduleux avec marnes de plus en plus fréquentes vers la base. Faune : *Pleydellia aalensis*, *P. macra*, *Dumortieria pseudoradiosa*, *Gryphea beaumonti*. Un niveau marneux basal a livré *Gruneria gruneri* (sommet de la zone à Dispansum, zones à Pseudoradiosa et à Aalensis).

Les sédiments du Toarcien s'organisent en trois séquences lithoclinales (Gabilly, 1976). L'inférieure correspond au terme calcaire basal. Elle se termine par des condensations et des lacunes traduisant une première crise sédimentaire. La séquence moyenne est marquée par une reprise isochrone de la sédimentation à l'échelle régionale. Sa limite supérieure se révèle diachrone et correspond à une seconde crise sédimentaire exprimée par le mince niveau conglomératique très condensé. La séquence supérieure, plus carbonatée, se poursuit dans l'Aalénien inférieur.

Aalénien. Marnes, calcaires argileux, calcaires à oncoïdes et silex (2 à 15 m).

Dans le quart sud-ouest de la feuille, l'Aalénien est représenté par 2 à 3 m de marnes et calcaires argileux riches en ammonites, bélemnites et huîtres. La meilleure coupe de l'étage se trouve dans la tranchée de la D.743, au Nord de Flé.

La partie inférieure (Zone à *Opalinum*) montre, sur une épaisseur d'environ 1 mètre, une alternance de calcaires argileux gris et de marnes grises où pullule *Catinula beaumonti* (RIVIERE). Un banc calcaire plus massif surmonte cet ensemble. Il a livré de nombreux exemplaires de *Leioceras opalinum*, *Pachylytoceras cf. dilucidum*, *Pleurotomaria sp.* et *Homoeorhynchia cynocephala*.

La partie moyenne (Zone à *Murchisonae*) n'existe pas à Flé (lacune sédimentaire). Au Sud de la carte, dans la vallée du Chambon, elle est représentée par un banc unique de calcaire compact d'une trentaine de centimètres d'épaisseur qui renferme quelques *Ludwigia sp.* Ce banc se termine par une surface taraudée.

La partie supérieure de l'étage n'est pas complète à Flé où la coupe se termine par un niveau de calcaire légèrement argileux gris (0,40 m) dans lequel de rares *Brasilia bradfordensis* ont été recueillies (Sous-Zone à *Bradfordensis*). Vers l'Est, entre Augé et la Chaillochère, une assise de calcaire argileux brun rougeâtre d'une dizaine de centimètres d'épaisseur fait son apparition. Ce niveau très fossilifère renferme de nombreuses ammonites (*Brasilia gigantea* remaniées, *Graphoceras concavum*, *G. cf. formosum*, *Euaptetoceras klimakomphalum*), des bélemnites et une riche faune benthique : *Pleurotomaria sp.*, *Ctenosteon sp.* et *Montlivaltia sp.* (Zone à *Concavum*).

Dans le secteur nord-est de la feuille, région de Vasles et de Sanxay, les assises aaléniennes s'épaississent de façon notable (une quinzaine de mètres) mais elles sont toujours masquées par les argiles rouges à silex.

La base de l'étage (Zone à Opalinum) est représentée par quelques mètres de marnes et de calcaires argileux à *Catinula beaumonti* et *Homoeorhynchia cynocephala*.

La carrière des Fours à Chaux de Sanxay, située à un kilomètre de la bordure occidentale de la feuille de Poitiers, expose les parties moyenne et supérieure de l'étage :

– 0,40 m de calcaire finement grenu, gris, à *Ludwigia murchisonae* (Zone à Murchisonae) ;

– 2,90 m de calcaires fins à entroques, lamellibranches (*Chlamys sp.*, *Ctenostreon sp.*, *Entolium sp.* et rhynchonelles. Cette assise est également caractérisée par la présence de gros silex, parfois tabulaires ;

– 1,00 m : succession de quatre bancs de calcaire gris, fin, à ponctuations rouille (pseudo-oncoïdes à *Nubecularia*). Les fossiles sont très nombreux. Le premier niveau a livré *Brasilia bradfordensis*, *Trichites sp.*, *Montlivaltia sp.* (Sous-Zone à Bradfordensis). Au-dessus se trouvent *Brasilia gigantea*, de grandes gryphées et *Montlivaltia sp.*. La partie terminale renferme *Graphoceras sp.*, des nautilus, des térébratules et des rhynchonelles (Sous-Zone à Gigantea) ;

– 0,60 m : assise riche en silex, nombreux *Plagiostoma sp.* ;

– 0,80 m : calcaire finement grenu, à pseudo-oncoïdes. Les ammonites de la Zone à Concavum sont assez nombreuses (*Graphoceras formosum*, *Pseudammatoceras mousterdei*, *Brasilia decipiens*).

Un piézomètre réalisé en 2005 à environ un kilomètre au Sud de Vasles, à proximité du point coté 164 m, a fourni des cuttings qui ont pu être interprétés à l'aide de la coupe précédente et de celles de Latillé et Montreuil-Bonnin (feuille de Poitiers). Au-dessus des marnes noires toarciennes (15 m, mais non traversées en totalité), on trouve de bas en haut :

– 10 m de calcaire gris foncé assez fin (Zone à Opalinum) ;

– 5,50 m de calcaire gris finement graveleux et bioclastique renfermant des silex bleutés (Zone à Murchisonae pars) ;

– 4,50 m, grainstone gris clair riche en pseudo-oncoïdes à nubéculaires. La partie supérieure livre des serpules coloniales (*Galeolaria socialis*) et des fragments de *Trichites sp.* Ces associations indiquent probablement le sommet de l'Aalénien (Zone à Concavum) et déjà la base du Bajocien.

Cette répartition des faciès aaléniens indique clairement des environnements de plate-forme externe avec une sédimentation réduite, à dominante argileuse dans une grande moitié sud-ouest de la feuille. La partie nord-est correspondait à des environnements de plate-forme proximale où une agitation modérée a permis le développement momentané des foraminifères encroûtants (*Nubecularia*).

j2Cp. **Calcaires, calcaires à silex et spongiaires (Bajocien) (15 à 40 m)**. Le Bajocien n'affleure que dans la partie sud-ouest de la feuille, au Sud de la faille de la Chapelle-Bâton. Dans ce secteur la seule coupe recensée, celle de Flé, ne montre que les assises du Bajocien inférieur. Les faciès sont les mêmes que ceux de la région située un peu plus au Sud, entre Cherveux et Saint-Maixent (feuille Saint-Maixent-l'École).

Dans le secteur de Vasles, le Bajocien n'a été reconnu qu'en sondage. Beaucoup plus épais, il est masqué par les formations cénozoïques.

• **Bajocien inférieur. Calcaires à oolites ferrugineuses, calcaires fins à glauconie, calcaires à spongiaires (5 à 6 m).**

Il débute par une assise (0,37 m) de calcaire micritique gris, à oolites ferrugineuses, au sein de laquelle les ammonites de la Zone à *Laeviuscula* sont particulièrement nombreuses : *Witchellia laeviuscula*, *Sonninia ovalis*, *Emileia brochii*, *Otoites pauper*. Elles sont accompagnées par de nombreuses bélemnites et une riche faune benthique : *Plagiostoma sp.*, *Entolium sp.*, *Ctenostreon hector*, *Pleuromya sp.*, *Pleurotomaria sp.* À Flé cette couche recèle des traces de *Zoophycos*. Il y a lacune de la Zone basale à Discites.

Au-dessus viennent des calcaires micritiques assez peu fossilifères (rares *Skirroceras sp.* et *Kumatostephanus sp.*), gris, souvent riches en glauconie. Ces calcaires renferment quelques lits de silex blanchâtres qui deviennent plus abondants sur la coupe de Flé. Une surface d'érosion remarquable, verdie, peut s'observer au sommet de la Zone à Propinquans, elle est surmontée d'un niveau à galets phosphatés, taraudés et verdis.

La Zone à *Humphriesianum*, toujours riche en glauconie, comporte vers la base une mince assise très fossilifère (Horizon à *Umbilicum*). Les céphalopodes abondent : *Stephanoceras umbilicum*, *S. mutabile*, *Cenoceras sp.*, *Megateuthis sp.* Le benthos est représenté par des gastéropodes, *Pleurotomaria sp.*, et des échinides, *Pygorhytis cf. avellana*. Les fossiles sont généralement phosphatés et remaniés. Des bancs massifs de calcaires à spongiaires (1,50 à 2 m) représentent la Sous-Zone à *Blagdeni*, localement les spongiaires ont construit de véritables biohermes. De telles constructions n'ont pas été observées sur le territoire de la feuille, mais il est possible d'en voir tout près de là, au Nord de Cherveux, sur la feuille de Saint-Maixent-l'École.

Le Bajocien inférieur est surmonté par une surface d'omission d'extension régionale, matérialisée dans ce secteur par des enduits glauconieux et des spongiaires phosphatés et remaniés.

• **Bajocien supérieur. Calcaires à nodules phosphatés, calcaires ponctués à silex (10 m)**

Il est constitué à sa base de niveaux condensés très fossilifères. Une assise de calcaire micritique gris beige, riche en nodules phosphatés (0,15 m) a livré *Strenoceras niortense*, *Garantiana baculata*, *Sphaeroceras brongnarti*, *Leptosphinctes davidsoni*, *Cenoceras sp.*, *Arca sp.*, *Pleurotomaria sp.* et *Pseudomelania sp.*. La plupart du temps, le phragmocône des ammonites est constitué de calcite et le test de gastéropodes est conservé. Cette association faunistique indique la Zone à Niortense.

La Zone à *Garantiana* est représentée par des calcaires grumeleux dans lesquels on trouve d'innombrables nodules phosphatés à encroûtements stromatolitiques. Les fossiles sont encore fréquents : *Strenoceras sp.*, *Lissoceras ooliticum*, *Spiroceras sp.*, *Garantiana (Hlawiceras) platyrryma*, *Trigonia sp.*, radioles de *Rhabdocidaris sp.* et nombreuses térébratules (*Sphaeroidothyris globisphaeroidalis*).

La Zone à *Parkinsoni* constitue l'essentiel du Bajocien supérieur. Il s'agit de calcaires à spongiaires, graveleux, blancs, durs et piquetés de ponctuations micritiques de couleur rouille. Ces ponctuations, ou tubéroïdes, correspondent à des fragments de spongiaires et à des pelotes de sédiment piégées dans la trame des spongiaires. De rares *Parkinsonia sp.* permettent de dater ces assises.

• **Secteur nord-oriental de la feuille**

Le forage de Vasles a recoupé le Bajocien sur près de 40 m d'épaisseur. Au-dessus des grainstones à nubéculaires, on trouve, toujours de bas en haut :

- 10 m de calcaires beiges, packstones à grainstones à pelletoides, légèrement bioclastiques (entroques). Les serpules coloniales sont encore assez fréquentes (Bajocien inférieur, Zone à *Laeviuscula*) ;

- 16 m, calcaire beige clair, assez poreux, texture packstone à pelletoides. Les silex bruns sont nombreux, plus particulièrement à la base et au sommet de cette assise. La première assise à silex se situe encore dans le Bajocien inférieur (Zone à *Propinquans* ?), mais la seconde pourrait déjà appartenir au Bajocien supérieur ;

- 4 m de calcaires beiges, poreux, à pelletoides, spicules de spongiaires et nombreux silex bruns ;

- 7 m, calcaires blanchâtres graveleux à pelletoides, rares silex et radioles d'oursins ;

- 2 m d'argile sableuse ocre, micacée, à fragments de calcaire décalcifié.

Même si la série bajocienne se présente sous des faciès carbonatés sur l'ensemble de la feuille, la répartition des environnements mis en place au

cours de l'Aalénien perdure tout au long de l'étage. Toutefois, à partir du Bajocien supérieur (Zone à Parkinsoni), les faciès deviennent beaucoup plus homogènes suite à la mise en place d'une rampe carbonatée faiblement inclinée en direction du Sud-Ouest.

j3Cs. **Calcaires à silex de Welsch (1903b) : calcaires ponctués à silex et spongiaires (Bathonien)**. Le Bathonien existe uniquement dans l'angle sud-ouest de la feuille, au Sud de Saint-Christophe-sur-Roc.

Les premiers bancs sont constitués de calcaires micritiques de couleur beige, ils sont encore riches en tubéroïdes rouilles. Les fossiles sont de nouveau abondants : ammonites (*Procerites sp.*, *Zigzagiceras zigzag*, *Morphoceras dimorphus*, *Oecotraustes sp.*), bélemnites, brachiopodes (*Sphaeroidothyris lenthayensis*) et lamellibranches. Ces niveaux constituent l'équivalent du « Banc Pourri » de Niort ; ils datent du Bathonien inférieur (Zone à Zigzag).

Les quelques mètres de calcaires graveleux à tubéroïdes et silex qui les surmontent n'ont pas livré de faune, ils appartiennent encore au Bathonien inférieur.

CRÉTACÉ ET CÉNOZOÏQUE

Altérites et formations résiduelles

L'épaisse couverture altéritique développée aux dépens des terrains du socle et de la couverture jurassique est généralement attribuée au Tertiaire, même s'il est possible d'envisager qu'une partie date de la période d'émersion du Crétacé inférieur. Les profils d'altération infracénozoïques et/ou paléogènes (*cf.* le profil d'altération à argiles rouges, grès à ciment ferrugineux et sables grossiers à pisolithes de fer conservé sous les calcaires rupéliens du graben de Saint-Maixent-l'École) ont subi par la suite plusieurs phases de remaniement et de pédogenèse notamment au Néogène et au Pléistocène (Camuzard, 2000).

L'évolution continentale qui prédomine à partir de la fin du Jurassique est interrompue par deux incursions marines dont les témoins relictuels ont été découverts récemment sur le plateau de la Saisine, la première au Crétacé supérieur, la seconde au Miocène (*id.*). Dans ce secteur, l'imbrication et la condensation des profils d'altération successifs sont telles qu'il n'est pas possible d'en fournir une représentation cartographique (fig. 15, hors texte).

ξ₃, δ₃, M¹⁻², γ₃. **Isaltérites des formations du socle (5 à 15 m)**. L'altération qui affecte les formations du socle est particulièrement

développée entre la bordure du granite de Pougne-Hérison et la forêt de la Saisine. Elle évolue depuis un stade proche de l'allotérite sur les points hauts à la roche modérément altérée lorsque l'incision du réseau hydrographique est importante. Ces altérites alimentent solifluxions et colluvions.

L'essentiel de l'altération est de type isaltérite (la texture et la structure des roches affectées sont conservées). Elle se traduit par la perte de cohérence de la roche et par une argilisation poussée des constituants (biotite, feldspath). La couleur et la texture des altérites sont dictées par la nature de la roche affectée. Les altérites des faciès riches en minéraux ferromagnésiens (micaschistes, amphibolites, diorites) ont des teintes rouge sombre ; les arènes granitiques sont plutôt blanches à jaunes. Les altérites sur métamorphites ont une texture à dominante limoneuse. Celles développées sur les micaschistes de Soutiers ont un aspect satiné et sont riches en paillettes de micas blancs. Les granitoïdes donnent des arènes sablo-argileuses.

RI. Altérites sableuses du Lias inférieur et moyen. Dans la partie occidentale du horst de l'Arpentéroult, subsistent sur le socle des placages sablo-graveleux provenant de l'altération des termes détritiques du Lias inférieur et/ou moyen.

La sablière de la butte du Pin (Mazières-en-Gâtine) exploitait sur une épaisseur d'environ 5 m un sable orangé, de grain moyen, peu usé, micacé et feldspathique, à passées de galets de quartz et d'ignimbrites (les clastes feldspathiques et ignimbritiques sont argilisés). Le sommet de la coupe montre un niveau discontinu de grès ferrugineux développé sur 10 à 50 cm de puissance, surmonté d'un limon sablo-micacé lité qui semble une isaltérite de roche carbonatée. Cette formation résulte vraisemblablement de l'altération en place du Lias inférieur sableux, lequel affleure d'ailleurs à moins d'un kilomètre au Sud-Ouest dans l'ancienne sablière de Champeaux. Ce profil d'altération à cuirasse ferrugineuse a été préservé de l'érosion par son effondrement contre une petite faille.

Les sables des Forges (Saint-Marc-la-Lande) renferment de rares passées de calcaires gréseux silicifiés et ferruginisés. Ils reposent au Sud sur les ignimbrites argilisées blanchâtres et sont recouverts d'un limon brun rouge, riche en pisolithes de fer et débris d'encroûtements ferrugineux. La formation altérée semble ici plutôt appartenir à la base du Pliensbachien.

D'autres lambeaux sableux ont un caractère plus résiduel : la fraction sableuse, hétérométrique et d'émoussé variable, y est mêlée à des argiles marbrées jaunes, à structure polyédrique.

*N*₁, *N*₁₃. **Allotérites plus ou moins remaniées des dépôts jurassiques (jusqu'à 10-15 m).** Les plateaux jurassiques constituant la

couverture calcaire du seuil du Poitou sont souvent recouverts par un épais manteau d'altérites qui atteint jusqu'à 15 m sur le sommet des plateaux. Cette paléosurface d'altération concerne des assises de plus en plus anciennes au fur et à mesure que l'on se rapproche du socle hercynien.

Les argiles à silex (A) désignent un ensemble lithologiquement homogène mais génétiquement hétérogène regroupant des altérites en place et leurs produits de remaniement.

Dans des conditions favorables d'affleurement (secteur de Saint-Pardoux), les altérites en place montrent des silex intacts, formant des cordons semblables à ceux de la série carbonatée originelle. À la Mimardière et au Poirier (Saint-Pardoux), les argiles à silex surmontant les marnes toarciennes ont fourni des fossiles silicifiés (lamellibranches, brachiopodes, bélemnites et ammonites) que l'on peut attribuer à l'Aalénien terminal (*Haplopleuroceras sp.*, Graphocératidés) et au Bajocien (*Emileia sp.* et *Sphaeroceras brongniarti*). Il s'agit donc d'une altération des calcaires du Dogger comme l'avaient déjà affirmé J. Welsch (1903b) et M. Steinberg (1967). À l'Est de la feuille, une partie de ces argiles pourrait même provenir des assises marneuses, aujourd'hui disparues, du Callovien et du Jurassique supérieur. Des ammonites pyriteuses du Callovien terminal ou de l'Oxfordien inférieur (*Peltomorphites sp.*) ont en effet été récoltées à la base des profils d'altération sur la feuille Saint-Maixent-l'École.

Les termes remaniés renferment des silex brisés à cassure patinée et des morceaux d'accidents siliceux issus des calcaires d'âge Bajocien à Bathonien comme en témoignent les fossiles silicifiés qui y sont recueillis. Les silex sont empâtés dans une matrice argileuse, localement plus ou moins silteuse à sableuse, de couleur rougeâtre. Ce faciès correspond aux Argiles marbrées supérieures de M. Steinberg (1967) ou Argiles marbrées sableuses de J.P. Camuzard (2000). Vers Mazières-en-Gâtine, elles incorporent de grands silex brisés à cassure patinée et localement des fragments d'encroûtements ferrugineux (Camuzard, 2000). La fraction sablo-graveleuse est formée de gros grains de quartz de type émoussé luisant, analogues à ceux que l'on trouve dans les assises gréseuses du Pliensbachien. Elle provient du démantèlement de paléosols disparus qui devaient être développés sur le massif granitique de Neuvy-Bouin ou éventuellement sur le horst de l'Arpentéroult. Sur les versants, la reprise de ces formations par dynamique de solifluxion du Pléistocène a conduit à la formation de heads et d'accumulations riches en débris silicifiés.

Sur les plateaux calcaires de la partie sud-orientale de la feuille, la partie sommitale de la formation des argiles à silex s'appauvrit en silex mais s'enrichit en pisolites d'oxydes de fer (AFe) ou en argiles rouges (Aja). Le faciès à pisolites de fer est souvent lié à l'altération de sédiments plus

argileux comme les marnes toarciennes. Des lambeaux de cuirasses ferrugineuses se rencontrent au Sud de la forêt de la Saisine.

Lorsque les assises marneuses du Toarcien ne font plus écran à la progression en profondeur de l'altération, celle-ci provoque la décalcification et la silicification des assises du Pliensbachien. Dans l'angle nord-ouest de la feuille, ces altérites (A/13) reposent directement sur le socle également très altéré. Elles sont constituées d'argiles rouges sablo-graveleuses renfermant des dalles et blocs de calcaires gréseux silicifiés (butte du point coté 236 m au Nord des Rousselières).

RFe4. Formation fluviatile résiduelle de cailloutis à galets de silex noirs. Yprésien probable. Les plateaux jurassiques du Bois de Magot et de Vasles portent une formation détritique graveleuse à galets de silex noirs qu'interrompt au Sud-Ouest la faille de Vasles. La fraction détritique se compose de dragées de quartz centimétriques à pluricentimétriques et de silex roulés à patine noire, dont certains sont très peu usés. Ces cailloutis renferment parfois des débris végétaux silicifiés. Sur la feuille Parthenay, la gravière de Saurais (x : 411,73 ; y : 2183,91) a livré un spongiaire sénonien très roulé, *Craticularia* sp. (Patte, 1953).

Cette traînée graveleuse se prolonge sur les feuilles voisines Poitiers (où elle est notée comme Éocène sableux) et surtout Parthenay où elle prend un développement plus important (« formation résiduelle argileuse à galets de silex noir et petits galets de quartz »). Les travaux de G. Godard *et al.* (1994) montrent qu'elle dessine un drain que l'on suit depuis la Brenne jusqu'à la région de Bressuire. Après une interruption au niveau des collines vendéennes, elle réapparaît à partir des Herbiers et se dirige vers l'océan. Elle constituerait le reste d'un paléofleuve qui prenait sa source dans le Berry et dont l'embouchure se trouvait à l'Ouest de Montaigu. Cette formation se distingue des autres unités graveleuses par les caractères ubiquistes suivants :

- abondance de galets de silex (ou chailles), à patine noire ou gris bleuté. Dans la région de Bressuire, ces silex sont datés du Jurassique par leur microfaune (Valensi, 1954). Ils proviennent du remanient des altérites des assises jurassiques du Seuil du Poitou. À Benassay (feuille Poitiers) et au Sud-Est de Vasles, la formation renferme ainsi de gros silex branchus, très peu usés, issus des argiles à silex (A/1) encadrant le paléofleuve. Leur taille et leur usure diminuent vers l'aval ;
- abondance de « dragées » de quartz de 1 à 3 cm de diamètre, à l'exclusion presque complète d'autres éléments lithiques issus du socle ;
- présence de quelques fossiles remaniés du Crétacé supérieur, principalement des spongiaires silicifiés (sablère de Saurais).

À ceci s'ajoute la présence fréquente de débris usés de bois silicifiés, en particulier d'araucariacées (dét. Kæninguer, *in* Camuzard, 2000).

L'attribution de cette formation à l'Yprésien est fondée sur des arguments stratigraphiques et des datations palynologiques effectuées dans les parties amont (Châteauneuf, 1977) et surtout aval (*in* Godard *et al.*, 1994).

Rj-p. Complexe résiduel argileux à silex brisés et graviers. Cet ensemble résiduel polygénique constitue la couverture du compartiment effondré de la faille de Vasles où il se développe tantôt sur les argiles à silex, tantôt aux dépens de la nappe graveleuse éocène. Il est composé d'argiles jaunes marbrées renfermant en proportion variable des silex brisés et/ou des éléments résiduels de l'Yprésien fluviatile. Ses conditions d'affleurement sont très médiocres et ne permettent pas d'établir de distinction claire au sein de la formation.

Rj-m. Complexe résiduel de Salboire : paléosols méso-cénozoïques, Crétacé supérieur marin résiduel, graviers à bois silicifiés et silex noirs (Yprésien ?), grès coquilliers (Miocène ?). Ce complexe à dominante argileuse, de puissance plurimétrique, est conservé au Sud de Beaulieu-sous-Parthenay, à la faveur du faisceau de failles de l'accident de Parthenay. Il se caractérise par la grande variété de ses constituants :

- sables et graviers de quartz et de silex noirs. Ces éléments appartiennent à une formation graveleuse chenalisante que nous avons pu observer en place ravinant les argiles de décalcification *in situ* du Jurassique secondairement silicifiées (la Braudière) ;
- fragments d'éléments pédologiques indurés (croûte ferrugineuse, argile silicifiée...) ;
- fragments gréseux silicifiés ou ferruginisés ;
- bois silicifiés, certains de taille métrique, parfois taraudés ;
- fossiles silicifiés d'âge jurassique issus des argiles d'altération sous jacentes (lamellibranches, crinoïdes, spongiaires).

En outre, J.P. Camuzard (2000) y a récolté des formes marines du Sénonien : *Cyclothyris vespertilio* Brocchi (dét. Viaud) et plusieurs fossiles du Miocène, malheureusement non recueillis en place : *Crassostrea gryphoides* (dét. Dhondt).

Le complexe de Salboire représente un enregistrement condensé d'une succession de phases pédosédimentaires qui se sont produites du Crétacé à l'actuel. J.P. Camuzard (2000) y a identifié (fig. 15, hors-texte) :

- une phase d'altération infracrétacée scellée par une couverture très résiduelle de sables glauconieux attribués au Crétacé supérieur (Bois de la Meilleraie) ;

– une phase d’altération paléogène avec développement de silcrètes et de ferricrètes et la formation d’argiles marbrées sableuses. Le système fluviatile à galets de silex noirs décrit précédemment pourrait dater de cette période ;

– un dépôt sédimentaire marin de sables coquilliers, rapporté au Miocène. Cette formation a été observée en place au Terrier des Chervelières où son épaisseur est inférieure à 1 m. Elle renferme de nombreux fossiles malheureusement très mal conservés (lamellibranches, gastéropodes, crustacés, serpulidés, dentales...). J.P. Camuzard (2000) y a récolté *Cardita crassa*. On y trouve des bois flottés (taxodiacées) plaidant en faveur de l’installation d’une mangrove au Tertiaire. Cet épisode est suivi d’une phase de silicification affectant les sables, leur contenu faunistique et les bois flottés ;

– des remaniements pléistocènes sous climat périglaciaire (formation type head à éléments à cupules de gel), surmontés d’un dépôt éolien.

Quaternaire

B. Formation limoneuse des plateaux (Pléistocène) (0 à 1,5 m). Une pellicule limoneuse irrégulière (0 à 1,5 m) occupe les plateaux de Château Bourdin à Verruyes, du Grand Chevreau et le sommet du Bois d’Arpentéroult. Elle est formée de limons argileux rougeâtres dérivant de matériel d’origine éolienne dont la mise en place pourrait être saaliennaise (Camuzard, 2000). Sur de nombreux profils, on constate une contamination de ces dépôts éoliens par les formations tertiaires (altérites et dépôts argilo-sableux) qu’ils recouvrent. Ce mélange est dû aux remaniements des dernières périodes froides (cryoturbation). Les limons du Bois d’Arpentéroult qui reposent sur le socle peu altéré, contiennent des éléments issus du socle (débris schisteux rubéfiés, quartz filonien) mêlés à une fraction résiduelle comme des pisolithes de fer ou des quartz roulés corrodés.

SC, C. Solifluxions, colluvions (Pléistocène à actuel) (qq m). Il s’agit de formations meubles mises en place sur les versants par glissement en masse des altérites du socle ou du Jurassique lors des épisodes froids du Quaternaire (SC). Elles ont été secondairement partiellement remaniées sous forme de colluvions de pente (C). Les silex impliqués dans ces solifluxions montrent souvent des facettes de gel et des figures cryoclastiques (heads de la forêt de la Saisine).

F-C. Colluvions de fonds de vallées (Tardiglaciaire à actuel ?) (qq m). Ces dépôts mixtes comblent en général le fond des vallons et se raccordent au réseau fluviatile récent ou d’âge Pléistocène supérieur. Ils sont essentiellement composés de matériel argilo-limoneux à débris polygéniques issus des terrains environnants.

Fw. Alluvions anciennes (Pléistocène moyen-Mindel ?). Une terrasse fluviale perchée occupe le méandre de la Vonne au Nord-Ouest de Sanxay. On peut l'observer sur la route de la ferme de la Boissière en bordure de route. Elle est formée de graviers et cailloutis de quartz, quartzite, silex et roches dures du socle, bien roulés, noyés dans une matrice sablo-argileuse rubéfiée qui fait penser aux faciès des terrasses du Mindel. Les éléments grossiers étant concentrés en surface, le lessivage des pluies a tendance à les nettoyer et leur enlever leur patine ferrugineuse en particulier les quartz blancs.

Fz. Alluvions modernes (0 à 3 m). 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 et de la couverture (accidents siliceux des calcaires et calcaires silicifiés des profils d'altération). La proportion de ces derniers augmente graduellement vers l'aval.

ÉVOLUTION TECTONO-MÉTAMORPHIQUE

LES ÉVÉNEMENTS ANTÉ-MÉSOZOÏQUES

La variété de structuration et de métamorphisme des terrains du socle s'explique par la juxtaposition « tardive » d'unités représentant différents niveaux de l'empilement orogénique dévono-carbonifère. Les schistes épimétamorphiques de l'Unité de Chantonay se trouvent ainsi quasiment en contact avec le terme le plus profond de la série métamorphique du Haut-Bocage, la Formation de Soutiers, qui appartient à la zone à sillimanite et a subi un début de fusion anatectique.

Reliques d'un métamorphisme de type « HP - granulites »

Dans les orthogneiss à biotite ou à deux micas et grenat de la Formation de Soudan, une paragenèse relique est attestée par la présence de minéraux comme le disthène, en fragments peu abondants à forte déformation interne (extinction onduleuse), dispersés dans la trame quartzo-feldspathique, de cristaux de grenat ayant subi une granulation dans la foliation, enfin par l'abondance des phénoclastes de feldspath potassique micropertithique en voie de recristallisation. Ces minéraux clastiques témoignent d'un assemblage minéralogique primaire de type Qtz + Kfs + Grt + Ky, compatible avec les conditions P-T du sous-faciès « granulites de haute pression » (De Waard, 1965).

Métamorphisme barrowien (Dévonien moyen à supérieur)

Une même déformation synmétamorphe affecte les unités épizonales de Chantonay et des Barres d'une part et l'unité mésozonale du Chambon, de Soutiers et de Saint-Lin d'autre part. Cette déformation s'inscrit dans un métamorphisme de type barrowien MT-MP, croissant vers le Nord et le Nord-Est.

Du Sud-Ouest au Nord-Est, la succession des paragenèses dans les faciès métasédimentaires est la suivante :

- Unité de Chantonay : Qtz + Ms (séricite) + Chl + Ab + Ep ;
- Unité des Barres : Qtz + Ms + Bt (verte) + Ab ;
- Formation du Chambon : Qtz + Ms + Bt + Grt ± St ;
- Complexe de Saint-Lin : Qtz + Ms + Bt + Grt + St ;
- Formation de Soutiers : Qtz + Bt ± Ms + Grt ± Sil.

La fusion partielle localement développée dans la Formation de Soutiers 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 métatexites à structure stromatitique ou rubanée.

En revanche, dans les anatexites à cordiérite et sillimanite ± grenat, cette anatexie est largement développée et traduit un métamorphisme HT-BP de type Abukuma.

Dans la Formation de Soudan, cet épisode barrowien entraîne une rétro-morphose de la paragenèse de HT.

La déformation synmétamorphe (D1) est marquée par l'acquisition d'une schistosité et d'une linéation minérale et d'étirement. Cette schistosité, probablement subhorizontale à l'origine, a été verticalisée selon une direction NW-SE lors des phases compressives carbonifères. En dépit de cette réorientation, la variabilité directionnelle de la linéation minérale et d'étirement atteste du caractère hétérogène de la déformation synschisteuse, ce qui signifierait qu'elle s'est effectuée en contexte d'aplatissement dominant ($k < 1$).

Déformation décrochante viséo-namurienne

La déformation D2, globalement post-métamorphe, est responsable de la verticalisation des unités épizonales et mésozonales. Elle est induite par le fonctionnement des grands accidents crustaux dextres que sont les accidents de Parthenay et de Secondigny. Elle se manifeste par un

plissement d'axe moyen N130°E subhorizontal développant localement une schistosité subverticale de fracture ou de crénulation. Ce plissement génère un écaillage vigoureux des séries à lithologie contrastée (Unités de Chantonay et des Barres).

La déformation D2 prend un caractère ductile le long des accidents cartographiques verticaux. La biotite est stable dans les couloirs de cisaillement qui affectent le granite de Parthenay. Un développement de muscovite se produit le long de la faille qui limite au Nord-Est l'Unité des Barres, structure d'accompagnement de l'accident de Secondigny. De plus, le jeu ductile de l'accident de Parthenay entraîne une rétro-morphose des métamorphites de Soutiers (chloritisation de la biotite).

Accident de Parthenay

L'accident de Parthenay (Poncet, 1993) fait partie des principaux accidents du Domaine sud-armoricain. Sur la feuille Mazières-en-Gâtine, il a été identifié à l'Ouest et au Sud-Ouest de Pompaire, à Beaulieu-sous-Parthenay ainsi qu'à l'Ouest de Reffannes, dans la vallée de la Vonne, et au Sud-Ouest de Chantecorps, dans la vallée de la Vallouse. C'est une zone de fracture étroite et complexe, déterminée par la juxtaposition de décrochements sub-parallèles disposés en échelon à droite.

En surface, cet accident est clairement identifiable sur quarante-cinq kilomètres environ, d'Amailloux au NNW (feuille Parthenay), à Nanteuil au SSE (feuille Saint-Maixent-l'École). Au-delà, les assises du Jurassique 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 et l'interprétation de données aéromagnétiques (Colchen *et al.*, 1997) suggèrent l'existence d'une discontinuité crustale sub-rectiligne et verticale dans le prolongement de l'accident de Parthenay pour le moins jusqu'à La Rochefoucauld (Charente). Au total, l'accident de Parthenay se développerait sur près de cent vingt kilomètres.

De direction moyenne N155°E, il induit, à partir de Beaulieu-sous-Parthenay, la déformation à l'état solide d'une lame granitique qui selon toute vraisemblance se rattache au granite à deux micas 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 forme des micas ou des cristallisations syncinématiques en zones abritées développées autour des minéraux relictuels, jusqu'à l'obliquité angulaire « C-S » dans les bandes de cisaillement.

Le jeu dextre de cet accident en climat ductile a accompagné la mise en place du granite à deux micas de Parthenay (Poncet, 1993) et, probablement, du granite à deux micas de Ménigoute. En conséquence, son fonctionnement se place probablement dans l'intervalle Viséen-Namurien (entre -350 et -315 Ma).

Par ailleurs, c'est ce jeu qui est probablement responsable de l'attitude (direction N145°E en moyenne et pendage > 65°) de la schistosité de flux des micaschistes de la Formation de Soutiers sur le territoire de la feuille Mazières-en-Gâtine. En effet, dans le Haut-Bocage vendéen, les métamorphites présentent, la plupart du temps, une schistosité de flux dont le pendage vers le Sud est faible à moyen. Dans la mesure où la structuration synschisteuse de cette série métamorphique est monophasée, l'accident de Parthenay aurait induit la transposition, parallèlement à lui-même mais sans déformation, de la schistosité de flux régionale et, corrélativement, sa verticalisation.

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 (micaschistes et micaschistes quartzeux à deux micas et grenat ± sillimanite).

Accident de Secondigny s.l.

L'accident de Secondigny a été défini comme la faille mettant en contact l'Unité de Chantonay au Sud-Ouest et les micaschistes du Haut-Bocage vendéen au Nord-Est (Bouton, 1990 ; Bouton et Poncet, 1992). Il s'étend sur plus de 120 km de Montaigu à Saint-Maixent-l'École et se raccorde au Nord-Ouest au Cisaillement sud-armoricain. Un profil sismique passant par Secondigny montre que son développement vertical affecte la croûte (Matte et Hirn, 1988).

Au Sud de Secondigny (feuille Coulonges-sur-l'Autize) et dans la vallée du Chambon, une faille unique sépare effectivement deux domaines à fort contraste métamorphique, avec au Sud-Ouest l'Unité épimétamorphique de Chantonay et au Nord-Est les faciès métatexitiques de la Formation de Soutiers (Secondigny) ou les micaschistes à biotite et grenat du Chambon. Au Sud de Secondigny, l'accident est jalonné de cataclasites et d'ultramylonites noires, graphiteuses, silicifiées, d'aspect scoriacé, souvent minéralisées (pyrite). Dans la vallée du Chambon, son passage est souligné par une puissante zone bréchifiée au sein de laquelle s'individualisent des niveaux métriques de gouges (Lachereau). La cataclase affecte les micaschistes sur plusieurs centaines de mètres de largeur.

Les levés cartographiques menés sur la feuille Mazières-en-Gâtine, et notamment la caractérisation de l'Unité des Barres, montrent que cet

accident a une structure parfois complexe (fig. 3). En effet l'Unité des Barres, à caractère métamorphique intermédiaire entre les deux domaines précédents (paragenèse à biotite verte) s'insère le long de l'accident selon des modalités qui ne sont pas clairement établies. Elle est limitée sur son flanc nord-oriental par un accident NW-SE qui pourrait être un satellite ou une branche de l'accident de Secondigny. Au Sud-Ouest, son contact avec l'Unité de Chantonnay est masqué par le Jurassique. Deux hypothèses peuvent expliquer la présence de l'Unité des Barres :

– il s'agit d'un panneau tectonique jalonnant l'accident de Secondigny, comme on en connaît le long de cette faille (feuille Moncoutant). L'Unité des Barres rappelle d'ailleurs par son faciès sédimentaire et son degré métamorphique l'Unité de la Ménardière qui, sur la feuille Montaigu (Godard *et al.*, à paraître), occupe une position structurale intermédiaire entre les Unités mésozonale de Montaigu et épizonale de Chantonnay ;

– l'Unité des Barres est une klippe. À l'appui de cette hypothèse on invoquera le prolongement des épimétamorphites - sous forme d'écaillés ? - au sein des micaschistes à grenat du Chambon (secteur du Moulin des Îles), donc au-delà de la faille NE-SW qui délimite l'extension principale de l'Unité.

L'accident de Secondigny s'accompagne de plusieurs failles satellites, comme l'accident de Saint-Pardoux qui est jalonné par une puissante zone de brèches affectant les micaschistes et dont le rejeu vertical tertiaire atteint une quinzaine de mètres.

Le jeu dextre de l'accident est responsable de la structuration D2 qui affecte l'Unité de Chantonnay, probablement au Viséen (Bouton, 1990). Celle-ci se déduit en particulier de la disposition en échelon des plis au sein de l'Unité de Chantonnay et de critères de cisaillement dextres d'échelle méso- et microscopique. Sur la feuille Mazières-en-Gâtine, cette composante dextre est moins nette.

LA TECTONIQUE CASSANTE CÉNOZOÏQUE

La cartographie fine des assises du Lias met en évidence de nombreuses fractures dont certaines figurent déjà sur les éditions à 1/80 000. Seule la composante verticale de ces accidents, parfois inférieure à 10 m, est déterminable (on ne dispose pas de marqueur pour d'éventuelles composantes horizontales).

La direction principale des accidents cartographiques est N135°E. Une seconde famille orientée NNW-SSE se manifeste au droit ou en bordure de l'accident de Parthenay et plus localement le long de l'accident de la Chapelle-Bâton. Il est important de noter que ces différents accidents

affectent très fréquemment les altérites du Jurassique (argiles rouges à silex), la nappe de cailloutis éocènes (faille de Vasles) et permettent la conservation des dépôts relictuels attribués au Sénonien et au Miocène de Beaulieu-sous-Parthenay (complexe de Salboire).

La faille de Vasles (Welsch, 1903a, 1903c) constitue le prolongement et le rejeu de l'accident hercynien de Bressuire. Au Sud-Ouest de Vasles, elle effondre d'une centaine de mètres environ les assises jurassiques. Dans le Bois de Magot, elle interrompt l'extension des cailloutis éocènes.

Le faisceau de failles de Saint-Pardoux à Saint-Lin est constitué de trois accidents N130°E, légèrement divergents vers le Nord-Ouest. Ces cassures décalent les formations jurassiques et les argiles à silex de 10 à 20 mètres. La faille de la Dimerie se superpose à un accident hercynien jalonné de cataclasites.

Le horst de l'Arpentéroult est situé dans le prolongement nord-ouest du graben de Saint-Maixent. Il est limité au Sud-Ouest par la faille de la Chapelle-Bâton (N120°E) et au Nord-Est par le prolongement nord-occidental de la faille d'Exireuil. La première a un rejet moyen d'une soixantaine de mètres. La faille d'Exireuil décale les assises jurassiques d'une vingtaine de mètres. Vers le Sud-Est, ce décalage s'atténue puis s'inverse, puisque c'est l'effondrement du compartiment sud-occidental qui détermine le graben de Saint-Maixent-l'École.

Les structures hercyniennes déterminent l'orientation et, de manière moins systématique, la localisation des failles de la couverture. L'héritage directionnel est particulièrement évident (Welsch, 1903c ; Mathieu, 1937 ; Mathieu, 1942), au point que les failles post-jurassiques calquent les grands accidents du socle en dépit de leur différence d'orientation (accidents de Vasles et de Parthenay). Cependant, les mouvements verticaux tertiaires ne se localisent pas exclusivement au droit de failles hercyniennes majeures :

- l'accident de Secondigny est cacheté par la couverture (ce qui n'est plus valable sur la feuille Chantonnay, où il s'accompagne d'un décalage d'environ 130 m ; cf. faille de Pouzauges, Wyns *et al.*, 1988) ;
- les failles qui bordent le horst de l'Arpentéroult, comme les faisceaux de failles de Saint-Pardoux et de Vausseroux, paraissent issus du rejeu de structures anciennes relativement mineures.

Les études microtectoniques régionales mettent en évidence une fracturation polyphasée qui, pour le Tertiaire, se décompose de la façon suivante (Burbaud-Vergneaud, 1987 ; Bouton *et al.*, 1992a) :

- compression subméridienne, rapportée à l'Eocène, marquée par des stylolites N-S subhorizontaux et par des décrochements conjugués N00°E

à N35°E senestres et N150°E à N170°E dextres. Son antériorité par rapport à la phase distensive du graben de Saint-Maixent-l'École est bien établie ;

- extension NNE-SSW oligocène, déduite du jeu en faille normale de fractures de direction N80°E à N150°E. Cet épisode, le mieux exprimé régionalement, est responsable de l'individualisation du graben de Saint-Maixent au début de l'Oligocène (calcaire lacustre rupélien) ;
- compression E-W (cf. fini-Miocène), peu représentée, caractérisée par des décrochements conjugués N10°E à N85°E dextres et N105°E à N135°E senestres ;
- compression NW-SE (cf. Pliocène à actuel), clairement exprimée, qui se traduit par des décrochements N00°E à N45°E senestres et N60°E à N135°E dextres.

Sur la feuille Mazières-en-Gâtine, ce sont surtout les deux premiers épisodes qui sont exprimés dans la couverture (fig. 16).

SYNTHÈSE GÉODYNAMIQUE RÉGIONALE

L'étude pétrostructurale du socle de la feuille Mazières-en-Gâtine comparée à celle réalisée dans le Haut-Bocage vendéen (Poncet, 1993) et, plus largement, sur le segment vendéo-limousin de la Chaîne hercynienne (Rolin et Colchen, 2001) permet de montrer que les différentes formations cartographiées témoignent d'événements tectono-métamorphiques hercyniens *sensu lato*.

• La série sédimentaire du Haut-Bocage vendéen. La question du Néoprotérozoïque

Sur la sixième édition de la carte géologique de la France (Chantraine *et al.*, 2003), l'encaissant des tonalites et des massifs granitiques de Pouzauges et de Neuvy-Bouin figure dans le Néoprotérozoïque (Briovérien). Cet âge est argumenté par le fait que l'intrusion du granite de Pouzauges à l'Ordovicien (isochrone Rb-Sr sur roches totales à 483 ± 22 Ma, R. Wyns et J. Le Métour, 1983), scellerait une déformation synschisteuse antérieure (Wyns, 1980 ; Wyns *et al.*, 1988). Une autre interprétation est proposée par P. Bouton *et al.* (1992b) et D. Poncet (1993) qui attribuent cette série au Cambrien *s.l.* à partir d'arguments lithostratigraphiques et structuraux (similitude de faciès des métasédiments du Haut-Bocage avec le Cambrien supposé de l'Unité de Chantonnay ; contemporanéité de la déformation synmétamorphe majeure et de la mise en place de la diorite de Moncoutant vers 375 Ma). P. Rolin *et al.* (2000) proposent également de placer les micaschistes du Haut-Bocage à la base de la série sédimentaire de l'Unité de Chantonnay, dans un intervalle de temps correspondant au Cambrien, en se fondant sur la mise en place

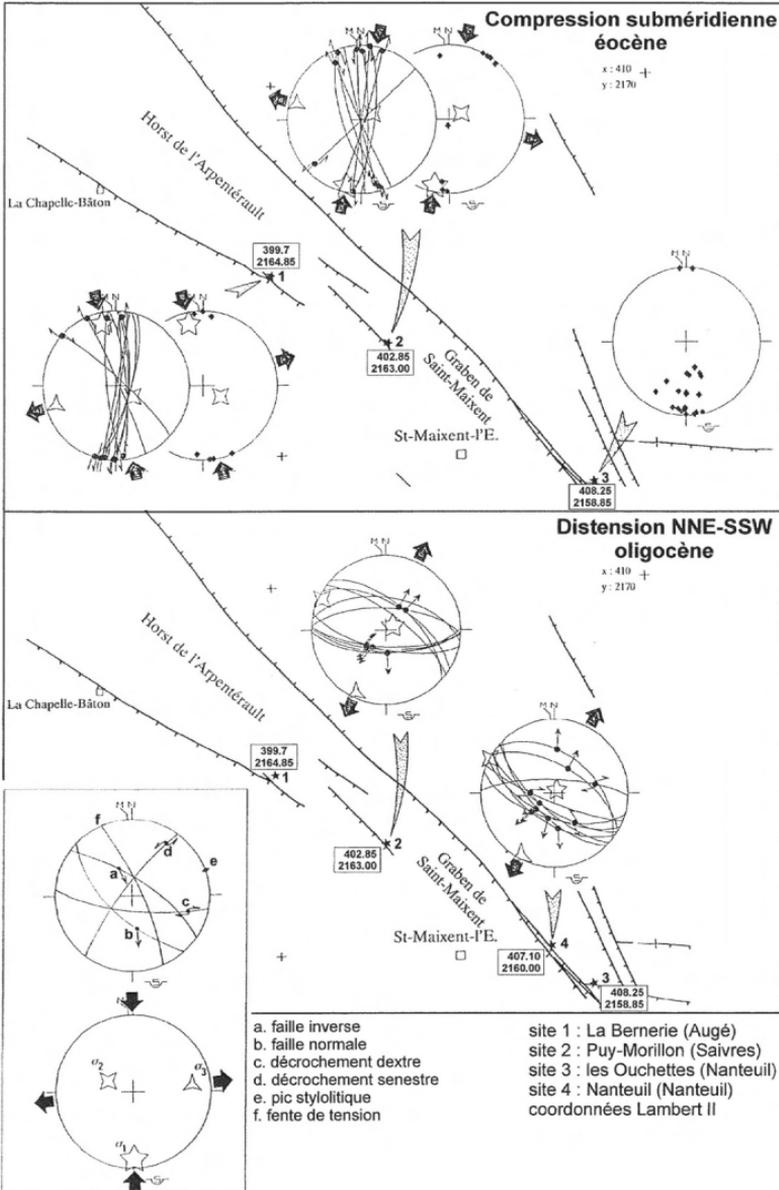


Fig. 16 - La microfracturation cénozoïque associée aux failles bordières du horst de l'Arpentéroult et du graben de Saint-Maixent-l'École
 (d'après Bouton *et al.*, 1992a)

laccolitique du granite de Pouzauges dans les sédiments non métamorphisés (une nouvelle datation isotopique du granite de Pouzauges donne un âge 510 ± 14 Ma, âge U/Pb sur zircons, Bertrand *et al.*, 2001). Un autre argument en faveur d'un âge paléozoïque inférieur est apporté par la datation du protolite des gneiss anatectiques de Montaigu, daté à 488 ± 12 Ma, donc de l'Ordovicien inférieur (âge U/Pb sur zircons, Guerrot, BRGM, 1997).

Autour des massifs de Pouzauges et de Moncutant, les micaschistes du Haut-Bocage sont parfois peu recristallisés et leur caractère détritique est bien préservé (forme et composition des clastes, stratification, granoclassement). La série y est de type grauwacko-pélitique avec un caractère tufacé marqué.

Les micaschistes de la feuille Mazières-en-Gâtine, séparés des précédents par le massif de Neuvy-Bouin, ont connu une évolution métamorphique plus poussée puisqu'ils ont franchi l'isograde de la sillimanite. Ils proviennent également d'une série détritique hétérogène à caractère mixte grauwacko-pélitique, à intercalations carbonatées (diopsidites) et volcaniques basiques (Complexe de Saint-Lin). P. Bouton *et al.* (1992a) ont relevé des similitudes lithologiques entre l'Unité des Barres (alors appelée « micaschistes de Verruyes ») et les formations cambro-ordoviciennes de l'Unité de Chantonnay (Formation du Bourgneuf, Ignimbrites de la Châtaigneraie et Quartzite de la Châtaigneraie). Nous continuons de voir dans l'Unité des Barres une série comparable à celle du Bourgneuf, donc probablement cambrienne *s.l.*, mais nous abandonnons l'assimilation des métarhyolites et métaquartzites de l'Émarière avec les ignimbrites et quartzites de la Châtaigneraie. L'Unité des Barres et les formations mésozonales du Chambon, de Saint-Lin et Soutiers appartiendraient à un ensemble volcano-sédimentaire d'âge cambrien *s.l.* métamorphisé et déformé au Dévonien moyen à supérieur. De plus le dispositif tectono-métamorphique observé sur la feuille Mazières-en-Gâtine est très comparable au passage graduel observé sur la feuille Montaigu entre l'unité épimétamorphique de Chantonnay au Sud-Ouest et l'ensemble leptyno-amphibolitique de Boufféré et Pont-Léger au Nord-Est (Godard *et al.*, à paraître).

Les informations géochimiques tirées des éléments majeurs suggèrent également une certaine analogie géochimique entre les volcanites de Saint-Lin, du Chambon, des Barres et du Bourgneuf. Ces analogies portent également sur les éléments traces. Toutes les roches sont faiblement enrichies en terres rares légères ($[\text{La}/\text{Yb}]_N = 1,1-2,2$) et leurs rapports $(\text{Th}/\text{Ta})_N$ et $(\text{Tb}/\text{Ta})_N$ généralement > 1 les apparenteraient aux séries des bassins arrière-arcs océaniques récents (fig. 19), un échantillon peu différencié de la Formation du Chambon (JCP1559b) étant proche d'un MORB appauvri récent. En général, les volcanites du Complexe de Saint-Lin présentent un

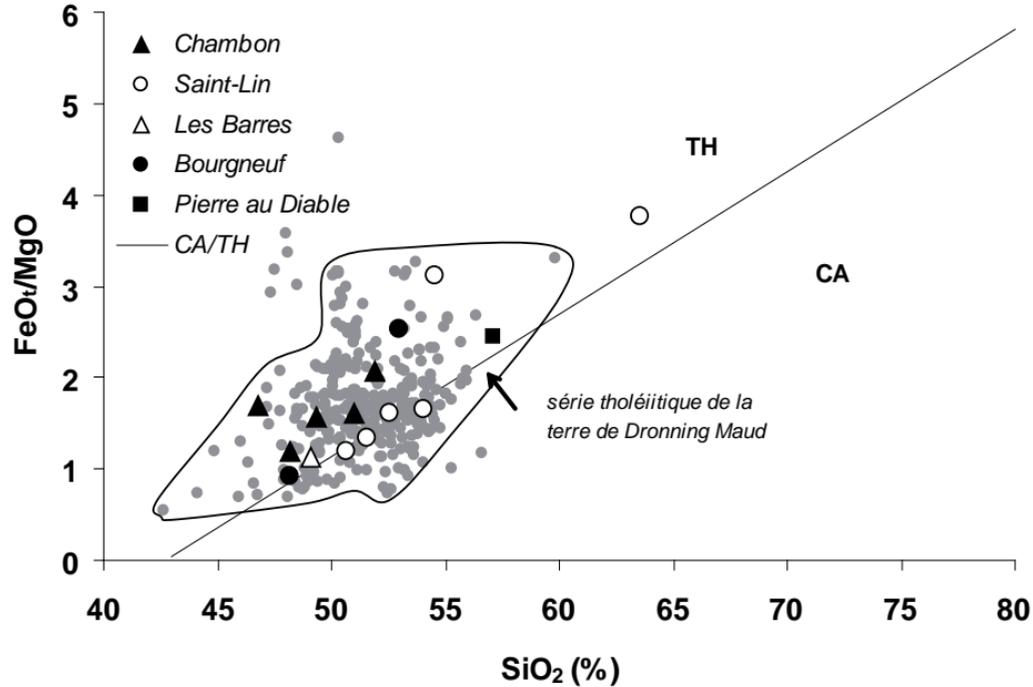


Fig. 17 - Diagramme SiO₂ vs. FeO/MgO (Miyashiro, 1974), pour les roches paléovolcaniques de la feuille Mazières-en-Gâtine (sauf Pierre au Diable, feuille Saint-Maixent-l'École), comparaison avec la série tholéiitique de la terre de Dronning Maud (Antarctique). TH - champ des séries tholéiitiques ; CA - champ des séries calco-alcalines

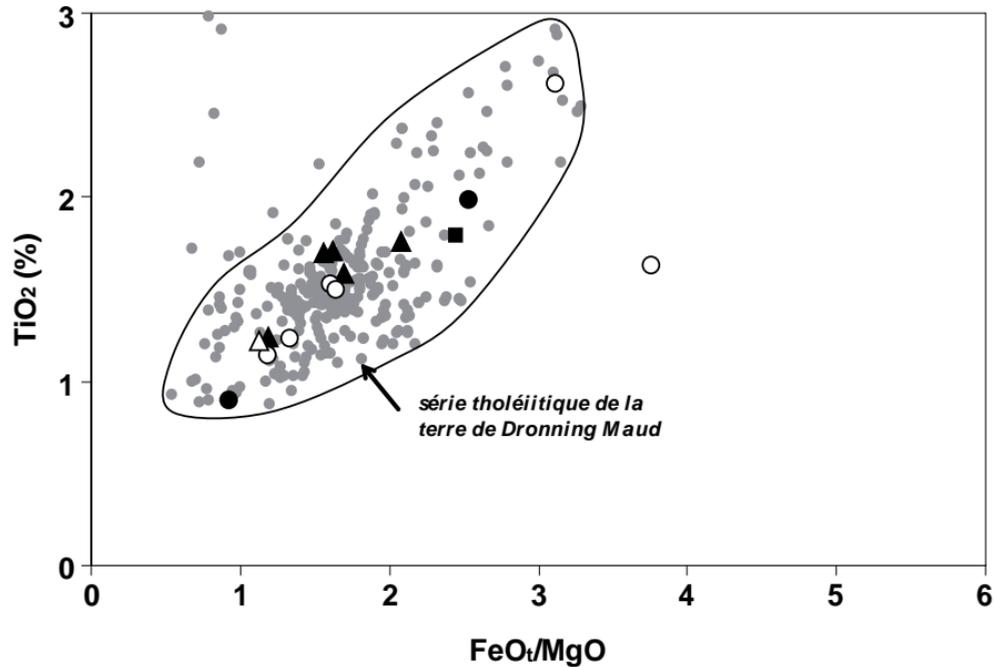


Fig. 18 - Diagramme FeO_t/MgO vs. SiO_2 (Miyashiro, 1974) pour les roches paléovolcaniques de la feuille Mazières-en-Gâtine, comparaison avec la série tholéiitique de la terre de Dronning Maud (Antarctique). Légende des figurés Fig. 17

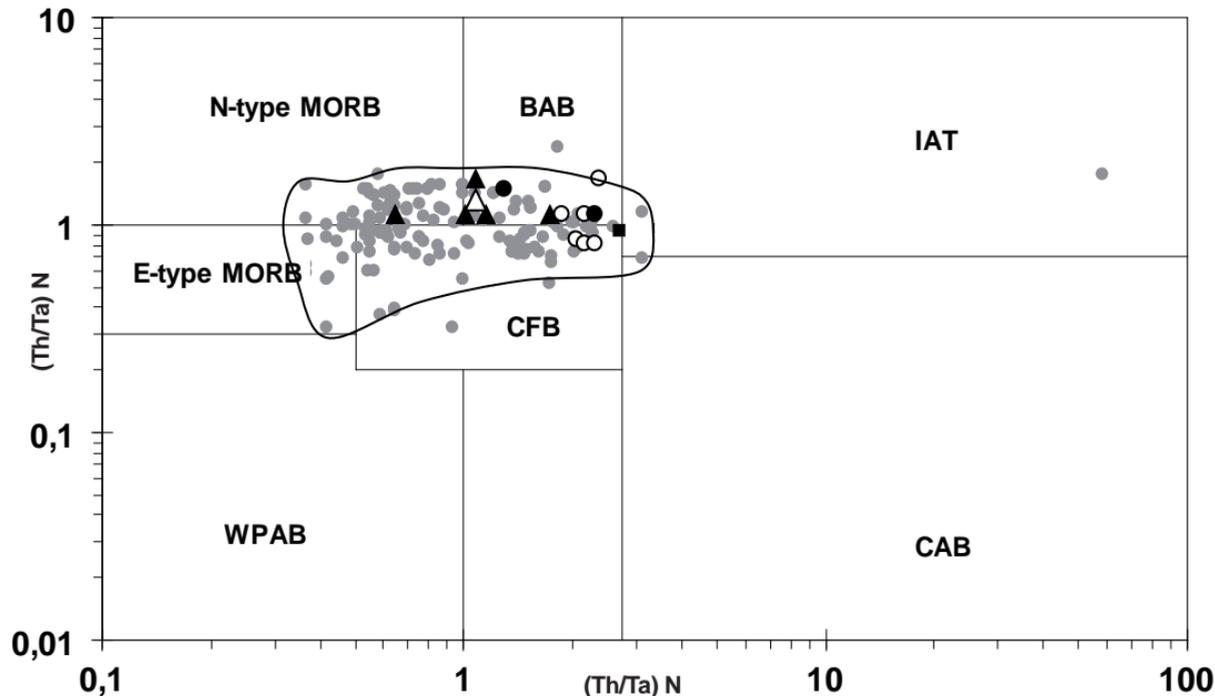


Fig. 19 - Diagramme $(Th/Ta)_N$ vs. $(Tb/Ta)_N$ (Thiéblemont *et al.*, 1994) pour les roches paléovolcaniques de la feuille Mazières en Gâtine, comparaison avec la série tholéïitique de la terre de Dronning Maud (Antarctique). Les champs figurent la position de certains types basaltiques caractéristiques d'environnements géotectoniques : N-Type MORB - basalte de ride médio-océanique de type « normal » ou « appauvri » ; E-Type MORB - basalte de ride médio-océanique de type « enrichi » ; WPAB - basalte intraplaque d'affinité transitionnelle à alcaline ; CFB - basalte tholéïitique des provinces de traps continentaux ; IAT - basalte tholéïitique des zones de subduction ; CAB - basalte calco-alcalin des zones de convergence de plaques ; BAB - basalte tholéïitique des bassins arrières arcs intra-océaniques. Légende des figurés Fig. 17

enrichissement en Th plus marqué que celles de la Formation du Chambon (fig. 19). Un autre élément intéressant de discrimination est fourni par le caractère toujours titanifère des laves intermédiaires (Saint-Lin et Bourgneuf). Il s'agit d'un trait commun des laves de la lignée dite « hautement titanifère » (« High-Ti ») des provinces tholéïtiques continentales. En revanche, les séries tholéïtiques des bassins arrière-arcs récents sont généralement basaltiques et les laves intermédiaires qui y sont décrites ont des signatures typiquement orogéniques, incluant des teneurs faibles en titane.

Un exemple d'une province montrant une dispersion géochimique comparable à celle des volcanites de la feuille Mazières-en-Gâtine (fig. 17, 18 et 19) est fourni par les laves et dykes jurassiques de la terre de Dronning Maud Land (Antarctique), qui constitue une partie de la très large province ignée du Karoo (Afrique du Sud). Il s'agit à notre connaissance de l'occurrence récente de volcanisme présentant les plus fortes similitudes avec les volcanites de Mazières-en-Gâtine. Du point de vue géotectonique, une telle analogie suggérerait une mise en place des volcanites cambriennes en contexte d'extension continentale « pré-océanisation ». D'autres témoins de cette extension sont connus en Vendée : rhyolites, microgranites et gabbros du complexe volcano-plutonique de Cholet – Thouars (Thiéblemont *et al.*, 1987 ; Thiéblemont *et al.*, 2001) ; dolérites de la région de Chantonay intrusives dans la Formation du Bourgneuf (Thiéblemont, 1988), ignimbrites de la Chataigneraie (Thiéblemont, 1988).

ÉVOLUTIONS DES DIFFÉRENTS DOMAINES JUSQU'AU DÉVONIEN MOYEN

Dans l'Unité de Chantonay, la Formation du Bourgneuf (Cambrien présumé) enregistre une sédimentation terrigène à caractère turbiditique, alimentée en continu par des produits volcaniques et volcanoclastiques acides et basiques. La subsidence est importante quoique difficilement quantifiable (> 1 000 m ?).

La Formation du Bourgneuf est couronnée au Trémadoc par un important épisode volcanique, les Ignimbrites de la Châtaigneraie, dont le caractère pyroclastique implique une émergence. L'émission (et/ou la conservation ?) de ces pyroclastites semble liée à une fracturation N110°E en distension.

Le Quartzite de la Châtaigneraie, assimilé au Grès armoricain en raison de son faciès mais sans confirmation paléontologique, instaure une sédimentation de plate-forme siliclastique stable et peu profonde. Il est transgressif sur la Formation du Bourgneuf et les ignimbrites qu'il remanie à sa base. Ses quartzarénites blanches témoignent d'une grande maturation du matériel sédimentaire.

Le Quartzite de la Châtaigneraie passe en continuité au Groupe de Réaumur, qui débute par des siltites gréseuses sombres auxquelles succèdent des phanites à graptolites d'âge Caradoc-Silurien inférieur (Wyns, 1980). Cette sédimentation peu épaisse (100 m) traduit un approfondissement et s'accompagne d'une reprise du volcanisme dont témoigne la fréquence des clastes d'origine rhyolitique.

La sédimentation marine silurienne se poursuit avec des pélites sombres à intercalations de calcaires et de grès. Les faunes récoltées indiquent un âge Dévonien moyen à supérieur (Wyns *et al.*, 1989). Les faciès restent comparables à ceux de la base du Groupe de Réaumur, mais le taux de sédimentation, donc la subsidence, s'accélère (10 à 15 m/Ma). La série se termine avec les épanchements basaltiques sous-marins de la Meilleraie et de la Gobinière. Rapportés à un magmatisme d'arrière-arc, ils impliquent le fonctionnement d'une zone de subduction dès le Dévonien moyen à supérieur (Thiéblemont, 1988).

LES ÉVÉNEMENTS HERCYNIENS

Dans le domaine sud-armoricain et dans le Limousin, l'orogénèse hercynienne débute probablement vers 385 Ma (Dévonien moyen) et se poursuit jusqu'au Stéphanien. Ses caractéristiques géotectoniques sont discutées tant en ce qui concerne les mécanismes géodynamiques et leur géométrie globale (collision intracontinentale, subduction océanique vers le Sud ou vers le Nord-Est puis collision), que leur chronologie. La sédimentation houillère, qui à partir du Namurien scelle l'évolution métamorphique du Domaine Central Vendéen et du Domaine Les Essarts-Mervent, constitue cependant un jalon chronologique bien identifié.

• Événement précoce de HP

Le plus ancien événement métamorphique identifié sur la feuille serait le métamorphisme de HP-BT de la Formation de Soudan qui se rapporterait à l'épisode de haut grade reconnu dans le Massif armoricain et le Massif central autour de 420 ± 20 Ma (Postaire, 1983 ; Pin et Peucat, 1986). Sa signification géodynamique est ambiguë puisqu'il est relié tantôt à l'évolution d'un dispositif en subduction (Pin et Vielzeuf, 1988), tantôt à une collision continentale précoce (Peucat *et al.*, 1982).

• Les écaillages intracrustaux médiovarisques

La schistogenèse des métamorphites de Soutiers, de Saint-Lin et du Chambon s'effectue sous un climat barrowien (MP-MT) qui conduit, dans la Formation de Soudan, à la rétro-morphose de la paragenèse précoce « HP - granulites ». Elle se déroule en contexte d'aplatissement dominant

($k < 1$). Les micaschistes et paragneiss de la zone à sillimanite sont le siège d'une fusion partielle *in situ* qui donne naissance à des faciès métatectiques et conduit à l'individualisation de mobilisats granitiques collectés en filons concordants. Cet épisode métamorphique se termine avec la mise en place, vers -375 Ma, du plutonisme calco-alcalin basique représenté par les diorites quartziques du Tallud et de Soutiers (celle du Tallud est datée à 373^{+6}_{-11} Ma par U-Pb sur zircons, Cuney *et al.*, 1993a). Aucun métamorphisme de contact n'est décelable autour des diorites quartziques du Tallud et de Soutiers, ce qui implique un équilibre thermique entre l'encaissant et les intrusions. D'autre part, les métamorphites de Soutiers, de Saint-Lin, et parfois du Chambon, présentent des textures de recuit thermique statique qui sont stables dans les conditions du métamorphisme régional prograde, ce qui suggère la contemporanéité des deux phénomènes. À l'Ouest du massif de Neuvy-Bouin, la diorite quartzique de Moncutant se met en place dans un niveau structural plus superficiel et simultanément à la déformation majeure de son encaissant (Poncet, 1993). Le caractère syn-cinématique à post-cinématique du plutonisme tonalitique a également été constaté dans le Massif central (Peiffer, 1986).

Dans l'Unité de Chantonay, la déformation D1, développée dans le faciès des schistes verts, se situe entre le Dévonien moyen à supérieur du Groupe de Réaumur et avant la déformation D2, contemporaine de la mise en place du granite de l'Ortay daté à 350 ± 11 Ma (feuille Montaigu, âge possible de l'anatexie calculé sur monozircon ; Guerrot, BRGM, 1997).

Cette évolution tectono-métamorphique et plutonique du Dévonien moyen-supérieur peut être comparée à celle de la période médio-varisque du Massif central, période qui voit la mise en place, entre 400 et 350 Ma, des principales nappes consécutivement à la collision intercontinentale (Ledru *et al.*, 1989). Ces écaillages intracrustaux expliqueraient que les reliques granulitiques de la Formation de Soudan aient été ramenées à un niveau plus superficiel (Poncet, 1993).

• Déformation décrochante viséenne

Cette période est marquée par le jeu dextre des accidents régionaux de direction N125°E en moyenne (accidents de Secondigny, de Cholet, de Mervent...) voire N155°E (accident de Parthenay) en liaison avec un raccourcissement régional $Z = \text{NNW-SSE}$ et par le développement d'un magmatisme peralumineux de type Guéret. À la base du Carbonifère, vers -355 Ma, un épisode de mobilisation anatectique, analogue à celui reconnu dans le Nord du Massif central, donne naissance aux anatexites à cordiérite et sillimanite \pm grenat.

Le Viséen voit la mise en place du monzogranite de Largeasse (340 ± 4 Ma, U/Pb sur zircons, Cuney *et al.*, 1993b), tardivement intrudé (?) par le granite de Pougne-Hérissou. Ce dernier appartient à un magmatisme peralumineux à deux micas de type Limousin bien représenté dans le Haut-Bocage et dont les rapports isotopiques initiaux indiquent une origine crustale (Cuney *et al.*, 2001).

Au Sud-Ouest de l'accident de Parthenay, la direction de raccourcissement NNW-SSE confère aux formations métamorphiques leur disposition actuelle. Cette verticalisation de direction NW-SE affecte l'ensemble des formations métamorphiques, quelque soit leur degré métamorphique et leur localisation. Elle est post-métamorphe, sauf le long des failles principales où elle s'accompagne du développement de muscovite et de biotite.

La mise en place de l'Unité des Barres, dans l'hypothèse où elle constituerait une klippe, a dû s'effectuer à un niveau structural supérieur, par décollement et glissement consécutifs à une phase précoce de décrochement. Cette unité est en effet affectée comme les autres par le plissement et l'écaillage D2. On peut comparer cette tectonique gravitaire avec celle qui, sur la feuille Coulonges-sur-l'Autize, conduit au chevauchement de l'Unité de Puyhardy sur celle de Chantonay entre les déformations D1 et D2 (Bouton, 1990 ; Bouton et Branger, 2007).

LA PÉRIODE NAMURIEN-STÉPHANIEN

• Magmatisme et déformation dans le Haut-Bocage vendéen

Au Carbonifère supérieur (entre -325 et -295 Ma), une intense activité magmatique affecte le Haut-Bocage vendéen. Durant cette période se mettent en place les massifs leucogranitiques de Mortagne-sur-Sèvre (313 ± 15 Ma ; Guineberteau, 1984), Parthenay et Ménigoute. Ces intrusions qui, du point de vue géotectonique appartiennent au groupe des « granitoïdes de collision post-épaississement » de J.L. Lagarde *et al.* (1992), caractérisent un magmatisme peralumineux de type Limousin et présentent des rapports isotopiques initiaux ($0,705 < \text{Sri} < 0,715$) compatibles avec une origine crustale par fusion partielle faible de paragneiss ou d'orthogneiss peralumineux (Cuney *et al.*, 2001).

Ces plutons ont connu une histoire polyphasée significative de l'évolution tectono-métamorphique du Haut-Bocage vendéen au Carbonifère supérieur (Poncet, 1993) avec :

– à la limite Namurien-Westphalien (vers -315 Ma), mise en place et structuration à l'état visqueux d'un magma (leuco)granitique guidé par des accidents crustaux, de direction N100°E à N155°E dextres, disposés en relais,

en relation avec une direction de raccourcissement régional $Z = \pm$ NNW-SSE. L'accident de Parthenay contraint ainsi la mise en place des granites à deux micas de Parthenay et de Ménigoute, puis, en continuité, leur déformation à l'état solide (bandes de cisaillement type « C-S » dextres) ;

– puis rotation horaire de la direction de raccourcissement régional et instauration d'un nouveau régime compressif avec $Z = \pm$ NE-SW, qui se marque par la formation de couloirs de mylonitisation sub-verticaux N100°E en moyenne, à jeu senestre. Au sein du granite à deux micas de Parthenay, cette mylonitisation s'effectue dans des conditions de relativement haute température (stabilité de la biotite) ;

– enfin, au Stéphanien (vers -295 Ma), la direction de raccourcissement régional ($Z =$ NNW-SSE à NW-SE) induit le rejeu fragile des accidents en décrochements dextres.

LE JURASSIQUE

Cette synthèse reprend en partie celle rédigée par E. Cariou pour la notice de la feuille de Saint-Maixent-l'École.

La carte s'inscrit sur les versants aquitain et parisien du Massif vendéen. Jusqu'au Bathonien inclus, l'ensemble du seuil constitue une aire de grande stabilité tectonique, faiblement subsidente, ainsi qu'en témoignent l'uniformité relative et l'épaisseur modeste des formations. Il en découle que les variations de l'espace disponible à la sédimentation, au moins jusqu'au Dogger, sont essentiellement contrôlées à l'échelle du 3^e ordre et sur le plus long terme, par les oscillations du niveau marin d'origine eustatique.

L'épisode continental du Lias inférieur

Le démantèlement de la chaîne hercynienne s'est poursuivi durant tout le Trias, c'est-à-dire environ 40 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. D'une manière générale, la surface posthercynienne n'est pas complètement pénéplanée. Il subsiste des dépressions (paléodrains ?) où vont s'accumuler les premiers sédiments jurassiques d'origine continentale provenant de l'érosion des reliefs hercyniens. À l'inverse, la lacune du Lias inférieur entre Beaulieu-sous-Parthenay et Ménigoute représenterait un domaine exondé soumis à l'altération à caractère ferrallitique dont on trouve les témoins remaniés à Donia. Les observations de terrain et les sondages indiquent que l'épaisseur de l'altération conservée sous le Lias inférieur est modeste (4 m en moyenne) : seule la racine du profil d'altération antéliasique paraît conservée, tandis que ses termes supérieurs ont été décapés (Bouton *et al.*, 2005). L'érosion du socle alimente la sédimentation en illite et kaolinite,

plus rarement en feldspath (grès de l'Hermenault). Les grains de quartz sont généralement peu usés, indiquant un transport peu important de type fluvial. 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

Avec le Calcaire jaune nankin, la première communication marine s'établit plus à l'Est entre le bassin de Paris et le bassin d'Aquitaine, au niveau de la gouttière poitevine (Balusseau, 1980). Le socle hercynien arasé et décapé de la plus grande partie de ses profils d'altération constitue le substratum stable d'un système de lagunes qui s'étend depuis les Sables-d'Olonne jusqu'à la vallée de la Vienne (Bouton *et al.*, 2005). La sédimentation caractérise un milieu marin restreint avec des dépôts essentiellement carbonatés évoluant depuis la zone infratidale supérieure jusqu'à la zone supratidale.

Le retour de la mer s'effectue de manière progressive. Les passées sableuses alternent avec des argiles sableuses, puis avec des marnes vertes. Apparaissent ensuite des lentilles dolomitiques et les premières faunes marines. Les épisodes marins associent des faciès à grains (pelletoides, oolites, bioclastes, agrégats), des dolomies rubanées d'origine algale et des dolomicrites. Les émergences sporadiques se marquent par des paléosols, des fentes de dessiccation et, en Vendée littorale, par des empreintes de gouttes de pluie et de pas de reptiles (site du Veillon, Talmont-Saint-Hilaire). Les indices évaporitiques sont également fréquents.

À plus grande échelle, dans la moitié occidentale de la feuille Mazières-en-Gâtine, se rencontrent des corps plurimétriques, parfois massifs, de calcaires oolitiques (grainstones bioclastiques). Ils passent latéralement et rapidement à des faciès mudstones dolomitisés. Ceci suggère l'existence d'un dispositif sédimentaire comprenant des dunes oolitiques sous-marines de forte énergie hydrodynamique, délimitant des zones abritées favorables aux dépôts boueux, finement laminés. Ainsi pourraient s'expliquer également les dépôts micritiques du Calcaire Caillebotte restreint au sommet du Lias inférieur, au voisinage du Massif vendéen. Cette formation d'environnement manifestement confiné et lagunaire pourrait passer latéralement vers le Sud et le Sud-Est aux faciès oolitiques de barrière et plus à l'Est (région de Sanxay-Ménigoute), aux faciès complètement dolomitisés de Calcaire jaune nankin (Gabilly, 1960). 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 algaire, serait à l'origine des fluides dolomitants. La dolomitisation est un phénomène contemporain de la sédimentation.

La faune trouvée parfois en abondance dans certains lits du *Calcaire jauné nankin* est riche en individus de petite taille, mais relativement pauvre en espèces ; les céphalopodes pélagiques en sont exclus, 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 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.

Installation du régime marin franc au Lias moyen

La sédimentation de plate-forme carbonatée persiste durant tout le Lias moyen sur l'ensemble de la feuille de Mazières-en-Gâtine. Après la phase régressive qui marque la fin du Lias inférieur, les dépôts transgressifs du Pliensbachien ravinent ceux du Lias inférieur. Ils débent généralement par un conglomérat quartzeux grossier qui peut, localement, reposer directement sur le socle anté-Mésozoïque. Le domaine marin s'étend et le détroit du Poitou dans son ensemble s'élargit (Gabilly *et al.*, 1985). Sur la 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 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. Ce matériel quartzeux et feldspathique paraît surtout provenir du granite de Neuvy-Bouin, mais aussi des orthogneiss de Soudan. Sur la feuille, les sédiments s'organisent en 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 partie moyenne du Domérien a pu être datée à la Fertière de la Sous-Zone à Gibbosus (Zone à Margaritatus) avec *Arieticeras algovianum*. 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 : lamellibranches et gastéropodes, crinoïdes, brachiopodes et de manière plus accessoire, bryozoaires et spongiaires. Elle confirme l'installation d'environnements de milieu marin franc qui se substituent aux environnements de milieu marin restreint du Lias inférieur. La rareté des ammonites s'explique par la faible profondeur contrariant leur déplacement.

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

La transgression marine s'amplifie. Les derniers paléoreliefs 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, qui s'achève à la base de la Zone à Variabilis (biohorizon XV). La base de ce premier épisode est marquée par des condensations et des lacunes, une sédimentation gréseuse lenticulaire (Avançon). Le plus souvent, ce sont les dépôts de la sous-zone à Semicelatum qui transgressent directement sur la surface usée du Domérien. Le sommet des carbonates présente à nouveau des condensations et des lacunes. Ainsi à Saint-Denis constate-t-on un hiatus des biohorizons à Semipolium (XIV) et à Variabilis (XV). Cette seconde « crise » sédimentaire anté-Illustris (XVI) 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 dans les bassins européens avec la Zone à Bifrons (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 (XVII). La sédimentation sur l'ensemble du seuil du Poitou devient alors plus uniforme en relation avec une tranche d'eau plus importante. Cette deuxième phase de dépôt se termine par une troisième « crise » sédimentaire régionale, matérialisée par le mince niveau conglomératique condensé, à nodules

remaniés, taraudés et phosphatés, qui débute avec le biohorizon XXIII à Fallaciosum ;

– 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 long terme.

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

Aalénien

La réduction des apports argileux amorcée au Toarcien supérieur se poursuit durant l'Aalénien. L'Aalénien inférieur très réduit (moins d'1 m) montre une stratocroissance des bancs de calcaires fins argileux. La diminution de profondeur favorise la colonisation des fonds vaseux par des Gryphées (*Catinula 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 auquel appartient la moitié sud-ouest de la feuille, caractérisé par une sédimentation très condensée et lacunaire de biomicrites calcaires à oolites ferrugineuses où faunes nectoniques (ammonites, bélemnites) et benthiques 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, correspond à la périphérie d'un haut-fond carbonaté, qui s'étend sur la partie nord-est de la feuille Mazières-en-Gâtine, à l'aplomb du Haut-Bocage vendéen (axe paléogéographique Pouzauges-Oradour-sur-Grane).

À l'Ouest de l'Europe, c'est au sommet de la Zone à Murchisonae que se situerait le maximum 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 jurassique qui se prolongerait jusqu'au Kimméridgien (Hallam, 1992 ; Graciansky *et al.*, 1998).

Bajocien

Le domaine de sédimentation est en gros celui d'une plate-forme distale colonisée par une faune abondante de mollusques benthiques et de

spongiaires, auxquels sont associés des céphalopodes durant une grande partie du Bajocien. L'identification de plusieurs discontinuités sédimentaires majeures trans-bassins européens, grâce à leur datation par les ammonites, souligne l'importance des fluctuations eustatiques comme facteur de contrôle de la sédimentation et des paléoenvironnements.

– *Les calcaires 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.

– *Les calcaires à tubéroïdes de la plate-forme carbonatée à énergie modérée*

Ces calcaires finement bioclastiques à rares silex traduisent un taux de sédimentation plus abondant et une nette diminution de la profondeur, défavorable 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 et de prisme de bordure de plate-forme.

Durant la plus grande partie du Bajocien, la plate-forme carbonatée distale passe, à l'Est de l'axe Pouzauges-Oradour-sur-Glane, donc dans la partie nord-est de la feuille, à une plate-forme proximale colonisée par les coraux (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, la zone de biohermes coralliens en domaine proximal étant bordée d'une zone de biohermes à spongiaires en milieu distal (Branger, 1989).

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. 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

La rampe carbonatée perdure au Bathonien. Des épisodes d'approfondissement relatif à l'échelle du 3^e ordre sont marqués par une plus grande fréquence des organismes pélagiques (ammonites, bélemnites, microfilaments). 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 Mazières-en-Gâtine, les spongiaires sont toujours aussi abondants ; cependant nombre d'entre eux sont remaniés sous l'effet des houles et des tempêtes périodiques (offshore supérieur). Sur la feuille voisine de Saint-Maixent-l'École, ils tendent à former des biohermes pour lutter contre l'envasement au Bathonien moyen et supérieur.

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

Aucun sédiment postérieur au Bathonien n'a été rencontré sur la feuille. Globalement, sur la bordure nord de l'Aquitaine, le Callovien voit l'instauration d'un environnement calme et pélagique qui prédomine jusqu'aux premiers dépôts du Kimméridgien. Il est suffisamment profond pour permettre la décantation des vases carbonatées et argileuses à faune d'ammonites.

Régression et émergence généralisée du seuil du Poitou au Kimméridgien supérieur, Tithonien, Crétacé inférieur

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

Au Kimméridgien supérieur, après une brève 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 envahi par les faciès carbonatés à passées détritiques, témoins probables de la présence de reliefs en bordure du bassin de sédimentation. Ces apports détritiques puis l'apparition, dans le « *Pays bas charentais* », d'évaporites attribuées au Tithonien et surmontées de marnes berriasiennes à ostracodes et charophytes, annoncent l'émergence complète du seuil du Poitou au Crétacé inférieur.

Il n'existe pas d'indice de dépôts d'âge Crétacé inférieur sur le territoire de la feuille. Cependant, on peut supposer que cette longue période de continentalisation s'est traduite par une intense altération des terrains exondés, en premier lieu les assises jurassiques. J.P. Camuzard (2000) lui attribue un rôle primordial dans la genèse des argiles à silex de la Gâtine.

Notons qu'on n'a pas l'évidence sur la feuille Mazières-en-Gâtine de la tectonique distensive liée à l'ouverture du golfe de Gascogne au Crétacé inférieur.

CRÉTACÉ SUPÉRIEUR ET CÉNOZOÏQUE

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

La mer revient progressivement pendant le Cénomaniens. Les sédiments cénomaniens les plus proches sont situés à moins de dix kilomètres au Nord (argiles noires de Viennay). La transgression cénomaniens a vraisemblablement concerné la feuille Mazières-en-Gâtine, même si aucun argument paléontologique ne l'atteste. Le Crétacé supérieur est conservé à l'état relictuel dans le complexe de Salboire où une faune marine sénonienne a été récemment découverte (Camuzard, 2000).

Le secteur de Mazières-en-Gâtine émerge à nouveau à la fin du Crétacé. Le Paléogène voit se développer une nouvelle phase d'altération avec production de paléosols complexes à ferricrètes et silicrètes aux dépens de la couverture jurassique, puis du socle une fois que celle-ci est totalement altérée. La paléosurface qui en résulte est l'élément fondamental du relief actuel. Elle est disséquée par des failles essentiellement NW-SE, dont le jeu s'effectue d'abord en décrochement lors de la compression éocène, puis en faille normale lors de la distension du début de l'Oligocène (individualisation du graben de Saint-Maixent). Les rehaussements relatifs qui en découlent entraînent l'érosion des paléosols, notamment ceux du Haut-Bocage dont les produits argilo-sableux viennent recouvrir les altérites en place du Jurassique (argile à silex).

Le petit gisement miocène de Salboire témoigne d'une incursion marine probablement contemporaine des faluns du Mirebalais (Miocène moyen), distants d'une cinquantaine de kilomètres. Son altitude actuelle (210 m) implique que la Gâtine a connu un important rehaussement depuis le Miocène (les faluns de Mirebeau sont situés à 100 m d'altitude).

GÉODYNAMIQUE RÉCENTE

Genèse du relief actuel

Au Quaternaire, la genèse des formes de terrain, en Gâtine poitevine, obéit schématiquement à deux types de processus :

– des processus d'érosion particulièrement intenses lors des épisodes de débâcle en début et en fin de périodes froides, pendant les périodes glacio-eustatiques du Pléistocène, sont responsables du relief en creux de la Gâtine, de l'incision profonde des vallées et du nappage des versants en produits de solifluxion ;

– des processus d'apports sédimentaires éoliens lors des phases pléniglaciaires de ces mêmes épisodes constituent, par place, la mince couverture loessique observée sur les plateaux. La participation des loess aux pédogenèses du Pléistocène supérieur est relativement générale. Cependant ces couvertures loessiques ont subi des épisodes de déflation au Pléniglaciaire weichsélien. Seuls les horizons argilliques semblent avoir résisté. Ils ont eux-mêmes subi d'importants lessivages à l'Holocène. Les profils qui en résultent sont complexes et souvent polyphasés, les sols pléistocènes et holocènes se superposant à des paléosols installés sur isaltérites ferrallitiques finicrétacées et paléocènes ou allotérites paléogènes.

Rôle du glacio-eustatisme dans l'acquisition du modelé

En dépit de sa position latitudinale et du voisinage relatif de l'Océan Atlantique, susceptible de réchauffer, en période glaciaire, la frange continentale constituant le Poitou occidental, cette région reste (modérément) marquée par l'empreinte des épisodes glaciaires. Le modelé périglaciaire est perceptible à plusieurs niveaux.

Celui des reliefs en premier lieu et notamment des massifs granitiques (Ménigoute) où se créent des chaos granitiques à partir des horizons d'altération en boules développés au cours du Tertiaire.

Celui des glacis en second lieu (versant occidental du terrier du Fouilloux) où l'exposition ensoleillée a permis des réchauffements brusques en système périglaciaire entraînant le décapage des pentes par ailleurs relativement faibles mais longues, ce qui accroît l'intensité des processus d'érosion.

Celui des pentes en troisième lieu où des heads, caractérisés par l'accumulation désordonnée de matériaux de diverses provenances, peuvent se former : la présence de silex à cupules de gel caractérisent ces formations d'ailleurs favorisées par la présence de failles et des cataclastes qui les jalonnent (site de Mauvergne).

Enfin le nappage des plateaux par les loess est également une conséquence des épisodes glacio-eustatiques. Néanmoins la signature diffractométrique de ces loess semble exclure la participation de l'épisode glacio-eustatique weichsélien (le plus récent). Il s'agit vraisemblablement de loess saaliens, voire de matériels plus anciens, compte tenu de leur degré d'altération.

GÉOLOGIE DE L'ENVIRONNEMENT

OCCUPATION DU SOL, PÉDOLOGIE

La formation des paysages

L'ensemble du territoire couvert par la feuille Mazières-en-Gâtine constitue le cœur d'une unité paysagère, un pays de terres ingrates, la Gâtine. La Gâtine a acquis son unité dès le XII^e siècle au travers de la colonisation du territoire, le défrichement des forêts, l'édification des bourgs et des églises sous le contrôle des nobles et du clergé (Beech, 1964). Cette colonisation est également marquée par l'installation de communautés religieuses (abbayes des Châtelliers et de l'Absie). La structure paysagère bocagère est le produit de ces aménagements qui furent complétés, beaucoup plus tard, des restructurations foncières de la Renaissance suite aux désordres de la guerre de Cent Ans.

Parallèlement se créent des unités d'exploitation agricole appelées borderies ou métairies (en fonction de leur taille), parcourues de chemins creux et entourées de champs encints de haies (les palisses). Ces aménagements structurent les finages laissant malgré tout une place importante à la forêt, celle de La Saisine par exemple. Cette rénovation foncière est le produit, à la Renaissance, d'une exigence fonctionnelle dont la haie constitue un élément cardinal (Camuzard, 1979).

Caractères du paysage actuel

Le paysage est actuellement marqué par un certain nombre d'éléments pertinents à caractère relictuel. Les parcelles de terre, de dimensions réduites (un hectare en moyenne), sont entourées de haies dont la création est ancienne (voir supra). On observera la présence de vergers, principalement constitués de pommiers de variété « reinette Clochard » ou « reinette de Parthenay », particulièrement bien adaptée aux sols et à la morphologie paysagère de la Gâtine. On remarquera également le caractère de l'architecture rurale, reflet du sous-sol quant à l'utilisation des matériaux (voir infra).

Potentiel agronomique et systèmes agronomiques de production

À quelques exceptions près, les sols ont un potentiel agronomique réduit, principalement du fait d'une CEC (capacité d'échange cationique) relativement faible en raison de la qualité des argiles minéralogiques présentes (en majorité des kaolinites). En revanche localement et sur les plateaux (Verruyes, Saint-Georges-de-Noisné, Mazières-en-Gâtine), les apports éoliens du Pléistocène (vraisemblablement saaliens) sont source d'argiles à forte CEC (smectites de néogène ou issues de l'ouverture des illites, vermiculites,

chlorites). Les apports d'amendements et d'engrais, les travaux de drainage et un remembrement léger ont sensiblement fait évoluer la physionomie des cultures : le seigle a fait place au blé, les prairies sont progressivement retournées.

En effet, la pression économique de la deuxième moitié du XX^e siècle pesant très fort sur les agriculteurs a entraîné une véritable mutation de ces campagnes bocagères dont la vocation laitière a fait les frais. Les grands troupeaux laitiers, constitués de vaches de race parthenaise, ont été soit démantelés (entre les années 1950 et 1960) et remplacés par des troupeaux ovins, soit substitués par des troupeaux à vocation de production de viande.

La vocation actuelle des sols reste toujours la prairie permanente ou temporaire. Toutefois, notamment sur les plateaux, elle semble progressivement s'établir vers l'installation des grandes cultures, celles-ci supplantant parfois les vergers traditionnels implantés dans les années 1950, en voie de reconversion. Les cultures de maïs font leur apparition, celui-ci jouant un rôle capital dans l'affouragement des bestiaux.

Il est probable que le paysage traditionnel fera progressivement les frais de ces mutations vers des systèmes de mise en valeur plus intensifs alors que, parallèlement, on assiste à une tendance au reboisement, à l'échelle de l'ensemble de la feuille Mazières-en-Gâtine.

RESSOURCES EN EAU

Hydrographie

La Gâtine se comporte comme un château d'eau, contribuant à l'alimentation de quatre bassins versants différents dont trois intéressent le territoire de la feuille Mazières-en-Gâtine : la Sèvre niortaise d'une part, et deux sous-bassins de la Loire : la Vienne via le Clain à l'Est, le Thouet via la Vienne au Nord. Fait singulier, le territoire de la commune de Vouhé, avec les sources de la Vonne, du Chambon et d'affluents de la Vienne, appartient à ces trois bassins.

L'écoulement est épidermique ou superficiel, particulièrement sensible à la pluviométrie et à la pluviosité. Le système aquifère comprend peu de réservoirs. Le paradoxe est que les sols sont pour la plupart hydromorphes, l'excès d'eau étant une quasi constante des sols agricoles. L'hydrologie est marquée par l'extrême densité du réseau, véritable chevelu au cours parfois incertain, souvent aménagé par l'homme en tant que source d'énergie (biefs et moulins).

Les failles, à l'exception de celles de Saint-Pardoux, de Saint-Lin et d'Exireuil, semblent peu contrôler l'orientation du réseau hydrographique actuel, du moins à l'échelle de la carte. Il en va différemment si l'on envisage l'échelle de la région où l'on observe un contrôle du cours de la Sèvre niortaise par le graben de Saint-Maixent et une orientation générale du réseau fluvial en fonction de l'intensité des processus épirogéniques. Il est clair que la tectonique récente, principalement pliocène, a joué un rôle essentiel dans l'organisation du réseau fluvial et son éclatement vers quatre bassins ou sous-bassins différents.

On distingue trois secteurs orographiques en fonction des bassins versants concernés.

À l'Ouest de la ligne de relief Mazières-Allonne-Secondigny, les rivières dont Égray et l'Autize adoptent un cours perpendiculaire à la direction structurale principale (N120°E à N130°E). Elles coulent vers le Sud-Ouest et alimentent directement le bassin de la Sèvre niortaise.

À l'Est et au Sud du horst de Saint-Martin-du-Fouilloux, les cours d'eau (la Boivre et l'Auzance), symétriques des précédents, adoptent une direction perpendiculaire à la faille de Vasles et coulent vers le Nord-Est : elles alimentent le bassin versant du Clain, affluent de la Vienne, elle-même de la Loire.

Les cours d'eau qui prennent naissance au pourtour du plateau de Château-Bourdin à Saint-Georges-de-Noisné, appartiennent à trois bassins versants différents :

- au Sud celui de la Sèvre niortaise alimenté par Le Chambon et La Ligueure (réunion des ruisseaux de Cathelogne, de Rocheteau et de Montbrune), cours d'eau dont la direction est conforme à celle de la structuration du socle au moins dans leur parties moyenne et supérieure ;
- au Nord celui du Thouet, rivière dont l'affluent, La Viette, coule en direction du Nord-Est, orthogonalement à la précédente, conformément au réseau naissant du Terrier du Fouilloux ;
- à l'Est celui de la Vonne, affluent du Clain, appartient au bassin de la Loire, et sa direction ne tardera pas à se superposer à la celle de la faille de Vasles dans son prolongement oriental.

Caractéristiques de la ressource hydrologique

• Les eaux de surface

Malgré la présence de très nombreuses sources, souvent très rapprochées, les débits des rivières restent faibles et surtout très irréguliers : abondants voire torrentiels en saison pluvieuse, ils sont faibles en été. Le barrage de la

Touche-Poupart, installé sur le Chambon, d'une capacité totale de 15 millions de m³, mis en service en 1996, a pour objet, entre autre, la fourniture d'eau potable (7 millions de m³ alimentent l'usine de traitement à la Corbelière), le soutien d'étiage du Chambon (5 millions de m³) et la fourniture d'eau d'irrigation des cultures (3 millions de m³). Le barrage a des difficultés à se remplir les années sèches. Ce barrage, de type barrage poids à béton roulé compacté, est classé grand barrage, du fait de sa contenance qui dépasse le seuil de 15 millions de m³.

• Les eaux souterraines

Le socle hercynien, constitué de roches métamorphiques et de granitoïdes, présente des capacités aquifères modestes et difficilement exploitables. L'horizon superficiel d'altération et de fissuration forme un réservoir peu productif limité à sa base par la roche saine imperméable. Il est drainé par des sources de versant ou de pied de vallon, de débit médiocre (quelques m³/h), alimentant parfois des retenues collinaires. Quelques sources ont fait l'objet de captages aujourd'hui abandonnés. En profondeur, les circulations sont restreintes aux zones fracturées, difficiles à localiser en l'absence d'approche spécifique (étude structurale, photo-interprétation, géophysique). Sur la feuille, en 2005, on ne comptait que cinq sondages hydrogéologiques convenablement informés, dont un seul ayant fourni un débit notable (32 m³/h à Saint-Martin-du-Fouilloux, BSS 588-3-10).

Le Jurassique comprend deux aquifères séparés par les marnes toarciennes. Cette superposition est illustrée par les forages de Vasles. L'ancien captage de la commune, situé au Sud-Ouest du bourg, exploite l'aquifère libre du Dogger. Sa productivité est bonne (environ 50 m³/h de débit instantané), mais l'augmentation régulière des nitrates (5 mg/l en 10 ans) témoigne de la vulnérabilité de la ressource. Cet aquifère est développé dans les calcaires fissurés et karstifiés de l'Aalénien et du Bajocien. La karstification se traduit par des pertes. Celle de la Métairie, à l'Est de Vasles, a fait l'objet d'un traçage à la fluorescéine avec une restitution du traceur à 4,6 km de distance vers l'Est, au lavoir de Benassay (feuille Poitiers).

Un second ouvrage a été foré au Sud-Est du village. Il a atteint le socle à 47 m de profondeur. Le Dogger n'y est pas productif (il ne l'est pas non plus dans le piézomètre creusé en 2005 au Sud du village). D'importantes venues d'eau ont été enregistrées entre 41 à 47 m de profondeur, dans des calcaires oxydés du Lias inférieur à moyen, recouverts de 15 m de marnes toarciennes. Cette nappe est captive sous le Toarcien. Elle appartient au groupe des eaux bicarbonatées calciques peu minéralisées à pH légèrement basique (7,6). Elle est de bonne qualité physico-chimique, avec notamment une faible teneur en nitrates (< 2 mg/l).

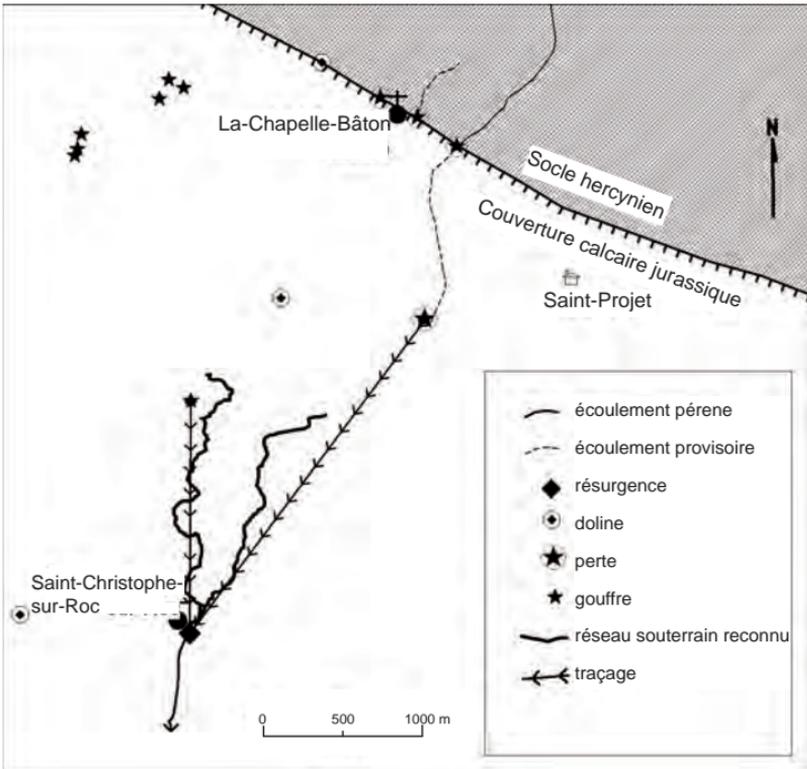


Fig. 20 - Le système karstique de la Chapelle-Bâton

L'aquifère infratoarcien a une productivité faible en dehors des zones karstiques ou fracturées. Sur une grande partie de la feuille, la couverture liasique mince et discontinue alimente des sources et des suintements situés au toit du socle, sources dont le débit est souvent limité à quelques m³/h à l'étiage. Les rares forages hydrogéologiques enregistrent des productivités également modestes (5 m³/h pour le forage 588-1-1 de la laiterie de Mazières-en-Gâtine, Gabilly, 1958).

La nappe du Lias inférieur et moyen offre une meilleure productivité au Sud-Est de la faille de la Chapelle-Bâton et au Nord-Est de celle de Vasles. L'hydrogéologie du Jurassique de Vasles a été présentée plus haut. Au Sud-Ouest de la Chapelle-Bâton, les assises du Lias inférieur et moyen sont intensément karstifiées, comme en attestent la densité des dolines, gouffres et pertes (fig. 20). Le ruisseau de la Roche prend naissance à la source de la Grande Fontaine de Saint-Christophe-sur-Roc, exutoire d'un important réseau souterrain en partie reconnu par les spéléologues et étudié par B. Coirier (*in* Sous les Deux-Sèvres). L'écoulement s'effectue à l'interface Lias inférieur – Pliensbachien et l'émergence se situe dans les calcaires du Pliensbachien. L'aquifère karstique est libre et partiellement protégé par le Toarcien et les argiles tertiaires. Il est alimenté par des pertes situées dans les calcaires du Lias inférieur. Les plus importantes sont alimentées par des ruissellements temporaires issus du Toarcien imperméable et par des ruisseaux provenant du socle de l'Arpentéroul qui s'infiltrent le long de la faille de la Chapelle-Bâton. Les formations tertiaires donnent lieu à de nombreuses petites sources temporaires émergeant au toit du Toarcien, puis se réinfiltrant dans les calcaires sous-jacents (ces sources et fontaines sont pour la plupart figurées sur la carte 1/25 000). Les variations de débit observées à la Grande Fontaine sont caractéristiques d'un comportement karstique (10 à 100 m³/h), de même que les vitesses de transfert établies par les traçages (77 m/h, *op. cit.*). L'aquifère s'écoule en direction du Sud, conformément à la pente du toit du socle.

Près de la Brossadière, l'ancien captage de Château-Bourdin était alimenté par les formations sablo-argileuses du Tertiaire. Son débit en étiage pouvait descendre à 3 m³/h.

RISQUES NATURELS

Retrait-gonflement des argiles. Les Deux-Sèvres font partie des départements français où le phénomène de retrait-gonflement des argiles est à l'origine de graves désordres dans les constructions (fissuration des façades, distorsion des ouvertures, dislocation des carrelages, rupture des canalisations...), affectant principalement les maisons individuelles dont les fondations sont souvent trop superficielles. Un tel phénomène est lié à la nature de certaines argiles (smectites et quelques interstratifiés) qui, en période

de sécheresse, perdent leur eau d'adsorption (cette perte se traduit par une diminution de volume du matériau) : en résultent des tassements verticaux dont l'amplitude est d'autant plus importante que la formation argileuse est épaisse et qu'elle est riche en minéraux gonflants.

Depuis avril 1998, le département des Deux-Sèvres dispose d'une carte de l'aléa retrait-gonflement des argiles qui permet d'identifier les zones où le phénomène peut *a priori* se produire et de hiérarchiser ces zones selon un degré d'aléa croissant (nul, faible, moyen ou fort). Sur la feuille Mazières-en-Gâtine, la plupart des communes sont concernées par le retrait-gonflement des argiles (aléa moyen ou fort) directement lié à la présence des marnes du Toarcien supérieur et/ou aux altérites de la couverture. Au sein de ces zones à risques, la construction est possible mais doit s'accompagner des mesures préventives (étude géotechnique, ancrage profond et homogène des fondations, chaînage des murs...).

NB - Des informations complémentaires dont la carte départementale d'aléa retrait-gonflement sont consultables sur le site <http://www.argiles.fr>

Risque karstique. La karstification des assises jurassiques entraîne un risque de cavitation pouvant être à l'origine d'effondrement ou d'affaissement. Cette karstification est probablement contemporaine des périodes d'altération supergène du Tertiaire. Elle est particulièrement développée au Sud-Ouest de la faille de Chapelle-Bâton où l'on observe une grande densité de dolines plus ou moins colmatées, de gouffres et de pertes (fig. 20). En période de précipitations, nombre de ces dépressions fonctionnent en point d'infiltration ou d'engouffrement des eaux qui ruissellent sur la couverture imperméables de marnes toarciennes (ces dolines absorbantes sont souvent nommées « soucis »). Cet exokarst se raccorde en profondeur à un réseau de galeries (rivières souterraines) parfois visitables. Celui de la Grande Fontaine de Saint-Christophe-sur-Roc se divise ainsi en deux réseaux reconnus l'un sur 2 190 m (réseau de la Chapelle-Bâton), l'autre sur 1 880 m (réseau de Saint-Projet). C'est souvent à l'issue de pluies importantes que se produisent les soutirages karstiques et phénomènes de fontis susceptibles d'entraîner des désordres en surface.

SUBSTANCES UTILES, CARRIÈRES

Toutes les roches (ou presque) qui affleurent sur le territoire de la feuille Mazières-en-Gâtine ont été mises à profit pour la production de granulats et de matériaux de construction (sable, moellon et de pierre de taille) ou comme matière première de l'artisanat de feu (pierre à chaux, argile à tuiles et à briques, argile à poteries). De nombreuses communes ont ainsi accueilli une « carrière de pierre à bâtir » ou un « four à chaux et à tuiles ». D'ailleurs,

certain toponymes révèlent l'existence de sites où ces roches ont été extraites et/ou transformées : la Pierrière (Saivres), la Petite Tuilerie (Chantecorps), les Grandes Minières (Beaulieu-sous-Parthenay)... Jusqu'à une époque récente, elles ont été exploitées de manière artisanale et utilisées pour couvrir des besoins locaux. Ce n'est qu'après la Seconde Guerre mondiale que certains sites se sont modernisés et industrialisés pour répondre à une forte demande. Sauf exception, toute activité (extraction et transformation) est abandonnée.

• Granulat

Outre les rognons de silex (« chails » ou « chailles ») présents dans les altérites de la couverture qui ont longtemps fourni des matériaux d'empierrement, les formations d'origine magmatique et métamorphique ont alimenté la fabrication de granulats, par exemple :

- aux Aubayes (Soutiers), le long de la D131, dans les micaschistes de la Formation de Soutiers ;
- à l'Ambillardière (Saint-Lin), le long de la D145, dans le Complexe de Saint-Lin ;
- à la Barrière (Pompaire), à l'intersection de la D165 et de la D176, dans le granite de Parthenay.

Aujourd'hui, les granulats utilisés dans l'industrie du bâtiment (béton) et pour les travaux publics (matériaux de viabilité et enrobés) sont issus du concassage de roches massives de l'Unité de Chantonay, en l'occurrence les grauwackes et les dolérites de la Formation du Bourgneuf. Cette activité industrielle est concentrée sur trois sites : les carrières à ciel ouvert des Roulleaux et de Donia, exploitées par la SA Carrières Kléber MOREAU (Mazières-en-Gâtine) qui emploie environ 80 personnes (avec sa filiale SNC CLION, elle gère au total une quinzaine de sites de production ou de stockage en Charente, en Charente-Maritime, en Deux-Sèvres et en Vendée), et celle de la Tardivière, propriété de la SARL RAMBAUD Carrières (La Peyratte) dont l'activité génère 250 emplois répartis sur cinq sites dans l'Indre, la Vienne, la Haute-Vienne et les Deux-Sèvres.

Située le long de la D743, à la sortie sud du centre-bourg de Mazières-en-Gâtine, la carrière des Roulleaux (Mazières-en-Gâtine et Saint-Marc-la-Lande) est en activité depuis 1933. En 1979, elle a été raccordée à la ligne de chemin de fer Saumur-Niort et devrait prochainement disposer de deux unités de traitement de tout-venant (concassage - criblage - lavage), d'une centrale de fabrication de grave (grave-ciment, grave-émulsion et grave non traité) et d'un poste d'enrobage au bitume à froid. Elle s'étend sur quelque 120 hectares et sa production moyenne s'établit à 1 500 000 t/an. Les produits finis, transportés par camion et par train (à terme, l'équivalent de 85 camions/jour), sont expédiés dans la région de Tours, de la Rochelle et de Bordeaux.

Créée en 1952 pour couvrir les besoins en granulats du littoral charentais et des agglomérations de La Rochelle et de Royan, la carrière de Donia (Saivres) est implantée dans la vallée du Chambon. Depuis 2002, son emprise est de 35 hectares et sa production moyenne a été portée à 700 000 t/an (capacité maximum : 900 000 t/an).

Autorisée le 04 juillet 1997, la carrière de la Tardivière (Verruyes) couvre environ une dizaine d'hectares et sa production moyenne est de 250 000 t/an.

• Sable

Après lavage, certains sables, mélangés en proportions variables à de la chaux éteinte, permettaient de confectionner des mortiers et des enduits. Deux formations ont été exploitées pour la production de sable :

– les arènes (« tine » en patois picto-charentais) issues de l'altération *in situ* des granites à deux micas de Parthenay et de Ménigoute. Elles correspondent à un sable quartzo-feldspathique et micacé relativement grossier, pauvre en argile, et forment des manteaux parfois épais (plusieurs mètres) au-dessus de la roche-mère ;

– les niveaux argilo-sableux de l'Hettangien, qui affleurent notamment le long des vallées de l'Egray et du Chambon. Deux anciennes sablières sont visibles l'une près du cimetière de Champeaux, l'autre sur la butte du Pin, à l'extrémité méridionale de la commune de Mazières-en-Gâtine.

Compte tenu des besoins, importants durant la seconde moitié du XIX^e siècle, les arènes et les niveaux argilo-sableux de l'Hettangien ont sûrement donné lieu à de multiples excavations, de dimensions modestes, dont les traces ont disparu. Seuls les toponymes comme la Sablière (Beaulieu-sous-Parthenay, Clavé, Vautebis...), la Sablonnière (Saint-Georges-de-Noisné), la Gravière (Augé), les Tinières (Chantecorps)... rappellent l'existence d'une telle activité.

• Moellon

À l'exception des roches meubles d'origine alluviale ou colluviale et des formations argileuses, tous les matériaux ont fourni des moellons utilisés comme appareil de l'habitat rural. Bien que difficile à débiter et à travailler en raison de leur dureté, les métamorphites (y compris les anatexites) et les granitoïdes (granites à deux micas et diorites quartziques) ont livré des dalles et des blocs polyédriques de taille variable mis en œuvre bruts d'extraction, parfois sommairement dégrossis. En revanche, les diverses variétés de calcaires du Jurassique inférieur-moyen ont donné des moellons bien calibrés qui, soigneusement équarris, étaient disposés en assises régulières. À l'Est du Bois de l'Arpentéroult, les nombreuses petites

carrières ouvertes dans le Quartzite de la Châtaigneraie ont servi aussi bien à la confection de moellons qu'à l'empierrement.

• Pierre de taille

Seules quelques roches cohérentes d'origine magmatique (granite) ou d'origine sédimentaire (calcaire) ont permis la production de pierre de taille. Employée pour l'appareillage des chaînes d'angle et des ouvertures (portes et fenêtres), plus rarement dans l'élévation des murs, la pierre de taille est présente dans l'habitat rural (logis et dépendances) mais également dans les édifices civils (châteaux et manoirs) et religieux (églises) ainsi que dans certains ouvrages d'art (ponts). Par ailleurs, elle a été utilisée pour réaliser divers objets en usage dans le monde agricole (margelles de puits, auges, rouleaux à dépiquer...). Deux faciès ont été principalement exploités :

– les variétés porphyroïdes ou non des granites de Parthenay et de Ménigoute. Ces matériaux composent l'essentiel du château de la Grande Meilleraye (XVII^e siècle) à Beaulieu-sous-Parthenay d'une part, de l'abbaye cistercienne des Châteliers (XII^e-XIII^e siècles) à Fomperron d'autre part. Au sein du granite de Ménigoute, deux sites d'extraction importants sont toujours accessibles : la carrière du Bourg Neuf à la sortie sud-ouest du hameau de la Pagerie (Coutières) et la carrière des Touches Lezay (Ménigoute) ;

– les calcaires gréseux du Pliensbachien. Connus localement sous le nom de « pierre rousse », ce matériau dur et non gélif, gris à beige, était tiré de carrières implantées à Saint-Georges-de-Noisné et à Verruyes notamment. Il est omniprésent et apparaît, par exemple, au niveau du chœur de l'église Saint-Barnabé (XI^e siècle) à Mazières-en-Gâtine et du portail principal de l'église de Saint-Lin (XII^e siècle). Par ailleurs, il a été identifié à une vingtaine de kilomètres vers le Nord, dans divers monuments médiévaux de la ville de Parthenay (Poncet, 2005).

• Pierre à chaux

Jusqu'au milieu du XIX^e siècle, la chaux était principalement utilisée pour la construction en Deux-Sèvres (mortiers, enduits et badigeons). Elle était alors produite dans les nombreux fours en voûte (ou fours couchés) dits « à longue flamme », chauffés au bois ou à la brande, destinés à fabriquer tuiles, briques et carreaux. À partir de 1850-55, grâce à certains propriétaires terriens qui mirent en œuvre avec succès le chaulage sur leur domaine - c'est le cas à la Barre-Sanglier (Saint-Lin), à Fondfroide (Vasles)..., la chaux sera massivement employée comme amendement calcaïque, notamment en Gâtine poitevine où les sols argileux et humides étaient particulièrement difficiles à travailler et à valoriser. Ainsi, de nombreux fours à chaux (ou chauffours) seront construits en Deux-Sèvres durant la seconde moitié du XIX^e siècle, principalement le long de la limite cartographique socle - couverture. Le plus souvent bâtis à l'aplomb d'un ressaut morphologique (versant, ancien front de

taille...), ces fours à chaux à rampe postérieure et à cuve ovoïdale fonctionnaient selon le procédé dit « à feux continus ». Ils se présentent comme des constructions massives avec une façade rectangulaire, parfois renforcée de contreforts, qui s'ouvre, à la base, par une, voire plusieurs, voûtes de défournement en plein cintre.

Sur le territoire de la feuille Mazières-en-Gâtine, les roches carbonatées qui étaient exploitées comme pierre à chaux appartiennent au Jurassique inférieur-moyen. Comme l'avaient montré des analyses chimiques réalisées par le laboratoire des Ponts-et-Chaussées, les calcaires du Sinémurien, du Toarcien et de l'Aalénien qui affleurent à Beaulieu-sous-Parthenay, à Saint-Pardoux, à Vausseroux, à Mazières-en-Gâtine, à Saint-Lin, à Saint-Georges-de-Noisné... permettaient, compte tenu de leur composition, la fabrication de chaux hydraulique (pour un calcaire avec $66\% < \text{CaCO}_3 < 79\%$) ou de chaux aérienne (idem avec $88\% < \text{CaCO}_3 < 96\%$) (Hoslin, 1857).

Deux fours à chaux en bon état sont encore visibles (Moisdon-Pouvreau, 2005) :

- l'un à Champeaux (Champdeniers-Saint-Denis), sur le versant gauche de la vallée de Égray, pour lequel une autorisation préfectorale a été délivrée le 21 février 1860. Il calcinait les calcaires sub-lithographiques du Sinémurien supérieur (Calcaire caillebotine) et était chauffé à la houille ;
- l'autre à la Coursaudière (Vasles), sur le versant gauche de la vallée de l'Auxance, construit durant le dernier quart du XIX^e siècle. Ayant fonctionné jusqu'en 1933, il mettait à profit les calcaires argileux du Toarcien et de l'Aalénien et marchait au bois.

Dans un cas comme dans l'autre, la matière première était extraite sur place ou à proximité (< 1,5 km).

• Marne

Bien que l'emploi de marnes pour amender les sols acides des Deux-Sèvres ait été préconisé avec insistance par certains membres de sociétés savantes départementales (Teilleux, 1836 ; Lary, 1841 ; Sauzeau, 1842-1843), à quelques exceptions près, les agriculteurs gâtinaux n'ont jamais fait appel à cette technique. En outre, au milieu du XIX^e siècle, l'usage de la chaux vive s'est développé de telle sorte que les marnes du Toarcien supérieur, qui affleurent en de nombreux points dans les vallées de la Vonne et du Chambon principalement, n'ont probablement pas été valorisées comme amendement calcique.

• Argile à tuiles et à briques

La présence conjointe de gisements d'argiles - altérites de la couverture et du socle métamorphique, marnes du Toarcien supérieur - et de nombreuses zones boisées (Bois de la Meilleraye, Forêt de la Saisine, Bois de la Coudre, Bois de l'Abbesse...) est à l'origine de la fabrication de terre cuite.

Les plus anciens indices de cette activité, manifestement séculaire, datent *a priori* de l'époque romaine : en effet, c'est à cette période que le père C. De La Croix rapporte les vestiges de fours à tuiles qu'il avait découverts, à la fin du XIX^e siècle, à la Gachetière (Fomperron) et au Chilleau (Vasles), et dont il suppose qu'ils avaient alimenté la construction du sanctuaire de Sanxay (Vienne).

En tout cas, des tuileries-briqueteries qui alimentaient les chantiers de construction locaux étaient en activité aux abords du Bois de l'Abbesse (Vasles), du XV^e siècle au début du XVIII^e siècle (Champagne, 2000). Au XIX^e siècle, de nombreuses communes possédaient un ou plusieurs fours à briques et à tuiles dont l'implantation était fortement conditionnée par la proximité de matière première (les toponymes construits à partir du mot « tuilerie », relativement fréquents sur la feuille Mazières-en-Gâtine, permettent de localiser l'emplacement de certains ateliers). Ces ateliers fonctionnaient avec un four en voûte (ou four couché) d'une contenance d'environ 20 à 25 m³, chauffé au bois ou à la brande. Mais, avec l'avènement de matériaux nouveaux comme le parpaing et la brique creuse et la nécessaire rationalisation de la production, ces ateliers disparaîtront les uns après les autres. Certains se maintiendront durant l'Entre-deux-guerres. Les derniers cesseront leur activité à la fin des années 1960 (la Petite Meilleraye à Beaulieu-sous-Parthenay) ou au milieu des années 1970 (Danzay à Saint-Georges-de-Noisné) (Moison-Pouvreau, 2005). Seul l'atelier de la Pintière (Sanxay) qui mettait à profit les niveaux argileux du Toarcien supérieur exploités dans la vallée de la Vonne fonctionnera jusqu'au début des années 2000 sous la férule de la famille Victot.

• Argile à poteries

Du milieu du XV^e siècle au début du XX^e siècle, le hameau de la Guérinière (Ménigoute) a été un centre potier important où étaient fabriqués de nombreux objets utilitaires ou décoratifs (Poignat, 1997) : pichets à eau, cruches à huile ou à vin, vinaigriers, faisselles, saloirs, poêlons à queue, réchauds à braise, épis de faîtage, nids à oiseaux... Cette production était notamment vendue à Niort, Saint-Maixent-l'École... et sur les marchés locaux. La disparition de ce centre, avant la Première Guerre mondiale, est liée à l'utilisation progressive, au cours de la deuxième moitié du XIX^e siècle, d'ustensiles ménagers en fer blanc ou émaillé, en fonte ou en verre.

Selon le père C. de La Croix qui avait reconnu des vestiges de fours de potiers à la Guérinière vers 1880, la production pourrait y avoir débuté dès l'époque romaine.

D'autres poteries ont fonctionné, pour le moins au XVI^e siècle, à la Garnerie (ferme aujourd'hui disparue qui dépendait de la seigneurie de la Barre) et à la Poterie, sur la commune de Ménigoute, à la Pagerie (Coutières), ainsi qu'au Chilleau (Vasles) (Champagne, 2000).

Là encore, il semble que la matière première employée par les potiers correspondait aux altérites de la couverture qui affleurent largement dans les environs de Ménigoute.

GÎTES ET INDICES MINÉRAUX

• Fer

Les argiles à silex plus ou moins sableuses, qui forment des placages importants au-dessus des assises carbonatées du Jurassique inférieur-moyen, renferment du minerai de fer pisolitique. Composé d'oxyde et d'hydroxyde de fer (hématite, limonite...), il a fait l'objet d'une exploitation superficielle, probablement depuis l'Antiquité, comme en témoignent les nombreuses scories découvertes par l'abbé G. Michaud dans le Bois Sergent (Vautebis) à la fin du XIX^e siècle. Cette activité métallurgique est d'ailleurs à l'origine de nombreux toponymes qui signalent la présence de minerai de fer, d'anciens sites d'extraction ou d'anciens ateliers : la Ferrière (Fomperron), les Grandes Minières et les Minières (Beaulieu-sous-Parthenay), les Forges (Champdeniers-Saint-Denis et Mazières-en-Gâtine)...

• Plomb, barytine

Sur la feuille Mazières-en-Gâtine, les indices de minéralisation sont suffisamment nombreux pour avoir conduit le BRGM à réaliser des forages de reconnaissance dans le secteur de Saint-Georges-de-Noisné entre les années 1956 et 1962, ceci en parallèle avec la campagne menée autour du gisement de Melle.

Selon M. Chabu (1980), qui a réalisé une étude plus approfondie sur les affleurements de l'Herbaudière, la Verlionière, la Babinière et la Thibauderie, les minéralisations sont préférentiellement localisées dans le Pliensbachien calcaire. La galène se présente généralement sous forme de mouches disséminées dans la matrice des bancs les plus détritiques et dans les calcarénites les plus poreuses ; les cristallisations cubiques sont moins fréquentes. La blende est beaucoup plus rare et a le plus souvent été altérée en carbonates de zinc (smithsonite et hydrozincite). La fluorine a été signalée par

J. Gabilly (1958) à l'Aujardière et à la Roussière (Verruyes). La barytine constitue le minéral le plus abondant. Elle imprègne le sédiment sous forme de baguettes groupées en éventail ou isolées et dispersées au sein du ciment sparitique. Elle peut également constituer des filons-couches le long des joints de stratification et dans les fissures. Le quartz accompagne fréquemment ces minéralisations. Il comble les espaces vides tels que les craquelures situées entre les lamelles de barytine ce qui montre que sa formation est au moins pour partie postérieure à la cristallisation de la barytine. Plus au Sud, en limite de la feuille Saint-Maixent-l'École, les silicifications et les géodes de quartz sont abondantes dans le secteur de la roche d'Exireuil, à proximité des zones fracturées et là où le Pliensbachien repose directement sur le socle paléozoïque.

Concernant le métallotecte de Melle, il était admis encore récemment que les métaux lourds (Pb, Zn) provenaient du lessivage des socles anciens puis de la concentration de ces éléments dans les paléokarsts du Pliensbachien dolomitique (Coiteux, 1983). Des études récentes (Montenat *et al.*, 2006) effectuées sur la côte vendéenne suggèrent que des circulations hydrothermales ont pu s'effectuer à partir du Lias inférieur, ceci en liaison avec l'ouverture du rift de Biscaye.

DOCUMENTATION COMPLÉMENTAIRE

ARCHÉOLOGIE

Les indices archéologiques recensés sur le territoire de la feuille Mazières-en-Gâtine attestent la présence de l'Homme au moins à partir de -250 000 ans av. J.-C.

Paléolithique - Mésolithique. Depuis un demi-siècle, des ramassages de surface effectués sur les communes de Vasles, de Saurais, de Sanxay, de Ménigoute... ont permis de recueillir une abondante industrie lithique (bifaces, lames, grattoirs, burins...) typique du Paléolithique (Acheuléen, Moustérien et Aurignacien) et du Mésolithique (Azilien et Magdalénien) (Germond, 2001). En l'absence d'abris naturels, l'Homme a occupé des sites de plein air comme celui du Terrier du Fouilloux (Saint-Martin-du-Fouilloux), point culminant du département des Deux-Sèvres (279 m), prospecté par l'abbé R. Boone puis par E. Patte, où des centaines de nucléus ont été recueillis. Les outils ont été confectionnés à partir de matériaux divers (silex, chaille et quartz) qui ont pu être ramassés localement - les Chails (les Forges), la Chailerie (Reffannes)... rappellent que les rognons de silex, en nombre dans les altérites de la couverture, ont pu constituer la matière première de bifaces acheuléens - ou ramenés de gisements plus éloignés (région de Saint-Maixent-l'École).

Néolithique. Les indices se limitent à de rares stations (Saint-Pardoux, les Forges, Vasles...) ayant livré des objets plus ou moins nombreux. C'est au Néolithique que se rapportent également deux menhirs (au moins) récemment identifiés au niveau de la ferme de la Veillerie (Soutiers) dans la vallée de la Viette (Germond, 2001). Les matériaux employés pour confectionner ces monolithes sont d'origine locale : l'un, debout, est en diorite quartzique, l'autre, couché, en granite à deux micas.

Âge du Bronze moyen. Cette période n'est connue que par ses productions, à savoir des haches à rebords et des haches à talon (type armoricain et type centre-ouest). Isolées ou rassemblées dans des dépôts, elles démontrent l'existence d'une activité métallurgique en Gâtine poitevine. Toutefois, et bien qu'une fabrication indigène soit avérée par certains indices (mensurations des objets, séries d'objets identiques...), l'emplacement des fonderies reste inconnu. Plusieurs dépôts ont été découverts dont, en 1968, celui du Châtaignier-Morin, situé à proximité du hameau de la Bourrellière (Ménigoute) qui se composait de vingt-huit haches (une à rebords et vingt-sept à talon).

Cette activité métallurgique était basée sur l'utilisation de métaux (cuivre et étain) non disponibles localement. *A priori*, le cuivre pourrait avoir été ramené des Alpes tandis que l'étain aurait pu provenir de gisements bretons (des minéralisations de cassitérite sont connues dans le centre-ouest de la France, en Vendée et en Charente notamment, mais leur exploitation protohistorique n'est pas démontrée).

Période gallo-romaine. En dehors de la voie romaine secondaire qui passait par Rauranum (Rom, Deux-Sèvres), carrefour-routier sur la *via* Poitiers-Saintes, et se dirigeait vers la Vendée en traversant Saint-Georges-de-Noisné, Verruyes, Mazières-en-Gâtine, Saint-Pardoux... les traces d'habitats et d'ateliers ou plus simplement de présence humaine de l'époque romaine sont relativement rares : elles se limitent à des substructions de villae (Augé, la Chapelle-Bâton, Mazières-en-Gâtine, Vausseroux, Vautebis...), à des vestiges de fours à tuiles (Fomperron et Vasles) et de fours de potiers (Ménigoute et Vasles), à des tessons de céramiques et des fragments de tegulae.

Seule la présence du sanctuaire gallo-romain de Sanxay (Vienne), découvert et fouillé par le père C. de La Croix en 1881-83, constitue un élément notable. Construit au I^{er} siècle av. J.-C., ce centre économique, culturel et spirituel, dédié au culte de l'eau, s'étend sur une vingtaine d'hectares dans la vallée de la Vonne. Il se compose de trois principaux monuments : un temple à cella octogonale (4 200 m²), des thermes et un théâtre à arène circulaire qui pouvait accueillir près de 8 000 personnes. S'y ajoutaient des habitations et des hôtels. L'aqueduc qui alimentait en eau le

site était relié à plusieurs sources captées sur les communes de Vasles, de Vautebis, de Ménigoute... Placé sous la protection de Mercure et d'Apollon, Sanxay, lieu de cure et de pèlerinage a été détruit au IV^e siècle.

NB - Des données archéologiques plus précises sont disponibles dans R. Joussaume et J.P. Pautreau (1990) et dans le volume consacré au département des Deux-Sèvres du pré-inventaire intitulé « Carte archéologique de la Gaule » (Hiernard et Simon-Hiernard, 1996). Ce pré-inventaire qui couvre une période comprise entre l'Âge du fer et le début du Moyen-Âge est destiné à recenser les sites protohistoriques et historiques connus sur les communes des différents départements français.

DOCUMENTS ET COLLECTIONS CONSULTABLES

En 2001 est paru dans Géologie de la France, un ouvrage de synthèse consacré à l'histoire hercynienne du Massif vendéen, consultable et téléchargeable gratuitement sur le site : <http://geolfrance.brgm.fr>.

Les échantillons, lames minces et minutes de terrains qui concernent les formations métamorphiques (micaschistes et micaschistes quartzeux à deux micas et grenat ± sillimanite, orthogneiss à biotite ou deux micas et grenat à reliques de HP et orthogneiss diatexitiques, anatexites à cordiérite et sillimanite ± grenat) et les granitoïdes de la feuille Mazières-en-Gâtine sont conservés au Centre d'Interprétation Géologique du Thouarsais où ils peuvent être consultés (Rond-Point du 19 mars 1962 – 79100 Thouars).

SITES CLASSÉS, SITES CLASSIQUES ET ITINÉRAIRES

Les affleurements et points d'observation cités dans le texte de la notice sont signalés sur la carte en tant qu'affleurements remarquables. Ils ne sont cependant pas tous d'un accès facile ou libre. Les bords de route et les nombreuses carrières abandonnées permettent néanmoins des observations aisées.

Sur la feuille Mazières-en-Gâtine, certains sites offrent un intérêt historique, scientifique et pédagogique avéré. C'est le cas, notamment, du chaos du Moulin-Neuf (Ménigoute) qui s'étend de la ferme de Bois Pouvreau au château de la Barre, le long de la Vonne et d'un affluent rive gauche. Outre un amoncellement spectaculaire de blocs et de dalles granitiques où apparaissent parfois des vasques circulaires et profondes à allure de « marmite de géants », ce site permet l'observation, au niveau d'une rupture de pente, d'un modelé de déchaussement enraciné. À l'image des chaos du Boussignoux (Largeasse) et de la Garrelière (Neuvy-Bouin) également développés aux dépens de

granitoïdes hercyniens, le chaos du Moulin-Neuf est un modelé périglaciaire qui témoigne de l'influence des périodes froides et humides du Plio-Quaternaire sur la géomorphologie en Gâtine poitevine (Poncet, 1995).

AUTEURS

Pascal BOUTON, docteur en Géologie, ingénieur géologue à Calligée (Nantes) : terrains anté-mésozoïques situés au Sud-Ouest de la ligne Saint-Pardoux – Saint-Lin et de la faille de Parthenay, formations cénozoïques, évolution tectono-métamorphique, synthèse géodynamique, hydrogéologie (avec la collaboration, pour la commune de Vasles, de Paul-Henri Mondain, docteur en hydrogéologie, ingénieur géologue à Calligée).

Didier PONCET, docteur en Géologie, responsable de la Réserve Naturelle du Toarcien et du Centre d'Interprétation Géologique du Thouarsais (Thouars) : formations métamorphiques situées au Nord-Est de la ligne Saint-Pardoux – Saint-Lin, granitoïdes, évolution tectono-métamorphique, synthèse géodynamique, géologie de l'environnement (risques naturels, substances utiles, gîtes et indices minéraux) et documentation complémentaire.

Patrick BRANGER, docteur en Géologie, professeur de l'Enseignement secondaire : terrains mésozoïques, synthèse géodynamique (Mésozoïque), gîtes et indices minéraux (plomb, barytine).

Jean-Pierre CAMUZARD, docteur en géologie, directeur de la recherche à l'ENGREF, a participé à la description minéralogique des terrains métamorphiques et magmatiques de la région de Saint-Lin et fournit les analyses géochimiques inédites qui s'y rapportent. Il a également rédigé les chapitres consacrés à la géodynamique récente et à l'occupation du sol.

Denis THIÉBLEMONT, docteur en géologie, ingénieur géologue au Bureau de Recherches Géologiques et Minières, a interprété les analyses géochimiques réalisées sur les paléovolcanites.

BIBLIOGRAPHIE

- 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.
- BECAUD M. (2006) – Les Harpoceratinae, Hildoceratinae et Paroniceratinae du Toarcien de la Vendée et des Deux-Sèvres. *Docum. Lab. Géol. Lyon*, n° 162, 2006, 245 p., 23 fig., 48 pl.

- BEECH G.T. (1964) – A Rural society in the Medieval France : the Gâtine of Poitou in XIth and XIIIth centuries, John Hopkins University Press, Baltimore, traduit par A.J Gilabert, 1997, *Les cahiers de la Recherche en Gâtine*, t. 3, Association « patrimoine en Gâtine » éd.
- BERNARD-GRIFFITHS B., GEBAUER D., GRUNENFELDER M., PIBOULE M. (1985a) – The tonalite belt of Limousin (french central Massif): U/Pb zircon ages and geotectonic implications. *Bull. Soc. Géol. France*, 8^e série, t. I, n° 4, p. 523-529.
- BERNARD-GRIFFITHS J., PEUCAT J.J., SHEPPARD S., VIDAL P. (1985b) – 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. Sc. Lett.*, vol. 74, n° 2-3, 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. *Jour. Struct. Geol.*, vol. 1, n° 1, p. 31-42.
- BERTRAND J.M., LETERRIER J., CUNNEY M., BROUAND M., STUSSI J.M., DELAPERRIERE E., VIRLOGEUX D. (2001) - Géochronologie U/Pb sur zircons de granitoïdes du Confolentais, du massif de Civray-Charroux (seuil du Poitou) et de Vendée. *Géologie de la France*, n° 1-2, 2001, p. 167-189.
- BOUCHEZ J.L., GLEIZES G., DJAOUDI T., ROCHETTE P. (1990) – Microstructures and magnetic susceptibility applied to emplacement kinematics of granites: the example of the Foix pluton (French Pyrenees). *Tectonophysics*, vol. 184, n° 2, p. 157-171.
- BOULLIER A.M., BOUCHEZ J.L. (1978) – Le quartz en rubans dans les mylonites. *Bull. Soc. Géol. France*, 7^e série, 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., 1 carte hors-texte.
- BOUTON P., BRANGER P. (2007) – Notice explicative, Carte géol. France (1/50 000), feuille Coulonges-sur-l'Autize (587). Orléans : BRGM. 134 p. Carte géologique par BOUTON P., BRANGER P. (2007).
- BOUTON P., PONCET D. (1992) – Contexte structural du massif granitique de Neuvy-Bouin (Deux-Sèvres). Carte 1/100 000. ANDRA, Fontenay-aux-Roses.

- BOUTON P., BRANGER P., PONCET D. (1992a) – 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 planches hors-texte.
- BOUTON P., PONCET D., COLCHEN M., VERVIALLE J.P., GROS Y. (1992b) – Attribution au Paléozoïque inférieur de la série métasédimentaire du Haut-Bocage vendéen (segment vendéen de la Chaîne hercynienne, France. In « Paléogéographie et biogéographie de l'Europe occidentale au Paléozoïque », C.G.F.P., Villeneuve d'Asq. Résumé des communications. 2 p.
- BOUTON P., BECAUD M., BESSONNAT G., BRANGER P., VIAUD J.M. (2005) – L'Hettangien de la bordure nord du Bassin aquitain (Vendée, Deux-Sèvres, France). In HANZO M. (coord) : Coll. *L'Hettangien à Hettange, de la science au Patrimoine*, Hettange, 1-3 avril 2005. Nancy, Univ. Henri Poincaré, p. 83-88.
- BOYER-GUILHAUMAUD C. (1974) – Volcanismes acides paléozoïques dans le Massif armoricain. Thèse Doct. Sci, Univ. Paris XI (Orsay), 384 p.
- BRANGER P. (1989) – La marge nord-aquitaine et le Seuil du Poitou au Bajocien : stratigraphie séquentielle, évolution biosédimentaire et paléogéographique. Thèse Univ. Poitiers, 208 p.
- Branger P. (2007) – Nouvelles données biostratigraphiques dans le Sinémurien du Poitou (France). *Nature entre Deux-Sèvres*, 1, p. 18-22.
- BROWN M. (1973) – The definition of metatexis, diatexis and migmatite. *Proc. Geol. Ass.* London, vol. 84, n° 4, p. 371-382.
- BURBAUD-VERGNEAUD M. (1987) – Fracturation et interactions socle-couverture : le seuil du Poitou. Données géologiques. Données de la télédétection infrarouge thermique. Thèse Univ. Poitiers, 202 p.
- CACARIE (1842-1843) – Description géologique du département des Deux-Sèvres. *Mém. Soc. Stat. Deux-Sèvres*, (1), t. VII, p. 197-282.
- CAMUZARD J.P. (1979) – Lecture du paysage en Gâtine (poitevine), Dijon, Doc. INRAP, 61 p.
- CAMUZARD J.P. (2000) – Les sols marqueurs de la dynamique des systèmes géomorphologiques continentaux. Thèse Univ. Caen, 3 vol., 585 p., I à XIII, 140 fig., 39 tabl., 20 pl. h.t. + biblio et doc. Annexes.
- CAMUZARD J.P. (2005) – Les enregistrements pédosédimentaires, marqueurs des séries transgressives de bordure de massif ancien. L'exemple du Lias inférieur (Hettangien) de Saint-Lin (Gâtine poitevine) in Hanzo M. (coord) : Coll. *L'Hettangien à Hettange, de la science au patrimoine*, Hettange, 1-3 avril 2005, Nancy, Univ. Henri-Poincaré, p. 119-122.

- CARPENTIER A. (1941) – Sur les végétaux infraliasiques des environs de Niort. *C. R. Acad. Sci. Paris*, 212, p. 171-173.
- CARPENTIER A. (1947-1949) – Les flores infraliasiques des Deux-Sèvres et de la Vendée. *Ann. Paléont.*, t. XXIII, p. 181-190, t. XXIV, p. 1-16, t. XXV, p. 1-23.
- CHABU M. (1980) – La minéralisation plombo-zincifère et barytique sur la bordure vendéenne du seuil du Poitou (Deux-Sèvres, France). Thèse univ. Poitiers, 83 p.
- CHAMPAGNE A. (2000) – L'artisanat rural en Haut-Poitou (milieu XIV^e siècle, fin XVI^e siècle). Poitiers (CESCM), Thèse, 2 vol., 667 p.
- CHANTRAINE J., AUTRAN A., CAVELIER C. [coordonnateurs] (2003) – Carte géologique de la France à 1/1 000 000 (6^e édit. révisée). BRGM, Orléans.
- CHARTRON C., COSSMANN M. (1902) – Note sur l'Infralias de la Vendée et spécialement sur un gisement situé dans la commune du Simon-la-Vineuse. *Bull. Soc. Géol. France*, 4^e sér., t. 2, p. 163-203, 2 pl.
- CHATEAUNEUF J. (1977) – Nouvelle contribution de la palynologie à la datation du Tertiaire continental de la Brenne. *Bull. BRGM*, I (4), p. 353-355.
- COITEUX S. (1982) – Le métallotecte de Melle (Deux-Sèvres) : contexte sédimentaire et minéralisation. Thèse univ. Poitiers, 132 p.
- COLCHEN M., ROLIN P., STUSSI J.M. (1997) – Le socle hercynien du seuil du Poitou. Journées Scientifiques ANDRA-CNRS, Poitiers, 13-14 octobre 1997, p. 23.
- COSSMANN M. (1903) – Note sur l'Infralias de la Vendée et des Deux-Sèvres. *Bull. Soc. Géol. France*, (4), t. III, p. 497-545.
- CUBAYNES R., FAURE P., HANTZPERGUE P., PELISSIE T., REY J. (1989) – Le Jurassique du Quercy : unités lithostructurales, stratigraphie et organisation séquentielle, évolution sédimentaire. *Géologie de la France*, 3, p. 33-62.
- CUNY M., STUSSI J.M., BROUAND M. (1992) – Géochimie des granitoïdes vendéens. Rap. Int. ANDRA (RP CRE 92-001), 188 p.
- CUNY M., BROUAND M., DAUTEL D., STUSSI J.M., MICHARD A., GROS Y., PONCET D., BOUTON P., COLCHEN M., VERVIALLE J.P. (1993a) – Géochimie et géochronologie U/Pb des diorites quartziques du Tallud et de Moncoutant : nouveaux arguments pour une extension de la « Ligne Tonalitique Limousine » en Vendée. *C. R. Acad. Sci., Fr.*, Paris, 316, p. 1383-1390.
- CUNY M., STUSSI J.M., BROUAND M., DAUTEL D., MICHARD A., GROS Y., PONCET D., BOUTON P., COLCHEN M., VERVIALLE J.P. (1993b) – Géochimie et géochronologie U/Pb du pluton granitique de Neuvy-Bouin (Haut Bocage vendéen) : un exemple de corps plutonique polyphasé. *C. R. Acad. Sci.*, Paris, 317, p. 219-226.

- CUNEY M., BROUAND M., STUSSI J.M. (2001) – Le magmatisme hercynien en Vendée. Corrélations avec le socle du Poitou et l'Ouest du Massif central français. *Géologie de la France*, n° 1-2, 2001, p. 137-142.
- DAO P.C.K. (1981) – Contribution à la connaissance géologique de la Gâtine de Parthenay (Deux-Sèvres, France). Thèse Univ. Poitiers, 91 p., 1 carte 1/50 000 hors-texte.
- DEBON F., LE FORT P. (1988) – A cationic classification of common plutonic rocks and their magmatic associations: principles, method, applications. *Bull. Min.*, vol. 111, n° 6, p. 493-510.
- DHOSTE M. (1967) – A propos d'une enclave à noyau péridotique du granodiorite des Cerqueux-de-Maulévrier (Deux-Sèvres). *Trav. Inst. Géol. Anthropol. Préhist. Fac. Sc. Poitiers*. VIII, p. 107-117.
- DHOSTE M. (1980) – Les granitoïdes de la moitié nord du département des Deux-Sèvres : pétrographie, minéralogie, chimie de la moitié est de l'axe « Nantes-Parthenay », des massifs de Moncutant et de Neuvy-Bouin. Thèse Doct. Sci., Univ. Poitiers, 493 p., 1 carte 1/100 000 hors-texte.
- DHOSTE M., ILDEFONSE P., COUBES L. (1985) – Carte géologique à 1/50 000, n° 565, Parthenay (1^{re} édition). BRGM, Orléans.
- DIDIER J., LAMEYRE J. (1971) – Les roches granitiques du Massif central français. In Symposium Jean JUNG « Géologie, géomorphologie et structure profonde du Massif central français », édité. Plein-Air, Clermont-Ferrand, p. 133-155.
- DUTHOU J.L., CANTAGREL J.M., DIDIER J., VIALETTE Y. (1984) – Paleozoic granitoïds from the french Massif central: age and origin studied by ⁸⁷Rb-⁸⁶Sr system. *Phys. Earth Planet. Inter.*, vol. 35, n° 35, p. 131-144.
- FOURNIER A. (1888) – Document pour servir à l'étude géologique du détroit poitevin. *Bull. Soc. Géol. Fr.*, 3^e sér., t. 16, p. 113-181.
- GABILLY J. (1958) – Remarques préliminaires sur le Lias des environs de Mazières-en-Gâtine (Deux-Sèvres). *C. R. som. Soc. Géol. Fr.*, 1958, 8, p. 170-174.
- GABILLY J. (1960) – Les faciès du Lias inférieur et moyen de la bordure sud-ouest du Massif vendéen. *C. R. Acad. Sci.*, t. 251, p. 1540-1542.
- 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 E. (1974) – Journées d'étude et excursion en Poitou du Groupe Français d'Etude du Jurassique. *Lab. Géol. Sédim. et Paléobiol., Univ. Poitiers*, 14 p., 34 fig.
- GABILLY J., CARIOU E., HANTZPERGUE P. (1985) – Le détroit 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 E., BRILLANCEAU A., COLCHEN M., DUCLOUX J., DUPUIS J., MOREAU P., HANTZPERGUE P., SANTALLIER P., TERS M. (1997) – Poitou-Vendée-Charentes. Guides géologiques régionaux. Masson, Paris, 220 p., 8 pl., 121 fig.
- GAPAIS D., BALE P., CHOUKROUNE P., COBBOLD P.R., MAHJOUB Y., MARQUER D. (1987) – Bulk kinematics from shear zone patterns : some field examples. *Jour. Struct. Geol.*, vol. 9, n° 5-6, p. 635-646.
- GERMOND G. (2001) – Les Deux-Sèvres préhistoriques. La Crèche, Geste, 315 p.
- GLANGEAUD P. (1895) – Le Jurassique à l'Ouest du plateau central : contribution à l'histoire des mers jurassiques dans le bassin de l'Aquitaine. *Bull. Service Carte Géologique Fr.*, T. VIII, n° 50, 255 p., 10 cartes.
- GODARD G. (2001) – The Les Essarts eclogite-bearing metamorphic Complex (Vendée, southern Armorican Massif, France): Pre-Variscan terrains in the Hercynian belt? *Géologie de la France* n° 1-2, 2001, p. 19-51 + 2 cartes géologiques hors-texte.
- GODARD G., CHEVALIER M., BOUTON P., MOUROUX B. (1994) – Un fleuve Yprésien du Berry à la Vendée, témoin de l'évolution paléogéographique et tectonique du Centre-Ouest de la France au Cénozoïque. *Géologie de la France*, n° 4, 1994, pp. 35-56.
- GOUDEAU M. (1978) – Les dépôts détritiques du Pliensbachien sur bordure sud-est du Massif vendéen (étude stratigraphique et sédimentologique). Thèse Univ. Poitiers.
- GRACIANSKY P.A., HARDENBOLD, JACQUIN T. (1998) – Mesozoic and Cenozoic sequence stratigraphy of european basins. *SEPM Spec. Publ.* 60, 786 p., 8 tab.
- GUINEBERTEAU B. (1984) – Le massif granitique de Mortagne-sur-Sèvre. Structure, mise en place, distribution de U-Th-K. Thèse Univ. Nantes, 218 p.
- HALLAM A. (1992) – Phanerozoic sea-level changes. In "The perspective in Paleobiology and Earth History series". New York, Bottjer D.J., Bambach R.K., 266 p.
- HIERNARD J., SIMON-HIERNARD D. (1996) – Carte archéologique de la Gaule. Les Deux-Sèvres. Paris, Académie des Inscriptions et Belles-Lettres/Ministère de la Culture/Ministère de l'Enseignement Supérieur et de la Recherche, 399 p.
- HOSLIN C.A. (1857) – Mémoire sur les gisements calcaires des Deux-Sèvres et sur les moyens de les utiliser pour l'agriculture et les constructions. *Mém. Soc. Stat. Deux-Sèvres*, (1), XIX, p. 69-116.
- JOUSSAUME R., PAUTREAU J.P. (1990) – La préhistoire du Poitou. Rennes, Ouest-France, 599 p.

- LAGARDE J.L., CAPDEVILA R., FOURCADE S. (1992) – Granites de collision continentale : l'exemple des granitoïdes carbonifères dans la Chaîne hercynienne ouest-européenne. *Bull. Soc. Géol. Fr.*, 8^e série, t. 163, n° 5, p. 597-610.
- LAMEYRE J., AUTRAN A. (1980) – Les granitoïdes de France. In 26^e C.G.I., Paris, colloque C7 « Geology of Europe from Precambrian to post-hercynian sedimentary basins », BRGM, Orléans, p. 53-97.
- LARY (1841) – De la marne. *Journal de la Société d'Agriculture et des Comices Agricoles du Département des Deux-Sèvres*. (4), p. 125-132.
- LA ROCHE (DE) H. (1965) – Sur l'existence de plusieurs faciès géochimiques dans les schistes paléozoïques des Pyrénées luchonaises. *Geol. Rundsch.*, vol. 55, n° 2, p. 274-301.
- LEDRU P., LARDEAUX J.M., SANTALLIER D., AUTRAN A., QUENARDEL J.M., FLOC'H 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^e série, t. V, n° 3, p. 605-618.
- LE TOUZE DE LONGUEMAR M.A. (1870) – Études géologiques et agronomiques sur le département de la Vienne. Poitiers, A. Dupré, 496 p.
- LE TOUZE DE LONGUEMAR M.A. (1874-75) – Compte rendu de diverses excursions géologiques dans les départements des Deux-Sèvres et de la Vendée, à la fin de l'année 1874. *Bull. Soc. Stat. Deux-Sèvres*, II, p. 275-306.
- LOUGNON J., HORON O. (1963) – Contribution à l'histoire géologique du détroit poitevin vue d'un point particulier de ce détroit : 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 J. (1974) – Persistance d'une série granulitique au cœur du Massif central français. Thèse, Univ. Nantes, 207 p.
- MATHIEU G. (1937) – Recherches géologiques sur les terrains paléozoïques de la région vendéenne. Thèse Doct. Sci., Lille, 2 vol., 321 p. et 92 p., 20 planches.
- MATHIEU G. (1942) – Révision de la feuille de Niort au 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. (1958) – Révision du Primaire de la Gâtine de Parthenay et de son encadrement jurassique (feuille de La Rochelle au 1/320 000). *Bull. Serv. Carte Géol. Fr.*, t. LVI, n° 266, p. 61-71.
- MATTE P., HIRN A. (1988) – Seismic signature and tectonic cross section of the variscan crust in western France. *Tectonics*, vol. 7, n° 2, p. 141-155.

- MEGELINK-ASSENAT S. (1983) – Le Lias inférieur de la bordure aquitaine du Massif central français : premières manifestations de l'ouverture de l'Atlantique. *Bull. Centres Rech. Explor. Prod. Elf-Aquitaine*, 7, 1, p. 45-67.
- MOISDON-POUVREAU P. (2005) - Patrimoine industriel des Deux-Sèvres. Poitiers, DRAC Poitou-Charentes (Indicateurs), 286 p.
- MONTENAT C., BESSONNAT G., ROY C. (2006) – Manifestations précoces du rift de Biscaye au Lias inférieur sur la marge Sud-Armoricaine (Talmont-Saint-Hilaire, Vendée, Ouest France). *C. R. Geoscience* 338 (2006) p. 272-279.
- MOREAU P. (1962) – Étude géologique des vallées de la Sèvre, du Lambon, de l'Hermitain. Etude de la minéralisation. DES, Poitiers, 263 p. [+ planches].
- MIYASHIRO A. (1974) – Volcanic rock series in island-arcs and active continental margins. *Am. J. Sci.*, 274, p. 321-355.
- PATTE E. (1953) – L'extension du Sénonien dans la Gâtine de Parthenay et dans la vallée du Clain. *C. R. som. Soc. Géol. Fr.*, p. 51.
- PEIFFER M.T. (1986) – La signification de la ligne tonalitique du Limousin. Son implication dans la structuration varisque du Massif central français. *C. R. Acad. Sci.*, Paris, 303, II, 4, p. 305-310.
- PEUCAT J.J., VIDAL P., GODARD G., POSTAIRE B. (1982) – Precambrian U-Pb zircon ages in eclogites and garnet pyroxenites from the south Brittany (France): an old oceanic crust in the west european hercynian belt. *Earth Planet. Sc. Let.*, vol. 60, n° 6, p. 70-78.
- 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^e série, t. II, n° 3, p. 461-469.
- PIN C., VIELZEUF J.J. (1988) – Les granulites de haute pression d'Europe moyenne témoins d'une subduction éo-hercynienne. Implications sur l'origine des groupes leptyno-amphiboliques. *Bull. Soc. Géol. Fr.*, 8^e série, t. IV, n° 1, p. 13-20.
- PLATT J.P., VISSERS R.L.M. (1980) – Extensional structures in anisotropic rocks. *Jour. Struct. Geol.*, vol. 2, n° 4, p. 397-410.
- POIGNAT P. (1997) – Potiers de Gâtine et faïenciers de Parthenay. Poitiers, M. FONTAINE, 104 p.
- 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.
- PONCET D. (1995) – Les chaos granitiques du Pays de Gâtine, élément essentiel du patrimoine géologique des Deux-Sèvres. *Deux-Sèvres Nature Environnement*, n° 24, fasc. 2-3, p. 20-32.

- PONCET D. (2005) – La pierre à bâtir : variétés et sources d’approvisionnement. *In* Le château et les fortifications de Parthenay. Parthenay, Ville de Parthenay, p. 116-123.
- 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*, série C, t. XV, fasc. 1, p. 29-72.
- ROLIN P., COLCHEN M. (2001) – Les cisaillements hercyniens de la Vendée au Limousin. *Géologie de la France*, n° 1-2, p. 87-116.
- ROLIN P., AUDRU J.C., BOUROULLEC I., WYNS R., THIEBLEMONT D., COCHERIE A., GUERROT C., COURTOIS N., BERNARD E. avec la collaboration de CHANTRAINE J., LAMBERT J. ET TERRIER-SEDAN M. (2000) – Notice explicative de la carte géologique à 1/50 000, n° 537, les Herbiers. BRGM, Orléans, 117 p.
- SAUZEAU A. (1842-1843) – Proposition pour le marnage des terres. *Mém. Soc. Stat. Deux-Sèvres*, (1), VII, p. 190-196.
- SIBSON R.H. (1977) – Fault rocks and fault mechanisms. *Jour. Geol. Soc. London*, vol. 133, fasc. 3, p.191-213.
- SIMPSON C. (1985) – Deformation of granitic rocks across brittle-ductile transition. *Jour. Struct. Geol.*, vol. 7, n° 5, p. 503-511.
- STEINBERG M. (1967) – Contribution à l’étude des formations continentales du Poitou (Sidérolithique des auteurs). Thèse Fac. Orsay , Paris, 415 p., 73 fig., 1 carte hors-texte.
- TEILLEUX I. (1836) – Des marnes dans le département des Deux-Sèvres et de leur emploi dans l’agriculture. *Mém. Soc. Stat. Deux-Sèvres*, (1). I, p. 209-216.
- TERS M. (1979) – Les synclinaux paléozoïques et le Précambrien sur la façade occidentale du Massif vendéen. Stratigraphie et structure. *Bull. BRGM*, (2), sect. I, n° 4, p. 293-301.
- THIEBLEMONT D. (1988) – Le magmatisme paléozoïque en Vendée : apport de la géochimie des éléments traces et de la pétrologie du métamorphisme à la compréhension du développement orogénique varisque. Thèse Univ. Paris VI - Doc. BRGM, n° 157, 365 p.
- THIEBLEMONT D., CABANIS B., LE METOUR J. (1987) – Étude géochimique d’un magmatisme de distension intracontinentale : la série bimodale ordovico-silurienne du Choletais (Massif vendéen). *Bull. BRGM, Géologie de la France*, 1, p. 65-76.
- THIEBLEMONT D., CHEVREMONT P., CASTAING C., FEYBESSE J.L. (1994) – La discrimination géotectonique des roches magmatiques basiques par les éléments traces : réévaluation d’après une base de données et application à la chaîne panafricaine du Togo. *Geodinamica Acta*, Paris, 7, 3, p. 139-157.

- THIÉBLEMONT D., GUERROT C., LE METOUR J., JEZEQUEL P. (2001) – Le complexe de Thouars-Cholet : un ensemble volcano-plutonique cambrien moyen au sein du bloc précambrien des Mauges. *Géologie de la France*, n° 1-2, 2001, p. 7-17.
- VALENSI (1954) – Confirmation de l'âge jurassique moyen des silex de la région de Bressuire (Deux-Sèvres). *Ann. Univ. Poitiers*, 1955, 2, 5, p. 295. Actes du 73^e Congrès de l'AFAS, Poitiers.
- WAARD (DE) D. (1965) – A proposed subdivision of the granulite facies. *Amer. Jour. Sc.*, 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. (1903a) – Notice explicative de la carte géologique à 1/80 000, n° 142, Niort (1^{re} édit.), 6 p. Serv. Carte Géol. France.
- WELSCH J. (1903b) – Étude des terrains du Poitou dans le détroit poitevin et sur les bords du massif ancien de la Gâtine. *Bull. Soc. Géol. Fr.*, (4), t. III, n° 3, p. 797-881.
- WELSCH J. (1903c) – Études des dislocations du Poitou, dans le Détroit poitevin et sur les bords du massif ancien de la Gâtine. *Bull. Soc. Géol. Fr.*, (4), t. III, n° 3, p. 882-943.
- WINKLER H.G.F. (1974) – Petrogenesis of metamorphic rocks. Edit. Springer-Verlag, Berlin, 320 p.
- WYNS R. (1980) – Contribution à l'étude du Haut-Bocage vendéen : le Précambrien et le Paléozoïque dans la région de Chantonnay. 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, 2 planches hors-texte, 60 p.
- WYNS R., LABLANCHE G., LEFAVRAIS-RAYMOND A., BRESSON G., BIRON R. (1988) – Carte géologique à 1/50 000, n° 563, Chantonnay (1^{re} édit.). BRGM, Orléans.
- WYNS R., LARDEUX H., WEYANT M. (1989) – Présence de Dévonien dans le Groupe de Réaumur (synclinal de Chantonnay, Vendée) : conséquences sur l'évolution géodynamique varisque de la Vendée. *C. R. Acad. Sc. Paris*, série II, t. 308, p. 855-860.
- ZEILLER R. (1911) – Note sur quelques végétaux infraliasiques des environs de Niort. *Bull. Soc. Géol. Fr.*, 4^e sér., t. 11, p. 321-328, 1 pl.

Cartes géologiques à 1/80 000

Feuille *Niort* (n° 142)

1^{re} édit., par J. Welsch (1903).

2^e édit., par G. Mathieu et P.A. Gillard (1931-1941).

3^e édit., par G. Mathieu, J. Gabilly, E. Cariou et P. Moreau (1966).

Feuille *la Roche-sur-Yon* (n° 130)

1^{re} édit., par F. Wallerant (1892).

2^e édit., par G. Mathieu (1949).

Feuille *Bressuire* (n° 131)

1^{re} édit., par A. Fournier et F. Wallerant (1900).

2^e édit., par G. Mathieu et G. Waterlot (1958).

DOCUMENTS CONSULTÉS

Comité de la Carte géologique de France (1997) – Notes d'orientation pour l'établissement de la carte géologique à 1/50 000. Techniques et méthodes. Ed. BRGM, P. Andreieff, éditeur, 3^e édition, 255 p.

Comité départemental de spéléologie des Deux-Sèvres (1979 ?) – Sous les Deux-Sèvres. Edit. C.N.D.P./C.D.D.P des Deux Sèvres. 69 p.

Comité français de Stratigraphie (1997) – Stratigraphie, terminologie française. Bull. Centres Rech. Explor. Prod. Elf Aquitaine, J. Rey, coordonnateur, Mém. 19. Pau, 164 p.

Groupe français d'étude du Jurassique (1997) – Biostratigraphie du Jurassique ouest-européen et méditerranéen : zonations parallèles et distribution des invertébrés et microfossiles. Cariou E., Hantzpergue P. coord. Bull. Centre Rech. Elf Explor. Prod., Mém. 17, 440 p., 6 fig., 79 tabl., 42 pl.

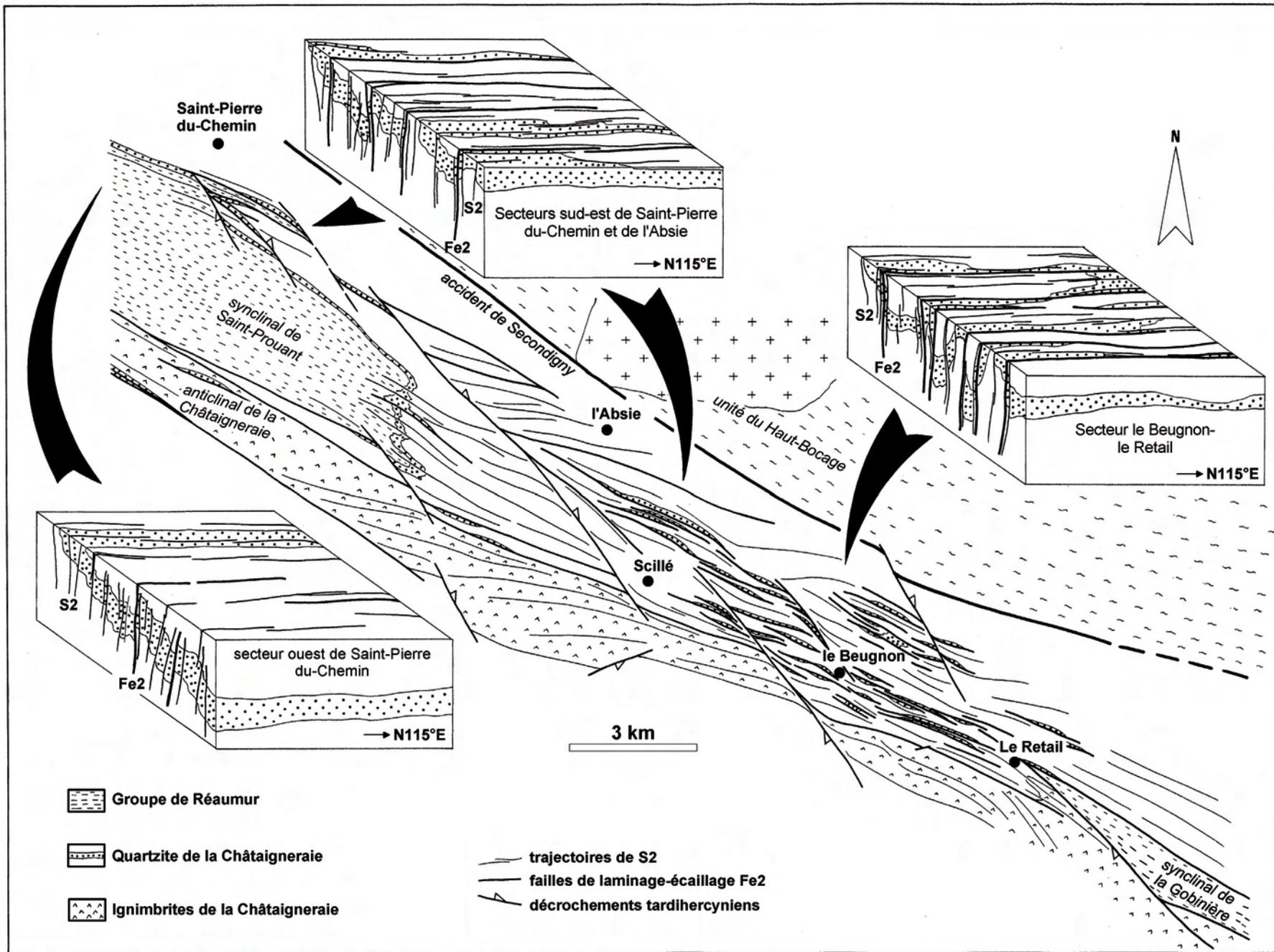
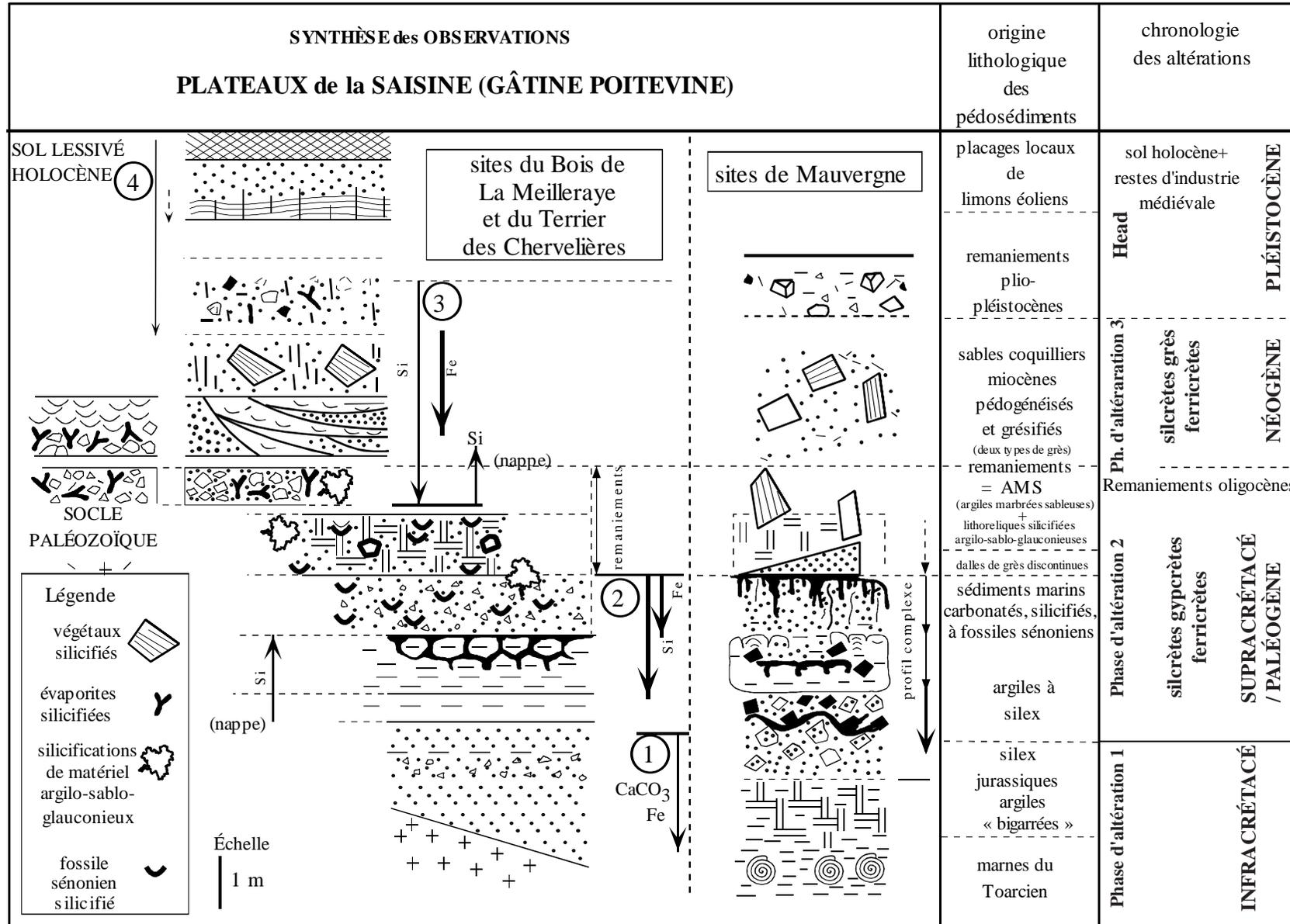


Fig. 7 - Évolution de l'expression cartographique de la déformation D2 au Nord-Est de l'Unité de Chantonnay (d'après Bouton, 1990, adapté)



J-P Camuzard / dessin F. Lambert 1998

Fig. 15 - Chronologie des différentes phases d'altération, de remaniement et de pédognèse enregistrées dans les formations superficielles du Complexe de Salboire selon Camuzard (2000)

Les utilisateurs de cette carte sont priés de faire connaître au Service géologique national (Secrétariat de la Carte géologique) les erreurs ou omissions qu'ils auront pu constater.

Il sera tenu compte de leurs observations dans la prochaine édition.

Échelle 1/50 000





MAZIÈRES-EN-GÂTINE

La carte géologique à 1/50 000
 MAZIÈRES-EN-GÂTINE est recouverte
 par les coupures suivantes
 de la Carte géologique de la France à 1/80 000 :
 au nord : BRESSUIRE (N° 131)
 au sud : NIORT (N° 142)

	Moncoutant	Parthenay	Mirebeau- en-Poitou
	Coulonges- sur-l'Autize	MAZIÈRES- EN-GÂTINE	Poitiers
	Niort	Saint- Maixent- l'École	Luzignan