

CARTE GÉOLOGIQUE DE LA FRANCE À 1/50 000

MONTREUIL- BELLAY

par

J.-M. JOUBERT, D. THIÉBLEMONT, G. KARNAY,
R. WYNS, D. PONCET

MONTREUIL-BELLAY

La carte géologique à 1/50 000
MONTREUIL-BELLAY
est recouverte par la coupe
SAUMUR (N° 512)
de la carte géologique
de la France à 1/80 000

Thouarce	Saumur	Chinon
Vihiers	MONTREUIL- BELLAY	Loudun
Bressuire	Thouars	Lancolère



MINISTÈRE DE LA RECHERCHE
ET MINISTÈRE DE L'ÉCONOMIE,
DES FINANCES ET DE L'INDUSTRIE
BRGM - SERVICE GÉOLOGIQUE NATIONAL
B.P. 6009 - 45060 ORLÉANS CEDEX 2 - FRANCE



**NOTICE EXPLICATIVE DE LA FEUILLE
MONTREUIL-BELLAY À 1/50 000**

par

**J.-M. JOUBERT, D. THIÉBLEMONT, G. KARNAY,
R. WYNS et D. PONCET
avec la collaboration de
J. LAMBERT**

2000

*Editions du BRGM
Service géologique national*

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

-pour la carte : JOUBERT J.-M., THIÉBLEMONT D., KARNAY G, WYNS R. (2000) - Carte géol. France (1/50 000), feuille Montreuil-Bellay (512). Orléans : BRGM. Notice explicative par J.-M. JOUBERT, THIÉBLEMONT D., KARNAY G, WYNS R. (2000), 116 p.

-pour la notice : JOUBERT J.-M., THIÉBLEMONT D., KARNAY G, WYNS R., PONCET D. (2000)- Notice explicative, Carte géol. France (1/50 000), feuille Montreuil-Bellay (512). Orléans : BRGM, 116 p. Carte géologique par J.-M. JOUBERT, THIÉBLEMONT D., KARNAY G, WYNS R. (2000).

© BRGM, 2002. 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 : 2-7159-1512-8

SOMMAIRE

RESUME - ABSTRACT	5-7
INTRODUCTION	11
<i>SITUATION GÉOGRAPHIQUE</i>	11
<i>CADRE GÉOLOGIQUE</i>	11
<i>CONDITIONS D'ÉTABLISSEMENT DE LA CARTE</i>	15
DESCRIPTION DES TERRAINS	16
<i>TERRAINS NON AFFLEURANTS</i>	16
<i>TERRAINS AFFLEURANTS</i>	17
FORMATIONS PLUTONIQUES ET VOLCANIQUES PALÉOZOÏQUES	17
FORMATIONS MÉTAMORPHIQUES DU SOCLE ANTÉ-MÉSOZOÏQUE	43
FORMATIONS SÉDIMENTAIRES ET ALTÉRATIONS POST-PALÉOZOÏQUES	52
CONDITIONS DE FORMATION DES ENTITÉS GÉOLOGIQUES 71	
ÉVOLUTION TECTONO-MÉTAMORPHIQUE	74
SYNTHÈSE GÉODYNAMIQUE RÉGIONALE	76
GÉOLOGIE DE L'ENVIRONNEMENT	78
<i>SUBSTANCES UTILES, CARRIÈRES</i>	78
<i>RESSOURCES EN EAU</i>	82
<i>RISQUES NATURELS</i>	85
DOCUMENTATION COMPLÉMENTAIRE	86
<i>SITES CLASSÉS ET ITINÉRAIRES GÉOLOGIQUES</i>	87
<i>DOCUMENTS ET COLLECTIONS CONSULTABLES</i>	88
<i>BIBLIOGRAPHIE</i>	89
AUTEURS	94
ANNEXES	
<i>ANNEXE 1 - PRINCIPAUX SONDAGES DE LA FEUILLE MONTREUIL-BELLAY</i>	97
<i>ANNEXE 2 - ANALYSES DE ROCHES MAGMATIQUES DE LA FEUILLE MONTREUIL-BELLAY</i>	105
<i>ANNEXE 3 - LOCALISATION ET DESCRIPTIONS PÉTROGRAPHIQUES DES ROCHES ANALYSÉES</i>	107

LISTE DES FIGURES

Fig. 1 - Localisation de la partie socle de la feuille Montreuil-Bellay	12
Fig. 2 - Diagramme SiO_2 vs. K_2O pour les roches des différents épisodes magmatiques acides de la feuille Montreuil-Bellay	24
Fig. 3 - Diagramme SiO_2 vs. A/CNK pour les microgranites de Thouars et les rhyolites du Choletais	25
Fig. 4 - Diagramme SiO_2 vs. FeO_t/MgO pour les roches des différents épisodes magmatiques acides de la feuille Montreuil-Bellay	26
Fig. 5 - Spectres multi-élémentaires normés au Manteau primordial pour les rhyolites, dacites et andésites de la formation des rhyolites du Choletais	28
Fig. 6 - Diagramme Zr vs. $(\text{Nb}/\text{Zr})_N$ pour les roches des différents épisodes magmatiques acides de la feuille Montreuil-Bellay	29
Fig. 7 - Diagramme SiO_2 vs. FeO_t/MgO pour les roches basiques et intermédiaires de la feuille Montreuil-Bellay	36
Fig. 8 - Diagramme FeO_t/MgO vs. TiO_2 pour les roches basiques et intermédiaires de la feuille Montreuil-Bellay	37
Fig. 9 - Diagramme $(\text{Th}/\text{Ta})_N$ vs. $(\text{Tb}/\text{Ta})_N$ pour les metabasaltes et tufs de la Formation de Beaupreau, les gabbros de Massais, les diorites et tonalites hybrides et les microgranites de Thouars	38
Fig. 10 - Spectres de terres rares normés aux chondrites pour la granodiorite de la Mouclerie et les lamprophyres de la carrière de Ligron	40
Fig. 11 - Spectres multi-élémentaires normés au Manteau Primordial pour la granodiorite de la Mouclerie et les lamprophyres de la carrière de Ligron	42
Fig. 12 - Spectres de terres rares normés aux chondrites pour un filon rhyolitique intercalé dans le Groupe des Mauges et une métadolérite de la Formation de Beaupreau	44
Fig. 13 - Spectres multi-élémentaires pour un filon rhyolitique intercalé dans le Groupe des Mauges	46
Fig. 14 - Coupe lithologique synthétique des formations sédimentaires	<i>(en hors texte)</i>

RÉSUMÉ

Pour sa partie socle, la feuille Montreuil-Bellay couvre le tiers nord de la terminaison orientale du complexe volcanique et hypovolcanique de Cholet-Thouars. Ce dernier est bordé au Nord par l'unité des Mauges, d'âge précambrien probable. Dans cette série, différents ensembles sont reconnus soit, du Sud au Nord :

-un ensemble volcano-sédimentaire sud, au contact du complexe de Cholet-Thouars, incluant des métagrauwackes, des micaschistes quartzeux et des roches volcaniques acides (métadacites et métarhyolites) ;

- un ensemble intermédiaire comprenant essentiellement des micaschistes pélitiques ;

- un ensemble nord incluant des micaschistes pélitiques et des micaschistes quartzeux et une unité métavolcanique basique constituée de schistes amphiboliques et métadolérites (Formation de Beaupreau). Des horizons graphiteux s'observent à tous les niveaux du Groupe des Mauges, mais les plus puissants ont été trouvés au Nord de la feuille. Deux schistosités principales S1 et S2 sont identifiées ; S1 montre une direction N100 à N160

et un fort pendage vers le Sud ou le Sud-ouest. Cette attitude résulte d'un plissement à déversement nord admettant S2 comme plan axial.

La plupart des faciès du complexe de Cholet-Thouars affleurent sur le territoire de la carte Montreuil-Bellay, où ils n'apparaissent jamais déformés : rhyolites du Choletais ; microgranite de Thouars ; gabbro de Massais. La datation à 519 +14/-10 Ma obtenue sur le microgranite situe l'ensemble de ce complexe dans le Cambrien moyen.

Les rhyolites représentent le terme le plus précoce de la suite magmatique ; roches massives de composition dacitique à rhyolitique, elles se sont mises en place sous forme de filons dans les schistes précambriens ; le réseau filonien est extrêmement dense à la limite avec le microgranite, mais s'espace puis disparaît vers le Nord. Cette disposition justifie le regroupement des rhyolites et microgranites dans un même complexe volcanique-hypovolcanique. Le microgranite, roche métallumineuse à biotite subordonnée, évolue localement vers des termes granodioritiques. Il affleure en un vaste massif « axial » en position interne par rapport aux rhyolites et renferme des panneaux et enclaves de rhyolites cornéifiées. Au sein de ce massif, le gabbro de Massais apparaît en pointements kilométriques montrant fréquemment des figures de mélange magmatique avec le microgranite ; ce phénomène peut aboutir à la production de roches hybrides (diorites quartzifères à tonalites). À l'ouest de la feuille, ces faciès hybrides s'individualisent en pointements kilométriques à hectométriques (diorite quartzifère de Bateviande). Le microgranite forme également une bande à la bordure nord-ouest du complexe hypovolcanique - volcanique et qui se

poursuit jusqu'à sa terminaison occidentale (feuille Cholet, n° 510). Outre les pointements intimement liés au microgranite, les roches basiques forment des filons recoupant les microgranites, les rhyolites et les schistes.

Différentes observations témoignent du caractère intrusif et post-tectonique du complexe : présence d'enclaves de Schistes des Mauges plus ou moins cornéifiés au sein du microgranite et filons de microgranite et rhyolite recoupant les schistes à l'emporte-pièce. Sur le territoire de la carte, toute la déformation s'est donc déroulée avant le Cambrien moyen et aucune tectonique varisque n'est apparente.

Au nord du complexe de Cholet-Thouars, la granodiorite de la Mouclerie forme un massif quasi-circulaire intrusif dans les Schistes des Mauges. Son âge à 521 ± 7 Ma est comparable à celui du complexe de Cholet-Thouars, néanmoins, ces caractéristiques géochimiques sont assez différentes.

Des filons de roches potassiques andésitiques à latitiques recoupent très localement les Schistes des Mauges. Un tel magmatisme, de type lamprophyrique, est ubiquiste dans la chaîne hercynienne et généralement daté du Carbonifère supérieur à Permien.

La couverture Mésozoïque à Cénozoïque comprend une série jurassique s'étendant du Pliensbachien à l'Oxfordien, une série Crétacé supérieur (cénomaniennne à sénonienne), un Cénozoïque très réduit et des formations alluviales quaternaires. Le Jurassique affleure dans la partie sud de la carte, transgressif sur le socle, et réapparaît à l'Est, à la faveur d'un accident de direction armoricaine qui se prolonge vers l'Ouest par la faille des Coteaux-du-Layon, et vers l'Est par la faille du Loudunais. La sédimentation est dominée d'abord par des marnes et des calcaires argileux à céphalopodes correspondant à des dépôts marins francs (Toarcien supérieur), puis par des calcaires à silex au Dogger, caractéristiques de l'établissement d'une plateforme carbonatée ; enfin le retour à un milieu marin ouvert dès le Callovien, correspond au dépôt d'un nouvel épisode de calcaires et marnes à céphalopodes. Le Crétacé inférieur est une période d'émersion au cours de laquelle s'élabore une surface d'érosion tronquant la série jurassique et le socle hercynien. Des profils d'altération latéritique se développent sur le Jurassique et sur le socle. La transgression du Crétacé supérieur (Cénomaniennne) recouvre en discordance cartographique le Jurassique et le déborde vers l'Ouest et le Sud où il repose directement sur le socle ; les vestiges des profils d'altération d'âge crétacé inférieur sont localement bien préservés sous la transgression. La sédimentation marine se poursuit du Cénomaniennne jusqu'au Sénonien. A la base du Cénomaniennne les dépôts sont détritiques fins (argiles silteuses) ou grossiers (sables, cailloutis). Puis ils deviennent carbonatés, passant à un faciès crayeux dominant, plus ou moins détritique, depuis la partie supérieure du Cénomaniennne jusqu'au Turonien. La partie supérieure du

Turonien, ainsi que le Sénonien, sont représentés par des sables, des grès et des sables à silex, qui résultent de l'altération au Cénozoïque de faciès initialement carbonatés : craies sableuses avec ou sans silex.

Le Cénozoïque est représenté, à l'Est, par des dépôts continentaux détritiques peu épais (argiles, sables et cailloutis), pénécontemporains des profils d'altération latéritiques sur lesquels ils reposent (sables et sables à silex issus de l'altération du Sénonien). Ces altérations et les dépôts associés se sont développés durant une longue période d'émersion comprise entre le début du Cénozoïque et l'Éocène supérieur. Elles se terminent par des silicifications d'origine pédogénétique (silcrètes) donnant des grès lustrés et des conglomérats (perrons). La période allant du Priabonien au Miocène inférieur n'est pas représentée sur la carte. Au Miocène, la Mer des faluns envahit une partie du territoire de la feuille ; les seuls dépôts préservés sont des sédiments carbonatés bioclastiques d'âge tortonien, en limite nord de la carte. Des cailloutis culminants jalonnent les cours actuels de l'Argenton et du Thouet : ils correspondent aux alluvions d'un ancien réseau hydrographique dont l'âge probable est compris entre le Miocène et le Pléistocène. Durant le Quaternaire, plusieurs niveaux de terrasses alluviales s'étagent le long du cours de ces deux rivières. Ces terrasses sont constituées de sables et de cailloutis contenant souvent des éléments très grossiers.

ABSTRACT

The Montreuil-Bellay map area is underlain by basement rocks forming the northern third of the eastern margin of the Cambrian Cholet-Thouars volcanic-hypovolcanic complex that is bounded to the north by the Mauges Group of probable Precambrian age. The Mauges Group comprises:

- a southern volcano-sedimentary unit along the northern contact of the Cholet-Thouars complex, including metagreywacke, quartz mica schist and acid volcanic rocks, such as metadacite and metarhyolite;
- an intermediate unit composed essentially of pelitic mica schist;

a northern unit including pelitic and quartz mica schist, plus a basic metavolcanic succession made up of amphibole schist and metadolerite (Beaupreau Formation).

Graphitic intervals are observed throughout the Mauges Group, the thickest of which lie to the north of the map area. Two main schistositys, S1 and S2, are identified; S1 has a N100-N160 direction and dips steeply southward or southwestward as a result of overfolding to the north with S2 as the axial plane.

crops out in the southern part of the map area, where it transgresses the basement, and also in the east due to displacement along a fault of Armorican trend that extends westwards into the Coteaux-du-Layon Fault and eastwards into the Loudunais Fault. Sedimentation is dominated by cephalopod-bearing marl and argillaceous limestone corresponding to clearly marine deposits (Late Toarcian), then by flint-bearing limestone (Dogger) marking the establishment of a carbonate shelf. Finally, the return of open marine conditions during the Callovian is again represented by cephalopod-bearing limestone and marl. A period of emergence during the Early Cretaceous gave rise to an erosion surface that truncated the Jurassic succession and Hercynian basement with the subsequent development of lateritic weathering profiles 3/4 the transgressive Late Cretaceous (Cenomanian) deposits lie unconformably on the Jurassic and, to the west and south, directly on the basement, and remnants of the Early Cretaceous weathering profiles are locally well preserved beneath the transgressive deposits. Marine sedimentation took place from the Cenomanian to Senonian. The base of the Cenomanian is marked by fine-grained (silty clay) to coarse-grained (sand, gravel) detrital deposits. The rocks become more carbonate upwards, grading into a dominant, variably detrital, chalky facies from the upper part of the Cenomanian to the Turonian. The upper part of the Turonian and the Senonian is represented by sand, sandstone and flint-bearing sand, resulting from Cenozoic weathering of initially carbonate facies, such as sandy chalk, with or without flint.

The Cenozoic is represented, in the east of the map area, by thin detrital continental deposits (clay, sand and gravel), penecontemporaneous with the underlying lateritic weathering profiles (sand and flint-bearing sand derived from weathering of the Senonian). The weathering and the associated deposits derive from a long period of emergence ranging from the earliest Cenozoic to Late Eocene. The top of the continental deposits are affected by pedogenetic silicification (silcrete), giving rise to lustrous sandstone and conglomerate (perrons). The Priabonian to Early Miocene period is not represented in the map area. During the Miocene, a 'shelly sea' (Faluns) submerged part of the map area; the only remaining deposits are the Tortonian bioclastic carbonates in the far north. Gravel deposits lining the present Argenton and Thouet river beds correspond to the alluvium of a former drainage network, probably active between the Miocene and Pleistocene. Several levels of alluvial terraces, composed of sand and gravel and commonly containing large clasts, developed along the banks of the Argenton and Thouet rivers during the Quaternary.

Most Cholet-Thouars complex facies are exposed within the Montreuil-Bellay map area, where they are not deformed. These include the Choletais rhyolite, Thouars microgranite and Massais gabbro. An age of $519 \pm 14/-10$ Ma obtained on microgranite dates the complex as Middle Cambrian.

The rhyolite is the earliest facies of the magmatic suite. It has a massive texture and dacitic to rhyolitic composition, and was emplaced as veins within the Precambrian schist. The vein pattern is extremely dense near the microgranite contact, but becomes sparser and then disappears northwards. This spatial distribution lies behind the grouping of the rhyolite and microgranite within the same volcanic-hypovolcanic complex.

The microgranite, a metaluminous rock with subordinate biotite, evolves locally into a granodiorite facies. It crops out as a vast 'axial' body that is internal to the rhyolite, and which contains slabs and enclaves of rhyolite subjected to hornfels metamorphism. Within this body, the Massais gabbro forms kilometre-scale outcrops commonly showing evidence of magmatic assimilation of microgranite, and forming hybrid rocks (quartz diorite to tonalite) in places. In the west of the map area, these hybrid facies form 100- to 1000-m size exposures, such as the Bateviande quartz diorite. The microgranite also forms a belt along the northwestern margin of the volcanic-hypovolcanic complex and continuing down to its western edge in the Cholet map area (sheet no. 510). In addition to the microgranite-related outcrops, basic rocks form veins cutting microgranite, rhyolite and schist.

Various observations attest to the intrusive and post-tectonic nature of the complex. For example, enclaves of schists of the Mauges Group Schist, in places showing hornfels metamorphic facies, occur in the microgranite, whilst microgranite veins and rhyolite are seen cutting schist. Deformation in the map area thus occurred before the Middle Cambrian; no evidence of Hercynian tectonism is observed.

To the north of the Cholet-Thouars complex, the Mouclerie granodiorite forms an almost circular body intruding the Mauges Schist Group. Its age (521 ± 7 Ma) is similar to that of the Cholet-Thouars complex, although its geochemical characteristics are rather different.

The Mauges Schist Group is also cut, very locally, by andesitic to trachyandesitic potassic veins. Such magmatism, of lamprophyric nature, is ubiquitous throughout the Hercynian belt and is generally Late Carboniferous to Permian in age.

The Mesozoic to Cenozoic cover comprises Jurassic deposits (Pliensbachian to Oxfordian), Late Cretaceous deposits (Cenomanian to Senonian), a thin Cenozoic succession, and Quaternary alluvium. The Jurassic

INTRODUCTION

SITUATION GÉOGRAPHIQUE

Le territoire de la feuille Montreuil-Bellay s'étend sur trois départements : l'extrémité nord des Deux-Sèvres ; le sud-est du Maine-et-Loire ; le nord-ouest de la Vienne.

Plusieurs régions naturelles correspondent respectivement à chacun des grands ensembles géologiques :

- de Thouars à Nueil-sur-Layon, les micaschistes et les roches éruptives, souvent altérés à leur sommet et recouverts de lambeaux de Cénomaniens, supportent un paysage de bocage peu vallonné dont l'altitude moyenne décroît du Sud-Ouest (100 m NGF) au Nord-Est (60 m NGF) ;
- dans un quadrilatère formé par les Verchers-sur-Layon-Saint-Léger-de-Montbrillais-Saint-Laon-Argenton-l'Eglise, les assises du Crétacé correspondent à une plaine inclinée vers le Nord, d'altitude comprise entre 60 et 40 m NGF ; cette plaine supporte des collines crayeuses (Turonien) atteignant 120 m d'altitude ;
- séparée de l'unité précédente par la faille de Montreuil-Bellay d'orientation WNW-ESE, une plaine tabulaire légèrement surhaussée est formée par les calcaires résistants du Jurassique moyen (50 à 70 m d'altitude) ;
- dans l'angle nord-est de la feuille, une dépression (d'altitude 30 à 40 m) déterminée par l'affleurement des marnes du Jurassique supérieur et des sables et argiles du Cénomaniens, est dominée par la cuesta turonienne qui court de Roiffé (feuille de Loudun, n° 513) à Brézé (feuille de Saumur, n° 485 ; Lecointre *et al*, 1948) : altitude 98 m NGF ;
- les vallées du Thouet et de l'Argenton au centre, de la Dive à l'Est et du Layon à l'Ouest coulant vers le Nord (bassin de la Loire) entaillent les auréoles successives correspondant aux assises décrites. Ces vallées sont étroites et profondes en terrains cristallins (le Thouet à Thouars, l'Argenton à Massais), larges et très évasées au droit des terrains peu résistants du Crétacé où de vastes terrasses alluviales les bordent ; elles sont à nouveau très resserrées au passage des calcaires durs du Jurassique moyen (le Thouet à Montreuil-Bellay et la Dive à La Motte-Bourbon).

CADRE GÉOLOGIQUE

Situé à la limite entre le Massif armoricain et la partie méridionale du Bassin de Paris, le territoire de la feuille Montreuil-Bellay couvre deux ensembles géologiques tout à fait distincts (*cf.* schéma structural) : un socle cristallin anté-mésozoïque et une couverture mésozoïque à cénozoïque.

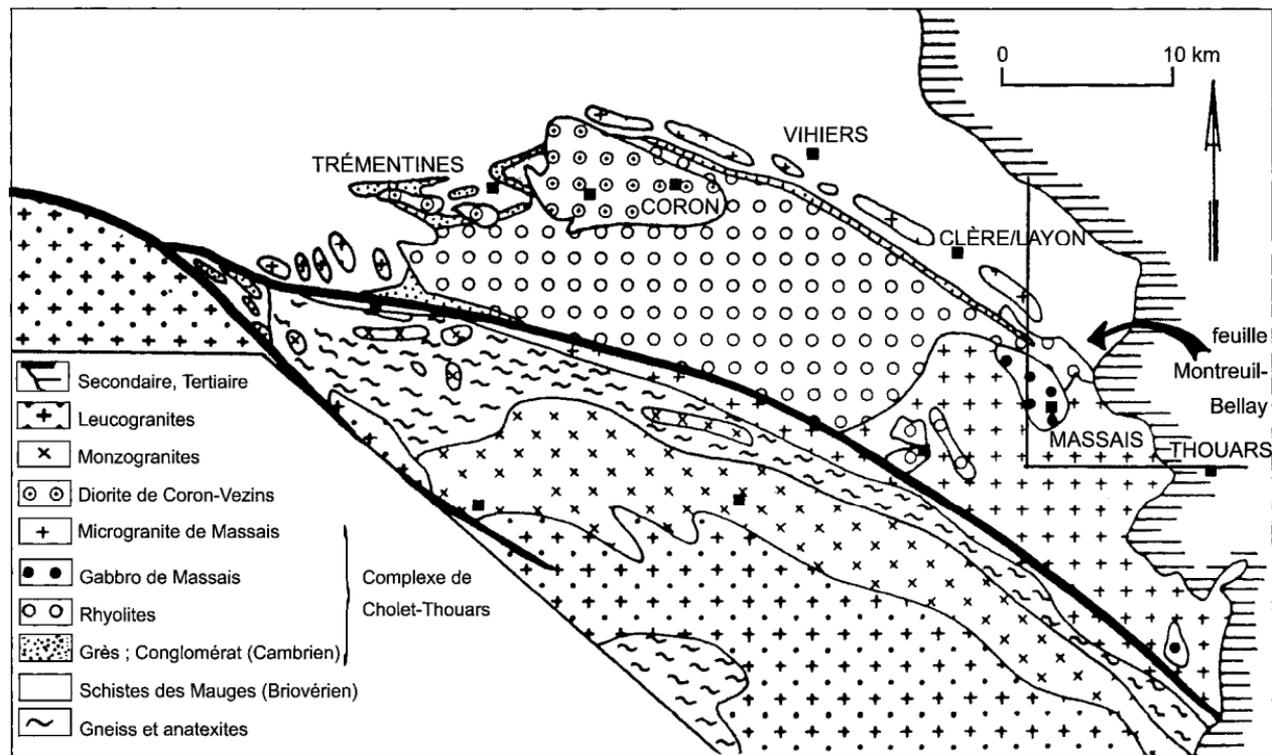


Fig. 1 - Localisation de la partie socle de la feuille Montreuil-Bellay

Socle anté-mésozoïque

Le socle anté-mésozoïque (*cf.* schéma structural), qui occupe le quart inférieur gauche de la feuille, couvre la terminaison nord-orientale du complexe volcanique et hypovolcanique de Cholet-Thouars, anciennement rapporté à la limite Ordovicien-Silurien (Le Métour et Bernard-Griffiths, 1979) et qu'une datation nouvelle situe dans le Cambrien moyen (Thiéblemont et *al.*, 2001). Ce complexe est limité au Nord par l'unité des Mauges, d'âge précambrien probable (Wyns et Le Métour, 1983 ; Wyns et *al.*, 1998). Le complexe de Cholet-Thouars et l'unité précambrienne des Mauges, sur laquelle il repose en contact normal, s'inscrivent dans la zone interne varisque (Autran et Cogné, 1980). Peu affectés par la tectonique varisque, il constituent vraisemblablement l'unité sommitale de l'empilement des nappes de la zone interne (Rolet et *al.*, 1994 ; Wyns et *al.*, 1998). Au Sud, ce bloc cratonique est séparé du domaine migmatitique et granitique de La Tessouale par le cisaillement dextre est-ven-déen, prolongement du cisaillement sud-armoricain (Le Métour, 1979). Vers l'Ouest, il recouvre le complexe cristallophyllien de Champtoceaux, nappe varisque composite associant des roches gneissiques et des metabasites méso-à catazonales (Marchand, 1981). Au Nord-Ouest, il est en contact par faille décrochante avec le bassin dévono-carbonifère d'Ancenis, et au Nord-Est, il est séparé du synclinorium paléozoïque de Saint-Georges-sur-Loire par la faille de Nort-sur-Erdre. Vers l'Est, entre Saint-Georges (feuille Thouarcé, n° 484) et Thouars (feuille Montreuil-Bellay), le bloc des Mauges disparaît sous la couverture sédimentaire mésozoïque à cénozoïque du bassin de Paris.

Le Groupe des Mauges est constitué de micaschistes et métagrauwackes épi- à localement mésozonaux dans lesquels s'intercale une unité métavolcanique basique (Formation de Beaupreau) (Wyns et Le Métour, 1983). Sur le territoire de la feuille Montreuil-Bellay, les Schistes des Mauges se trouvent directement au contact des rhyolites du complexe de Cholet-Thouars (Lecointre et *al.*, 1948). Il en est différemment vers l'Ouest où une bande de terrains détritiques et volcaniques associant des conglomérats, grès, siltstones et un niveau volcanique acide (rhyolites et ignimbrites) s'intercale entre le Précambrien et les rhyolites (Le Métour et Bernard-Griffiths, 1979) (fig. 1). A Cléré-sur-Layon (feuille Vihiers, n° 511), ces formations, dont des faciès pélitiques ont fourni une faune cambrienne à *Paradoxides*, apparaissent reposer en discordance sur les schistes précambriens (Cavet et *al.*, 1966) ; ceci montre l'existence d'une tectonique anté-Cambrien moyen dans le Groupe des Mauges.

Le complexe de Cholet-Thouarsais comprend deux termes principaux :

- les rhyolites du Choletais, formation volcanique dacitique à rhyolitique qui forme une vaste ellipse entre Argenton-Château et Cholet (Santallier, 1964 ; Boyer, 1974 ; Le Métour et Bernard-Griffiths, 1979 ; Thiéblemont, 1988) (fig. 1) ;

- le microgranite de Thouars, qui fait suite aux rhyolites vers l'Est et associe des microgranites et des roches basiques subordonnées (gabbro de Massais) (fig. 1). Le microgranite de Thouars apparaît également selon deux bandes qui s'enracinent à l'Est, dans le massif principal, et bordent les rhyolites au Nord et au Sud (fig. 1). La disposition cartographique d'ensemble, où rhyolites et microgranites se trouvent étroitement associés, comme la transition progressive d'un faciès à l'autre et leurs similitudes minéralogiques et géochimiques ont conduit les auteurs (Santallier, 1964 ; Le Métour et Bernard-Griffiths, 1979 ; Thiéblemont, 1988) à envisager une mise en place lors d'un même épisode magmato-tectonique, ce qui justifie l'appellation de complexe de Cholet-Thouars utilisée ici. La datation du microgranite à 519 ±14/-10 Ma (Thiéblemont et al, 2001) fournit un âge minimal pour l'éruption des rhyolites et situe la mise en place de l'ensemble du complexe dans le Cambrien moyen.

Outre les schistes précambriens, la série détritique paléozoïque et le complexe de Cholet-Thouars, le bloc des Mauges inclut des granitoïdes d'âge carbonifère, bien représentés sur le territoire de la feuille Cholet (massifs de Trémentines, La Renaudière, Coron-Vézins, Chemillé), mais qui n'apparaissent pas sur le territoire de la carte Montreuil-Bellay (Lecointre et al, 1948).

Couverture mésozoïque à cénozoïque

La couverture mésozoïque s'appuie sur les terrains cristallins du Massif armoricain ; elle montre les premières assises du Jurassique que surmontent en discordance cartographique les dépôts transgressifs du Crétacé supérieur. Le Jurassique affleure au Sud et réapparaît largement au Nord, à la faveur d'un important accident d'orientation sud-armoricaine qui prolonge la faille des Côtes-du-Layon et se poursuit à l'Est par la faille du Loudunais. Les dépôts du Crétacé supérieur recouvrent les assises jurassiques et débordent largement vers l'Ouest où ils reposent directement sur le socle.

Le Cénozoïque est peu représenté sur le territoire de la feuille Montreuil-Bellay ; à l'Est les dépôts continentaux argileux et conglomératiques de l'Eocène proviennent du remaniement de formations antérieures et au Nord les dépôts bioclastiques du Miocène marquent la limite méridionale de la mer des faluns.

Le Quaternaire affleure largement, principalement représenté par des formations alluviales disposées en terrasses dont certaines contiennent des fragments métriques de socle.

CONDITIONS D'ÉTABLISSEMENT DE LA CARTE

Les conditions d'affleurement du socle anté-mésozoïque varient fortement d'une lithologie à l'autre. Les roches volcaniques et plutoniques du complexe de Cholet-Thouars affleurent de façon quasi-continue dans la vallée de l'Argenton et le long de rivières de moindre importance (ruisseau de l'étang de Juigny au Sud de la feuille, ruisseau de l'étang des Brunetières et ruisseau de l'étang du Bourg au Sud-Ouest), souvent en falaises surplombant les cours d'eau. La grande carrière de Ligron, à l'Ouest de Thouars, permet d'observer la plupart des faciès plutoniques et volcaniques et les schistes précambriens localement cornéifiés. Les microgranites et roches basiques se présentent très fréquemment en pointements et en boules repoussées sur les bords des champs ou utilisées comme pierres d'ornement. Hors des vallées, les affleurements de rhyolites sont peu nombreux. La granodiorite de la Mouclerie affleure bien dans sa moitié nord, mais assez mal dans sa moitié sud. Les schistes précambriens affleurent largement dans les vallées du Thouet, de l'Argenton et du Layon, le long de laquelle se trouvent également exposées les roches vertes de la Formation de Beaupreau. Les affleurements sont également nombreux vers le hameau de La Lande et au Sud de la D161 et à l'Ouest de Bouillé-Loretz. Le long de la D161 de nombreuses petites carrières désormais abandonnées ont été ouvertes qui permettent d'observer les termes métavolcaniques acides (métadacites) de la série précambrienne. En revanche, les affleurements de schistes sont beaucoup plus ponctuels entre la D161 et la forêt de Brignon, souvent limités à des tranchées recrusées de façon intermittente et des fonds de mare.

Les « pierres volantes » ont été largement utilisées pour compléter l'information donnée par les affleurements. Les microgranites et rhyolites se débitent en blocs décimétriques, souvent très abondants au sein des labours. Entre Cersay et les Vernelles, les rhyolites livrent de très nombreuses pierres volantes, sur les champs comme dans les vignes. Même à l'état de pierres volantes, les schistes sont plutôt rares entre la forêt de Brignon et la D161, ce qui indique une forte altération (argilisation). Dans ce secteur une distinction cartographique fine entre les différents faciès (métagrauwackes, micaschistes gréseux, métapélites ...) s'avère impossible.

La Banque des données du sous-sol (BSS) a été largement consultée et les principaux sondages de la feuille sont signalés dans l'annexe 1.

DESCRIPTION DES TERRAINS

TERRAINS NON AFFLEURANTS

Précambrien : micaschistes quartzeux, phyllades, quartzites

La série précambrienne se poursuit vers le Nord-Est sous les assises mésozoïques comme en témoignent les sondages anciens de Tourtenay (512-7-1) et d'Antoigné (512-3-508) qui l'ont atteint aux cotes respectives de-51 et-73 m NGF.

À Antoigné, les micaschistes présentent un pendage nord de 60°. Le sondage d'Antoigné (512-3-509) situé au Nord du premier a rencontré à la cote - 76 NGF les Grès armoricains (Ordovicien inférieur) affectés d'un pendage nord de 45° et reposant sur les schistes précambriens.

Paléozoïque : Ordovicien à Carbonifère ; Permo-Trias

Les sondages situés dans la vallée de la Dive au Nord d'Antoigné (Antoigné : 512-3-509 déjà cité ; Méron 3 et 4 : 512-4-501 et 512-4-502 ; Épièdes 7 : 512-4-503) ont respectivement atteint les formations suivantes : Antoigné : Ordovicien puis Précambrien ; Méron 3 : Silurien ; Méron 4 : Dévonien supérieur ; Épièdes 7 : Carbonifère.

Cette série paléozoïque serait terminée, dans le secteur d'Épièdes et de Brézé (feuille de Saumur, n°485), par des argiles bigarrées et un conglomérat siliceux attribués au Trias (notice de la feuille Saumur à 1/50 000).

Cette série de sondages anciens a donc permis de prouver la prolongation du bassin houiller d'Ancenis le long de la bordure sud du synclinorium d'Angers, limité en profondeur par la faille de Montreuil-Bellay à Loudun. Ce bassin carbonifère se poursuivrait vers l'Est en direction du bassin d'Arpheuilles (Indre).

Mésozoïque : Sinémuro-Hettangien

Les sondages implantés près de la Motte-Bourbon, en rive gauche de la Dive (512-3-510 à 512), ont recoupé, sous le Toarcien, 2,50 m de calcaire bioclastique gréseux et de poudingues à ciment carbonaté représentant le Pliensbachien (faciès et épaisseur comparable à ceux des affleurements de la région thouarsaise).

Le Pliensbachien repose, dans ces sondages, sur 4,50 m de sédiments dont le détail est le suivant, de haut en bas :

- 0,10 m : calcaire fin, rosé, dont la surface supérieure est usée et perforée ;
- 0,25 m : calcaire détritique noirâtre ;

- 1,30 m : psammite carbonaté argileux ;
- 0,10 m : calcaire fin blanc ;
- 0,10 m : argile compacte panachée rougeâtre ;
- 2,35 m : grès argileux rouge ;
- 0,25 m : poudingue à éléments roulés de socle (micaschiste) et quartz ;
- micaschistes altérés rougeâtres.

En l'absence d'argument paléontologique, il est difficile d'attribuer un âge à cette formation. Cependant, en raison de la concordance stratigraphique avec le Pliensbachien, de la présence de carbonates, et de la similitude de faciès avec des formations connues plus au Sud (Seuil-du-Poitou), un âge probable sinémuro-hettangien a été retenu. Cette formation pourrait être contemporaine des sédiments comparables recoupés dans les sondages anciens situés plus au Nord (Épieds et Brézé) auxquels les auteurs de la notice de la feuille de Saumur avaient attribué un âge triasique.

TERRAINS AFFLEURANTS

Les descriptions des faciès d'altération du socle hercynien ont été regroupées au début du chapitre Crétacé (*in* Altérations du Crétacé inférieur).

FORMATIONS PLUTONIQUES ET VOLCANIQUES PALÉOZOÏQUES

Complexe volcanique - hypovolcanique de Cholet-Thouars (âge Cambrien moyen)

Ensemble plutonique de Massais-Thouars (âge 519 + 14/-10 Ma)

Les roches plutoniques se localisent dans l'angle sud-ouest de la feuille ; parmi elles, le microgranite de Thouars constitue le faciès dominant. Il a été récemment daté à 519 +14/-10 Ma (Thiéblemont et *al*, 2001) sur le territoire de la feuille Vihiers.

Trois modes d'agencement peuvent être distingués :

- le massif « axial », qui se développe largement vers le Sud et l'Ouest, sur les territoires des feuilles Thouars (Dhoste et *al*, 1987) et Vihiers (Thiéblemont, 1988), et comprend des roches plutoniques variées (microgranites, granophyres, gabbros ...) et des enclaves de rhyolite ;
- une bande d'environ 1 km de large, qui limite au Nord une partie de la masse rhyolitique, et se suit sur les cartes Vihiers et Cholet (Le Métour et *al*, 1989), jusqu'à la terminaison occidentale du complexe de Cholet-Thouars (fig. 1).

Cette bande présente de nombreuses enclaves hectométriques à centimétriques de schistes précambriens ;

- des pointements réduits et filons recoupant les schistes ou les enclaves de rhyolite. Notons que la direction de ces filons n'est que très rarement mesurable sur le terrain. Sur la carte nous avons choisi de les aligner parallèlement à la bordure nord du massif axial, ce que suggèrent les rares points d'observation.

Le contact entre le massif axial et la série précambrienne peut être observé sur la rive gauche de l'Argenton. Le microgranite apparaît « sous » une roche (métagrauwaque ou métavolcanite ?) à foliation fortement inclinée vers le Sud ; il recoupe cette foliation à l'emporte-pièce, son toit apparent présentant un léger pendage vers le Nord. La roche foliée est injectée de filonnets de microgranite et a subi un métamorphisme de contact (biotite brune « statique » très abondante). Ceci témoigne du caractère intrusif et post-tectonique du massif axial. Les enclaves de schistes, particulièrement abondantes dans le microgranite de la bande nord (nord de Cersay, secteurs de la Boissotière et de Pied-Roy) et dans un pointement du nord de la Gouraudière (vallée de l'Argenton), témoignent également sans ambiguïté de l'intrusion du microgranite dans les schistes précambriens.

Au sein des rhyolites, le microgranite forme souvent des filonnets. Cette disposition s'observe de façon assez constante dans les panneaux de laves enclavés dans le massif axial (ruisseau de l'Etang de Juigny à l'Ouest de Sainte-Radegonde), elle montre que le microgranite a fait intrusion dans les rhyolites.

Parmi les roches plutoniques du massif axial, les principaux faciès sont un microgranite (microgranite de Thouars) et un gabbro (gabbro de Massais). Ces faciès constituent deux pôles entre lesquels existe une suite de faciès intermédiaires hybrides, qui traduisent un mélange plus ou moins complet entre magmas acides et basiques. Ce phénomène avait été noté par Santallier (1964) qui l'attribuait à une assimilation de gabbros anciens par un magma granitique. L'interprétation en termes de mélange magmatique, qui réactualise la précédente, est due à A. Autran (*in* Le Métour et Bernard-Griffiths, 1979). Sur le territoire de la feuille Montreuil-Bellay, les meilleurs affleurements pour l'observation de ce phénomène se trouvent dans la tranchée de la D759 et le long de l'Argenton, au Sud-Est et au Sud de Massais. Les manifestations les plus évidentes sont des bordures finement interlobées (figures en feuilles de chêne) entre les roches basiques et les roches acides témoignant de l'affrontement entre deux magmas à l'état visqueux. A un stade plus avancé, le mélange se traduit par une invasion plus ou moins intense du matériau basique par le matériau granitique et réciproquement. Près du pôle basique, les diorites quartziques montrent des taches granitiques centimétriques dans un fond gabbroïque. Vers le pôle acide, les tonalites se présentent comme des

granitoïdes blanchâtres à enclaves de minéraux ferro-magnésiens. Pour ce faciès, le mélange n'est pas toujours évident à l'échelle de l'échantillon.

Les figures de mélange magmatique attestent de la contemporanéité des roches acides, basiques et intermédiaires du massif axial. Néanmoins, ceci n'est pas systématique et en plusieurs points on peut observer des filons de roche basique recoupant les microgranites ou l'inverse. Le premier type d'agencement s'observe fréquemment dans les secteurs de Rochefou et Pied-Roy (Nord-Est de Cersay), vers le Moulin Bernard (vallée de l'Argenton), ainsi que le long du ruisseau de l'Étang de Juigny (Ouest de Sainte-Radegonde). Nous l'avons également décrit dans la carrière de la Gouraudière, sur le territoire de la feuille Thouars (Thiéblemont, 1988). Des filons de microgranite recoupant les gabbros s'observent au Sud-Est de Massais, le long de la D759. De même, les masses de gabbro n'apparaissent pas comme des ensembles pétrographiques homogènes ; des faciès variés s'observent (gabbros à grain moyen, gabbros pegmatoïdes, basaltes ...), souvent très localisés, et dont il est généralement impossible de percevoir les relations mutuelles. Les roches plutoniques ne constituent donc pas une intrusion unique, mais un emboîtement de plusieurs phases intrusives. Malheureusement, les conditions d'affleurement ne permettaient pas de distinguer *a priori* différentes générations de roches plutoniques, les faciès ont donc été regroupés par type pétrographique et il conviendra de garder à l'esprit qu'un type peut recouvrir deux générations d'intrusions de même nature pétrographique.

Rhyolites du Choletais

La carte Montreuil-Bellay se place à la terminaison orientale du vaste massif volcanique du Choletais (fig. 1). L'âge Cambrien moyen de cet épisode volcanique est argumenté par la présence de Schistes à *Paradoxides* à la base de la série (Cavet *et al*, 1966) et l'âge de mise en place à 519 ± 14/-10 Ma obtenu sur le microgranite de Thouars (Thiéblemont *et al*, 2001), intrusif dans les rhyolites.

Sur le territoire de la feuille Montreuil-Bellay, les rhyolites montrent trois modes d'agencement :

- un complexe filonien très dense, qui affleure selon une bande de direction NW-SE qui longe la bordure nord de la masse axiale du microgranite de Thouars en s'amincissant progressivement vers le Sud-Est ;
- des filons de puissance métrique, dispersés dans les Schistes des Mauges. Ces intrusions s'observent surtout dans le secteur de Sainte-Radegonde ;
- des panneaux de dimension kilométrique à métrique enclavés dans le microgranite, qui témoignent de l'intrusion de ce dernier dans les rhyolites.

Les études menées dans la partie occidentale du massif volcanique (Santallier, 1964 ; Boyer, 1974 ; Thiéblemont, 1988) ont conduit à définir deux faciès principaux :

- des laves massives noires sub-aphyriques qui en constituent le centre ;
- des laves claires, aux textures variées (rhyolites porphyriques, ignimbrites, brèches ...) qui en forment la périphérie.

Sur le territoire de la feuille Montreuil-Bellay, nous avons observé quatre types de roche :

- la rhyolite sombre et massive décrite par les auteurs précédents ;
- un faciès clair assez monotone et plus ou moins porphyrique ;
- un faciès bréchique qui apparaît très ponctuellement en enclave dans le microgranite axial ;
- un faciès à billes quartzzeuses, d'aspect très comparable aux conglomérats de base de la série cambrienne, qui a été trouvé en dyke au sein des Schistes des Mauges.

Zones cornéifiées : métamorphisme de contact dans les rhyolites du Choletais. Un métamorphisme de contact affecte les faciès sombres enclavés dans le microgranite axial, mais ses effets n'apparaissent qu'à l'observation microscopique. La matrice présente une texture mosaïque à quartz et feldspaths (plagioclase et feldspath potassique) parsemée de minéraux sombres, opaques et/ou hornblende vert olive à bleu vert. Cette hornblende apparaît fréquemment au contact entre les grains opaques et la matrice. Dans un échantillon, une enclave basique apparaît totalement amphibolitisée ; l'amphibole est une hornblende vert olive à bleu vert.

br. Brèche volcanique à fragments acides et basiques. Ce faciès, le seul auquel on puisse, sur le territoire de la carte Montreuil-Bellay, attribuer une origine indubitablement effusive, a été observé au Sud-Ouest de Ligrón, près de la ferme de La Salle. Il est enclavé dans le microgranite axial. La roche est massive, sombre, elle présente des enclaves diffuses verdâtres et des amygdales quartzzeuses, elle est recoupée par des filonnets de microgranite.

Au microscope, des éléments variés semblent coexister et la matrice est souvent difficile à séparer des fragments. Parmi les éléments les plus abondants on observe :

- une lave vitreuse acide à matrice quartzo-feldspathique (plagioclase et feldspath potassique) et rares phénocristaux de plagioclase, comparable au faciès dacitique sombre décrit précédemment ;
- une lave sombre riche en biotite, chlorite et minéraux opaques sur fond quartzo-plagioclasiq ;

-une roche principalement constituée d'épidote avec plagioclase et amphibole. Cette liste n'est pas exhaustive et une étude détaillée reste à faire, néanmoins, les fragments intermédiaires à basiques apparaissent relativement abondants et suggèrent une composition andésitique pour ce faciès. Ceci indique l'existence de roches volcaniques intermédiaires à l'aplomb du microgranite, lors de la montée de ce dernier.

pQtz. Dykes rhyolitiques à billes quartzeuses. Cette roche massive contient de très nombreuses billes centimétriques à pluricentimétriques (maximum 2 à 3 cm de diamètre) de quartz incluses dans une matrice vitreuse. Elle a été observée à l'affleurement en un seul point, au sud de Cersay, dans un fossé situé à 500 m au nord de la ferme du Rueau (il est malheureusement probable que cet affleurement soit rapidement comblé et masqué sous la végétation). Elle forme un banc massif d'épaisseur métrique et d'attitude verticale qui a pu être suivi en pierres volantes jusqu'à la limite ouest de la feuille, révélant ainsi une direction NW-SE. Ce banc est en contact avec les schistes graphiteux au Nord, et avec un filon rhyolitique au Sud. Au Sud de ce filon, les schistes graphiteux réapparaissent. Etrangement, la disposition observée à l'affleurement suggère une mise en place filonienne. Cette hypothèse semble confirmée par l'étude microscopique, qui révèle la présence d'un verre rhyolitique à texture felsitique entre les galets de quartz. Ces observations justifient l'appellation de dyke rhyolitique adoptée pour ce faciès.

D'autres niveaux à billes quartzeuses ont été identifiés (pierres volantes), qui sont circonscrits au complexe filonien rhyolitique compris entre le massif de microgranite « axial » et la bande microgranitique septentrionale (cf. *infra*). Ces dykes particuliers traduiraient l'injection d'un magma acide surchargé en éléments quartzeux ovoïdes dans l'encaissant schisteux. Singulièrement, l'aspect de ces roches est très voisin à celui des conglomérats qui marquent la base de la série volcanique vers l'Ouest (feuille Vihiers, n° 511) (Cavet et *al*, 1966 ; Le Métour et Bernard-Griffiths, 1979).

p. Rhyolites sphérolitiques à granophyriques blanches. Ces roches se distinguent des précédentes par leur teinte claire, gris-clair à blanche. Elles sont généralement peu porphyriques et présentent fréquemment une matrice sphérolitique bien visible à l'œil nu sur les roches patinées. Entre Rochefou et les Vernelles, elles constituent le faciès dominant, aussi les avons-nous distinguées cartographiquement. Comme les faciès sombres, ces rhyolites claires se sont mises en place sous forme de filons recoupant les Schistes des Mauges. A l'époque du levé, cette disposition était bien visible dans les fossés creusés dans le secteur de Chauvineau, au Sud de Rochefou.

L'étude microscopique confirme un caractère nettement rhyolitique : les roches renferment couramment des phénocristaux de quartz et, contrairement aux faciès dacitiques, elles présentent une matrice quartzo-feldspathique très

pauvre en minéraux noirs, ce qui leur confère leur teinte claire. Les phénocristaux les plus abondants sont des plagioclases, automorphes mais parfois corrodés. On trouve également des fantômes de biotite pseudomorphosée par de la chlorite ou des produits opaques. La matrice est fréquemment sphérolitique, plus rarement micropegmatitique ou felsitique. Le zircon est un accessoire assez commun. Dans un échantillon, nous avons observé deux enclaves ovoïdes sombres tout à fait comparables au faciès dacitique décrit précédemment.

ρα. Dacites et rhyolites subaphyriques sombres vitreuses à granophyriques. Le faciès dominant est une roche massive sombre, brun foncé à lie-de-vin en patine, noire à la cassure, qui se débite en parallélépipèdes plus ou moins aplatis. La roche est quasi-aphyrique (seuls quelques phénocristaux millimétriques de feldspath peuvent être observés à l'œil nu) et présente une matrice très fine qui lui confère un aspect vitreux d'obsidienne. A ce faciès sont intimement associés des granophyres bruns à beige foncé. Au sein de la bande principale de rhyolites, les laves sombres constituent le faciès le plus abondant.

De nombreux affleurements montrent qu'elles se sont mises en place sous forme de filons métriques à plurimétriques recoupant les schistes précambriens, ce qui justifie l'appellation de « complexe filonien » précédemment utilisée. Cette disposition est particulièrement évidente le long de l'Argenton, depuis le Moulin de Preuil, jusqu'au site de Baillargeau (Sud-Ouest de la Gouraudière). A proximité du massif microgranitique axial, le réseau de filons est extrêmement dense ; les rhyolites dominent largement. Vers le Nord-Est, ce réseau s'espace, les rhyolites apparaissent alors clairement encaissées dans les schistes. Cette disposition se retrouve dans le secteur de Sainte-Radegonde.

A l'observation microscopique, les roches présentent des matrices toujours très finement cristallisées dont les principaux constituants sont le quartz et les feldspaths (plagioclase et feldspath potassique). Les phénocristaux sont toujours peu abondants et il s'agit quasi-exclusivement de plagioclase automorphe (on trouve également quelques fantômes de ferro-magnésiens). Les textures sphérolitiques, felsitiques et micropegmatites sont communes, mais dans de nombreux cas, la matrice est simplement constituée de minuscules grains de quartz et feldspaths engrenés. Aucune texture indubitablement effusive (brèche, ignimbrite ...) n'a été identifiée, ce qui est cohérent avec un mode de mise en place filonien.

Quelques échantillons présentent un litage traduisant une variation du rapport quartz/feldspaths et l'existence de concentrations d'oxydes. De façon générale, la teinte très sombre des roches traduit la présence de fins minéraux noirs ponctuant la matrice : oxydes opaques, biotite ou amphibole. Différents types d'amphibole ont été observés, des hornblendes (brune, vert-olive à verte

et verte à bleu-vert), de l'actinote et de l'hastingsite probable (la finesse des cristaux rend l'identification difficile). Une amphibole alcaline de la série arfvedsonite-riebeckite est décrite par D. Santallier (1964) dans des laves affleurant au cœur du massif rhyolitique (feuilles Cholet et Vihiers). Ce minéral témoigne d'un chimisme peralcalin, néanmoins nous ne l'avons pas observé sur la feuille Montreuil-Bellay, où les roches sont toujours strictement métalumineuses. Les minéraux accessoires sont l'épidote, le sphène (parfois bien cristallisé) et le zircon. Selon la proportion des minéraux noirs, des compositions plus ou moins acides peuvent être supposées. Dans une lave intersertale, nous avons observé d'assez abondants microlites et microphénocristaux de hornblende associés aux plagioclases, ce qui peut suggérer une composition andésitique.

En général, les compositions apparaissent plutôt dacitiques ou rhyolitiques, bien que, comme le note D. Santallier (1964), le quartz ne s'observe quasiment jamais en phénocristaux. En plusieurs points, les roches apparaissent hétérogènes ; au sein d'un même échantillon on observe des zones claires et des zones sombres intimement associées, qui présentent des textures microlitiques à intersertales et des contours flexueux. Dans quelques échantillons, nous avons trouvé des enclaves centimétriques basiques, mais plus généralement, les roches hétérogènes associent des zones dacitiques et des zones andésitiques. Les roches les plus sombres, de composition andésitique (cf. *infra*), se présentent comme des metabasaltes à amygdales de lave acide ; elles ont été observées à l'WSW de Ligron, au sein d'un panneau kilométrique enclavé dans le microgranite axial. Notons que le levé de la feuille Vihiers (Thiéblemont, levé en cours) a permis de confirmer la présence de laves basiques, au sein de la suite volcanique choletaise.

• **Caractéristiques géochimiques des rhyolites du Choletais.** Des études géochimiques des rhyolites du Choletais ont été publiées par D. Santallier (1964) et D. Thiéblemont (1988). Les roches analysées par ces auteurs ont été échantillonnées à l'ouest du massif volcanique (feuille Cholet) et à la limite entre ce dernier et le microgranite de Thouars (vallée de l'Ouère, feuille Vihiers). Ces investigations ne concernent donc pas directement le territoire de la carte Montreuil-Bellay, néanmoins, nous en rappellerons les conclusions principales afin d'y confronter nos analyses nouvelles.

D. Santallier (1964) établit le caractère essentiellement rhyolitique du volcanisme choletais : les teneurs en SiO_2 s'échelonnent généralement de 68 % à 78 %, deux dacites sont néanmoins identifiées ($\text{SiO}_2 = 62\text{-}63\%$), dont une, prélevée à la limite de la feuille Montreuil-Bellay, est incluse dans le microgranite (échantillon DCH145 de Thiéblemont, 1988). Les laves se définissent comme moyennement à fortement potassiques (fig. 2) et comme métalumineuses à fortement peralumineuses (fig. 3). Ces attributions doivent être prises avec réserves en raison de la forte mobilité

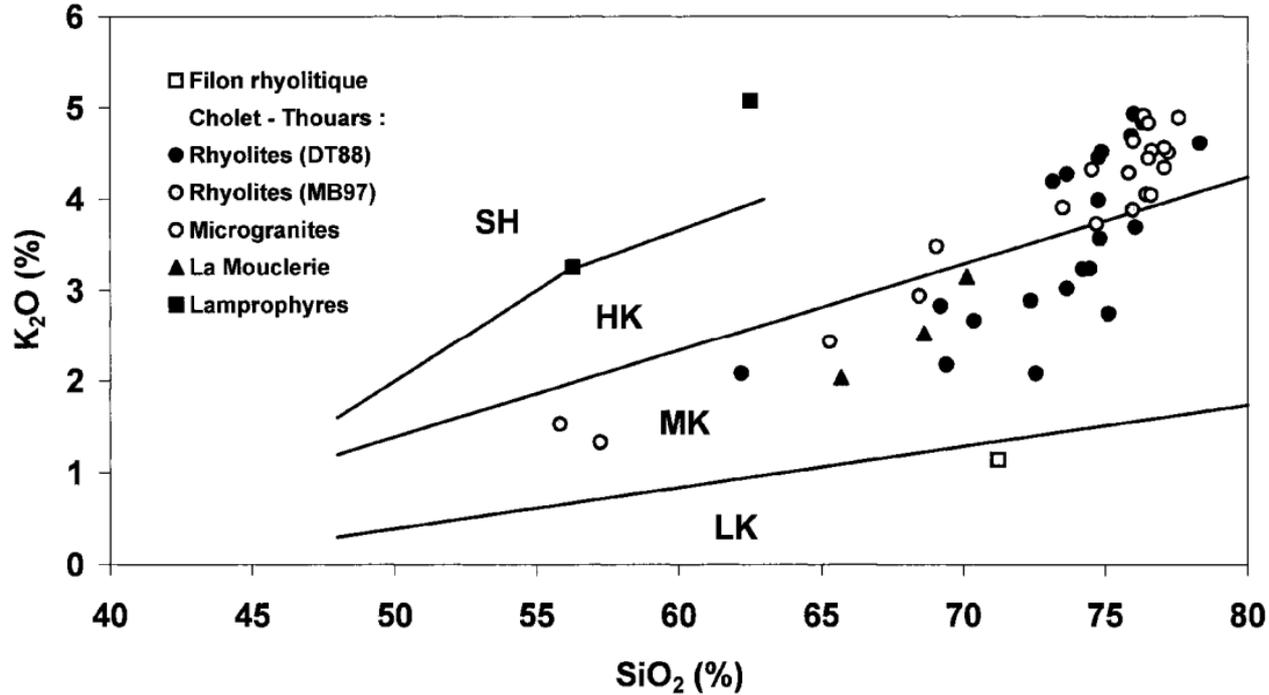


Fig. 2 - Diagramme SiO₂ vs. K₂O (Peccerillo et Taympor, 1976) pour les roches des différents épisodes magmatiques acides de la feuille Montreuil-Bellay. Les ronds pleins correspondent aux analyses publiées par Thiéblemont (1988) et les ronds grisés aux analyses nouvelles obtenues en 1997 au BRGM.

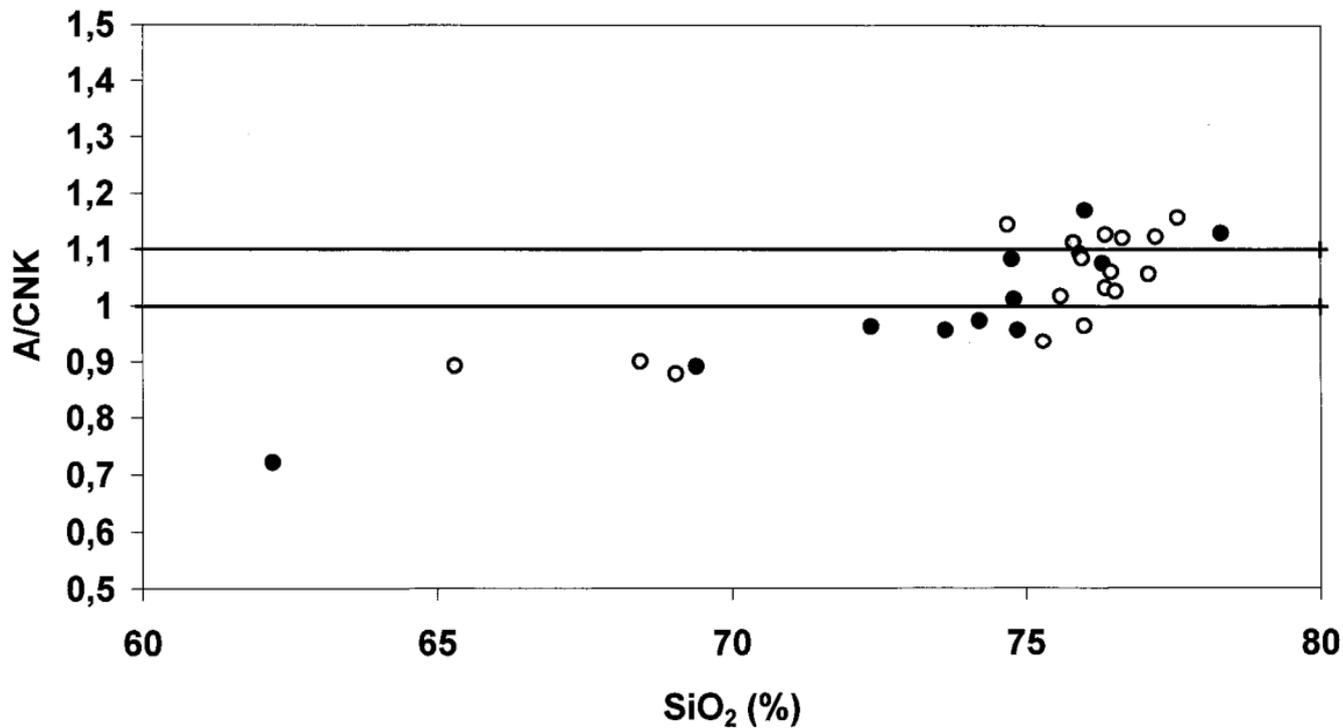


Fig. 3 - Diagramme SiO₂ vs. A/CNK pour les microgranites de Thouars et les rhyolites du Choletais. A/CNK représente l'indice « d'aluminosité » soit : Al₂O₃/CaO + Na₂O + K₂O exprimé en proportions cationiques.

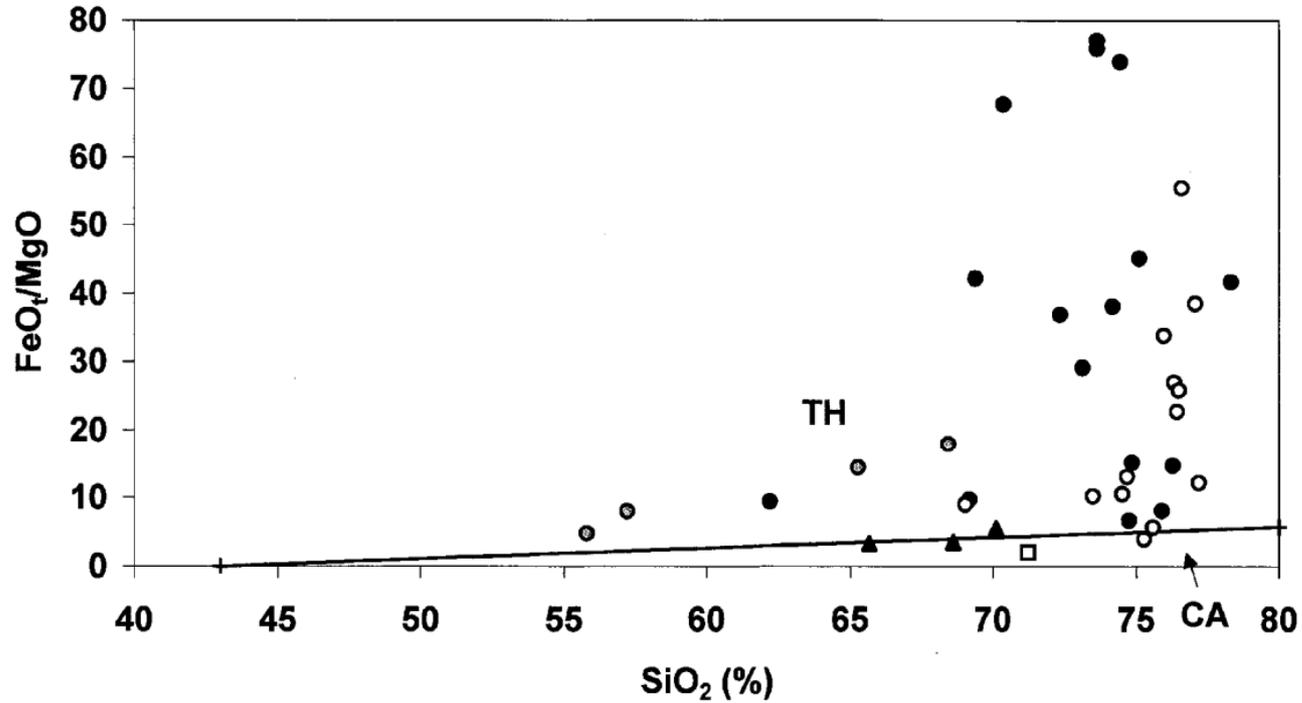


Fig. 4 - Diagramme SiO_2 vs. FeO_4/MgO (Miyashiro, 1974) pour les roches des différents épisodes magmatiques acides de la feuille Montreuil-Bellay. Mêmes figurés que dans la figure 9. TH - Champ des roches tholéiitiques, CA - Champ des roches calco-alcalines.

de Na et K, notons toutefois qu'aucune roche ne peut être qualifiée d'hyperalcaline. Ceci est cohérent avec la nature essentiellement métallumineuse des phases ferro-magnésiennes observées (biotite et Ca-amphibole), les rhyolites à amphibole sodique observées par D. Santallier (1964) étant considérées par cet auteur comme un faciès local. Comme l'illustre le diagramme SiO_2 vs. FeOt/MgO (fig. 4), les laves présentent un rapport FeOt/MgO toujours élevé (5 à plus de 100) qui les situent hors du champ des séries calco-alcalines. Ces considérations nous conduisent à qualifier de « tholéiitiques » les rhyolites du Choletais ; l'attribution à la série alcaline, proposée par D. Santallier (1964) et Le Métour et Bernard-Griffiths (1979), ne nous semble pas fondée pour les raisons suivantes :

- aucune lave sous-saturée n'a été observée ;
- les laves hyperalcalines sont anecdotiques ;
- les roches basiques associées, au sein du complexe de Cholet-Thouars, sont essentiellement tholéiitiques (cf. *infra*).

Six analyses nouvelles sont reportées dans l'annexe 2, qui complètent celles présentées par D. Thiéblemont (1988). Les descriptions pétrographiques des échantillons analysés se trouvent dans l'annexe 3 ; deux roches ont le faciès rhyolites blanches (l'une contient de rares enclaves du faciès rhyolites sombres) et quatre ont le faciès rhyolites sombres. À l'observation microscopique, ces dernières se présentent comme des mélanges entre une dacite et une andésite ; elles renferment localement des enclaves basiques. Le rapport dacite/andésite varie selon les échantillons (cf. description en annexe) ; deux sont essentiellement dacitiques (DMB133, DMB134) et deux sont essentiellement andésitiques (DMB141, DMB142). Ces derniers affleurent à l'WSW de Ligron et forment des enclaves kilométriques au sein du microgranite. Les analyses montrent une évolution de la composition chimique corrélative du type pétrographique : les rhyolites blanches se définissent comme strictement rhyolitique ($\text{SiO}_2 \sim 76\%$), et les roches sombres comme rhyodacitiques à dacitiques ($\text{SiO}_2 \sim 65-68,5\%$) et andésitiques ($\text{SiO}_2 \sim 55-57\%$).

Ces andésites « tholéiitiques », n'ont jamais été observées dans la partie occidentale du massif volcanique choletais. De même, les dacites y sont très exceptionnelles (cf. *supra*). Inversement, la comparaison entre la composition des deux rhyolites blanches et la moyenne des analyses de rhyolites du Choletais publiées par D. Thiéblemont (1988) (ann. 2) montre une très forte analogie. Les seules différences notables portent sur CaO et Cr. La teneur en CaO est particulièrement basse dans les rhyolites blanches, mais ceci reflète leur caractère très acide. Inversement, leur teneur en Cr est anormalement élevée (> 100 ppm), ce qui suggère une erreur de dosage sur cet élément. L'analogie chimique permet donc de rattacher les rhyolites blanches au massif volcanique choletais, dont elles pourraient représenter le système d'alimentation. Notons toutefois que le faciès dominant, au sein du massif

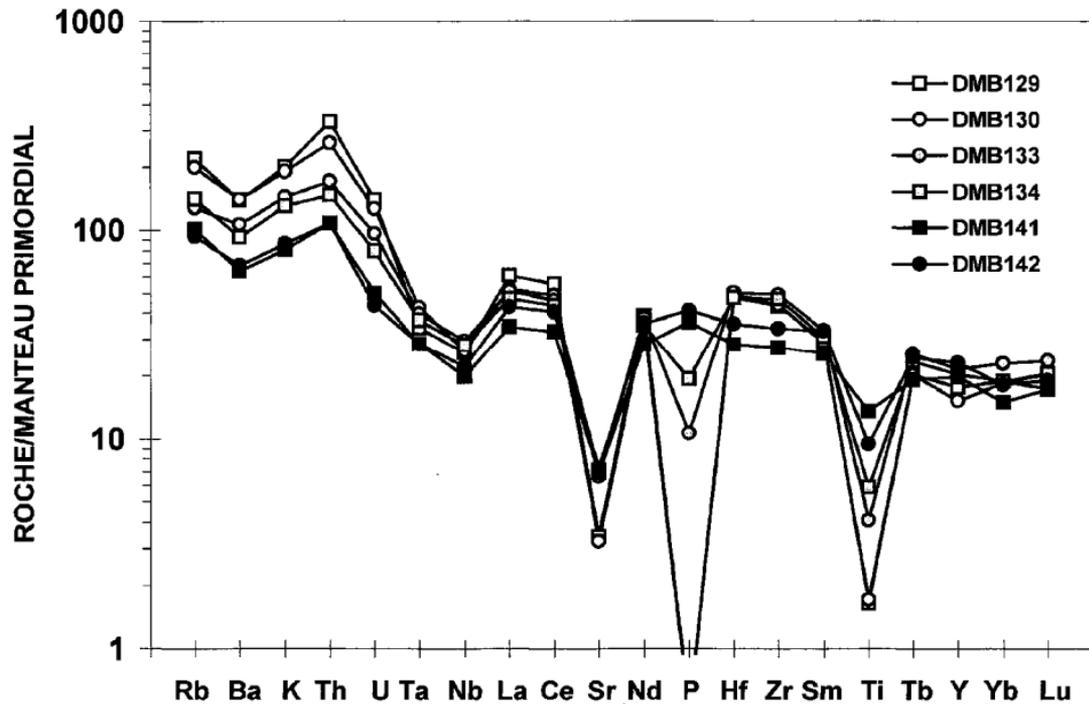


Fig. 5 - Spectres multi-élémentaires normés au Manteau primordial (Wood et *, 1979 ; Hofmann, 1988) pour les rhyolites (symboles vides), dacites (symboles grisés) et andésites (symboles pleins) de la formation des rhyolites du Choletais.

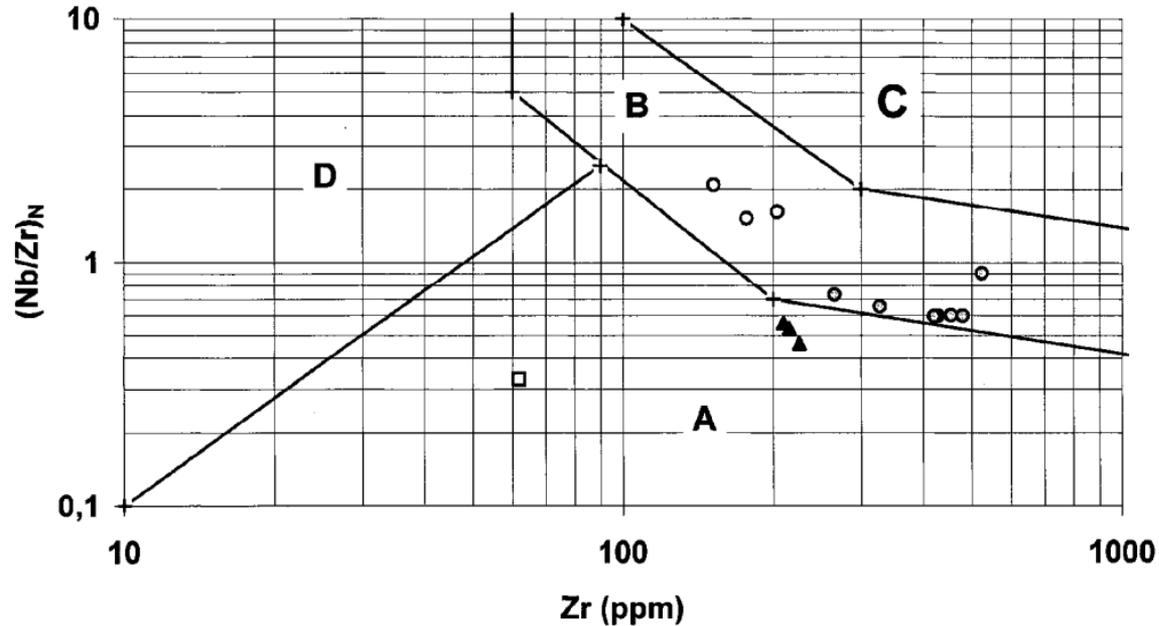


Fig. 6 - Diagramme Zr vs. $(Nb/Zr)_N$ (Thiéblemont et Tégéy, 1994 ; Thiéblemont, 1999) pour les roches des différents épisodes magmatiques acides de la feuille Montreuil-Bellay. Mêmes figurés que dans la figure 9.

A - Champ des roches associées aux zones de subduction ; B - Champ des roches calco-alcalines et alcalines associées aux zones de collision et aux provinces tholéitiques continentales ; C - Champ des roches alcalines intraplaques ; D - Champ des roches hyperalumineuses liées aux zones de collision.

volcanique, et une rhyolite noire cryptocristalline, parfois ignimbritique (Thiéblemont, 1988). Sur la carte Montreuil-Bellay, la teinte claire traduit un caractère plus cristallin (texture sphérolitique à granophyrique), à mettre en relation avec le mode de mise en place intrusif (système filonien).

L'annexe 2, illustre une évolution régulière de la composition chimique depuis les andésites vers les rhyolites. À SiO_2 croissant, on observe une décroissance plus ou moins régulière des teneurs en éléments compatibles (Mg, Fe, Ca, Ti) et une augmentation des teneurs en éléments incompatibles (Rb, Ba, Th, U, La, Ce). Certains éléments, tels que les terres rares lourdes et intermédiaires (Nd à Lu), sont quasiment invariants et d'autres, tels que Ta, Nb, Zr ou Hf, croissent légèrement dans les dacites puis restent constants vers les rhyolites. Enfin, la teneur en phosphore décroît fortement des andésites vers les rhyolites. Ceci permet de considérer l'ensemble des laves de l'ensemble rhyolitique comme une même lignée magmatique ayant évolué à partir d'un magma andésitique hybride. La parenté géochimique entre les différents faciès est également illustrée par le parallélisme entre les spectres de normalisation multi-élémentaires (fig. 5). Le creusement d'anomalie en P et Ti, dans les dacites et rhyolites, s'explique par un fractionnement d'apatite et oxydes ferrotitanés. Dans le diagramme Zr vs. $(\text{Nb}/\text{Zr})_N$ (fig. 6), les analyses se placent à l'écart du champ A, qui circonscrit les séries d'arc actuelles. Elles se localisent dans le champ B, qui correspond à des roches différenciées à signatures crustales : séries calco-alcalines post-collisionnelles et laves acides sub-alcalines associées aux provinces tholéitiques continentales. Ceci est cohérent avec les conclusions de D. Thiéblemont (1988) qui montre une forte analogie entre les rhyolites choletaises et les granites de l'île de Mull, associés aux traps tholéitiques de la province volcanique cénozoïque de Grande-Bretagne.

En résumé, les données précédentes montrent que le système filonien acide affleurant sur le territoire de la feuille Montreuil-Bellay peut effectivement représenter le système d'alimentation du volcanisme rhyolitique choletais et suggèrent que le magma rhyolitique dérivait de la différenciation d'un magma andésitique hybride.

Gabbro de Massais

θ **Gabbros, diorites et dolérites.** Nous avons regroupé les roches basiques (gabbros, diorites et dolérites) de la carte Montreuil-Bellay sous l'appellation de gabbro de Massais, ce qui recouvre néanmoins plusieurs modes d'agencement : masses intrusives kilométriques en étroite association avec le microgranite et filons recoupant les schistes, les rhyolites ou les microgranites. Les roches sont massives, sombres, elles présentent un grain variable : inframillimétrique dans les faciès doléritiques les plus fins (basaltes) et centimétrique dans les termes pegmatoïdes. La coloration apparente est

également variable, depuis des faciès vert sombre pauvres en plagioclase (gabbros mafiques) jusqu'à des roches panachées blanches et vertes (diorites). En fait, tous les intermédiaires existent entre les gabbros et les tonalites, ce qui rend délicat une délimitation cartographique rigoureuse entre un faciès basique (gabbro de Massais) et un faciès intermédiaire (diorite quartzifère de Bateviande). Au sein des masses gabbroïques, les roches peuvent évoluer vers des faciès de diorite quartzifère, voire de tonalite. D'expression cartographique trop réduite, ces variations de faciès n'ont pas été figurées sur la carte.

À l'observation microscopique, les roches basiques du complexe de Cholet-Thouars diffèrent essentiellement par l'intensité des transformations post-magmatiques (Thiéblemont, 1988). Les roches fraîches sont rares et, dans de nombreux cas, la recristallisation est totale. Sur le territoire de la carte Montreuil-Bellay, ces transformations apparaissent toujours strictement statiques. Dans le secteur de Massais, D. Thiéblemont (1988) distingue trois types de roche basique :

- les roches partiellement recristallisées présentant des minéraux reliques abondants ;
- les roches recristallisées dans le faciès amphibolite ;
- les roches recristallisées dans le faciès Schiste vert.

Les gabbros les moins transformés présentent des textures ophitiques ; les minéraux majeurs sont le plagioclase, le clinopyroxène, les opaques et l'olivine. Dans certaines dolérites, les opaques présentent des habitus aciculaires ou « en peigne » qui témoignent d'une cristallisation rapide. L'olivine est fréquemment pseudomorphosée par des assemblages talc-opaques, biotite-opaques ou serpentine-opaques. La biotite, en position interstitielle, peut être localement abondante (jusqu'à 5 % du total), le quartz est rare et l'apatite est un minéral accessoire. Dans certains échantillons, on note la présence de micropegmatites interstitielles, interprétées comme des produits de contamination du magma gabbroïque par le magma granitique (Thiéblemont, 1988).

Pour les gabbros recristallisés dans le faciès amphibolite, on peut définir la chronologie d'amphibolitisation suivante :

- recristallisation partielle (périphérie des cristaux, fractures) du clinopyroxène en hornblende brune à verte, parfois en lamelles intercristallisées ;
- pseudomorphose du clinopyroxène ou des hornblendes précédentes par une amphibole bleu-vert clair ou vert pâle (cumingtonite et/ou actinote ?), fréquemment associée à des granules opaques ;
- dans les fractures et à leurs épontes, cristallisation d'actinote fibreuse, épidote, sphène et chlorite.

Aux stades 1 et 2, la phase ferro-magnésienne (olivine, clinopyroxène) peut être totalement recristallisée tandis que le plagioclase reste parfaitement frais. La recristallisation de stade 3 peut affecter toute la masse de la roche qui se trouve alors totalement rééquilibrée dans les conditions du faciès Schiste vert. Le clinopyroxène est pseudomorphosé en un assemblage actinote-chlorite-sphène-épidote, le plagioclase est saussuritisé (transformation en albite et épidote crypto- à microcristalline), la biotite est chloritisée et les opaques sont recristallisés en sphène. Dans certains échantillons, le clinopyroxène peut être largement préservé tandis que le plagioclase est totalement transformé. Enfin, quelques échantillons montrent des fissures tardives à actinote-pumpellyite-albite-quartz.

D. Thiéblemont (1988) attribue ces transformations à un métamorphisme hydrothermal qu'il compare au métamorphisme océanique. Cette hypothèse suppose une introduction massive de fluides dans le bâti plutonique en cours de refroidissement. Notons enfin que, dans un échantillon amphibolitisé du secteur de Massais, la recristallisation semble pouvoir être rapportée à un métamorphisme de contact induit par les intrusions basiques et/ou acides successives (Thiéblemont, 1988).

μγθ. Zones de mélange, hybridation entre microgranite et gabbrodiorite. Dans le secteur de Massais, en bordure sud-ouest d'une masse gabbroïque assez homogène, nous avons figuré une zone de mélange acide-basique. Le faciès le plus caractéristique et une brèche magmatique montrant des enclaves ovoïdes basiques dans un fond leucocrate rose (microgranite) à gris (microgranodioritique). Les meilleurs affleurements se trouvent le long de la D759, au Sud-Est de Massais (ils y ont été signalés par A. Autran ; *in* Le Métour et Bernard-Griffiths, 1979) et au niveau du Moulin Mercelot, dans les falaises surplombant l'Argenton (Sud de Massais). Des faciès de ce type s'observent ponctuellement dans d'autres secteurs, mais ils ne prennent jamais le développement qu'ils ont vers Massais. Outre les brèches, les zones de mélange exposent toute une gamme de faciès hybrides se développant dans les zones de contact entre roche acide et roche basique.

Diorite quartzifère de Bateviande

ηδ. Diorite quartzifère et tonalite « hybride » (mélange magmatique). Sous l'appellation de diorite quartzifère de Bateviande, nous avons regroupé les faciès intermédiaires d'extension suffisante pour être représentés cartographiquement. Dans le secteur de Bateviande, sur le bord ouest de la carte, ils s'individualisent en une masse de dimensions kilométriques. Ils se concentrent également autour de cette masse, en pointements localisés dont l'agencement dans les microgranites est difficilement perceptible. Enfin, on les trouve en filons traversant les schistes précambriens, les rhyolites ou les microgranites.

Dans les faciès les plus sombres, la distinction avec les gabbros et diorites découle essentiellement de la présence de plages microgranitiques roses, serries dans un fond gabbroïque. Dans les zones de mélange, de tels faciès apparaissent clairement résulter de l'interaction entre le magma gabbroïque et le magma granitique. Ce caractère hybride peut persister dans les faciès tonalitiques mésocrates, mais s'estompe dans les granodiorites grises que nous avons regroupées avec les microgranites.

Sous le microscope, les roches intermédiaires apparaissent constituées d'une mosaïque de plages granitiques et de plages gabbroïques, ces dernières totalement rétrotransformées dans le faciès Schiste vert. Singulièrement, de larges cristaux d'apatite s'observent couramment au sein des plages granitiques, que l'on ne trouve jamais dans les microgranites. Ceci suggère une migration du phosphore du magma basique vers le magma acide lors du mélange (Thiéblemont, 1988).

Microgranite de Thouars

μγ. Microgranite rose équant et microgranodiorite grise. Le microgranite de Thouars a été décrit par D. Santallier (1964), Dhoste et *al.* (1987), Le Métour et Bernard-Griffiths (1979), J. Le Métour (1989) et D. Thiéblemont (1988). Sur le territoire de la feuille Montreuil-Bellay, le principal faciès est une roche massive rose à violacée, équante, à grain millimétrique (< 2 mm). Elle affleure largement dans la carrière de Ligron (Sainte-Radegonde) où elle apparaît très homogène. Considérant sa pauvreté en minéraux noirs, Dhoste et *al.* (1987) la désignent comme une microleucogranite, ce qui nous semble prêter à confusion, la roche étant toujours strictement métalumineuse. Depuis Didier et Lameyre (1968) il est en effet d'usage de réserver le terme de leucogranite à des roches peralumineuses. À la suite de D. Santallier (1964), Le Métour et Bernard-Griffiths (1979) qualifient le microgranite de Thouars d'alcalin, appellation que nous n'avons pas conservée. En effet, nous n'y avons jamais observé de termes hyperalcalins (c'est-à-dire à amphibole ou pyroxène sodique), et les caractéristiques géochimiques (voir plus loin) conduisent plutôt à qualifier la roche de « tholéïitique ». Localement, le microgranite de Thouars peut évoluer vers des termes moins leucocrates (microgranodiorites), de teinte gris pâle. Ce faciès affleure bien en deux points : au Nord de la Gouraudière, dans une ancienne carrière située en rive droite de l'Argenton et au niveau du Moulin de Champigny, sur la rive gauche du Thouet.

Sous le microscope, les microgranites se présentent comme des roches subhololeucocrates dont les principaux constituants sont le quartz et le feldspath alcalin perthitique, souvent fortement corrodés. Le plagioclase est moins abondant, il est saussuritisé (épidote) ou damouritisé (séricite). Dans le faciès commun, ces minéraux sont jointifs, mais tous les intermédiaires s'observent

entre le faciès microgrenu et un faciès de type porphyre (ou granophyre) à matrice micropegmatitique. Le minéral ferro-magnésien le plus commun est la biotite, souvent pseudomorphosée par de la chlorite, néanmoins, dans certaines roches, les seuls minéraux noirs sont des oxydes. Les phases accessoires sont couramment les opaques (grains disséminés dans la matrice ou microphénocristaux), rarement le zircon, exceptionnellement, le sphène. Une amphibole, que Le Métour et Bernard-Griffiths (1979) identifient comme une hastingsite, est décrite par D. Santallier (1964) et Dhoste et *al* (1987). Sur le territoire de la feuille Montreuil-Bellay nous n'avons jamais observé ce minéral dans le faciès commun.

Le faciès granodioritique est plus riche en minéraux noirs (pseudomorphosés) ; il a une texture microgrenue équi-granulaire. Le plagioclase est le minéral le plus abondant, il est automorphe mais présente un aspect brouillé dû à la présence de séricite et/ou épidote (cryptocristalline) ; une zonation reste néanmoins discernable dans certains cristaux. Le quartz, moins abondant, est plus ou moins corrodé. Le feldspath potassique (microcline ou perthite) se trouve en position interstitielle, il se concentre localement autour de quartz. Les fantômes des minéraux ferro-magnésiens originaux se trouvent soit en phénocristaux, soit en xénocristaux interstitiels. Il semble généralement s'agir de biotite pseudomorphosée par de la chlorite ou des assemblages chlorite-sphène ou chlorite-épidote-sphène. Les opaques sont assez abondants, en baguettes ou grains (microphénocristaux) plus ou moins recristallisés en sphène. On trouve également quelques zircons et apatites. Enfin, on observe exceptionnellement des baguettes d'épidote (anciens phénocristaux ?) et des plages interstitielles de calcite (\pm sphène).

gμγ. **Granophyres roses à beige et porphyres microgranites.**

Variante du faciès commun précédent, le faciès granophyrique a été individualisé en quelques secteurs où il semble devenir dominant. Ceci s'observe principalement entre Massais et les Vernelles. Quartz et feldspaths millimétriques flottent dans une matrice micropegmatitique rose pâle à beige. Dans quelques échantillons les phénocristaux deviennent sub-centimétriques ; la roche peut alors être désignée comme un porphyre. Le faciès granophyrique constitue un terme de passage entre les rhyolites du Choletais (faciès des rhyolites sphérolitiques à granophyriques blanches) et le microgranite de Thouars.

• **Caractéristiques géochimiques des roches plutoniques du complexe de Cholet-Thouars.** Une étude géochimique des roches plutoniques du complexe de Cholet-Thouars a été publiée par Thiéblemont (1988). La plupart des roches analysées par cet auteur ont été échantillonnées sur le territoire de la carte Montreuil-Bellay. Il était inutile de doubler ce travail aussi n'avons-nous pas fait d'analyses nouvelles.

Le gabbro de Massais montre de fortes analogies avec les tholéiites continentales et les basaltes transitionnels récentes. Dans les diagrammes SiO_2 vs. FeO/MgO (fig. 7) et FeO/MgO vs. TiO_2 (fig. 8) les roches dessinent des lignées typiquement tholéiitiques ; l'augmentation de la teneur en titane au cours de la différenciation exclut, par ailleurs, une attribution à la série tholéiitique d'arc. Dans le diagramme $(\text{Th}/\text{Ta})_N$ vs. $(\text{Tb}/\text{Ta})_N$ (fig. 9), les roches s'inscrivent dans le champ des tholéiites continentales (champ CFB), bien à l'écart des champs des basaltes de rides médio-océaniques (MORB), et deux échantillons se localisent à la limite avec le champ des basaltes alcalins (champ WPAB).

Le microgranite de Thouars montre de fortes analogies géochimiques avec les rhyolites du Choletais (Santallier, 1964 ; Thiéblemont, 1988). Comme les rhyolites, le microgranite est métallumineux à faiblement peralumineux (mais jamais peralcalin ; fig. 3), moyennement à fortement potassique (fig. 5) et présente un rapport FeO/MgO élevé (fig. 4) ; il peut donc également être qualifié de tholéiitique. Sur les éléments traces, l'analogie entre rhyolites et microgranites n'est pas totale, ces derniers étant, par exemple, systématiquement plus pauvres en terres rares lourdes, néanmoins, un même modèle de contamination crustale est proposé par Thiéblemont (1988), le processus étant plus poussé dans les microgranites (60-70 % de composant crustal) que dans les rhyolites (30 %).

Les roches hybrides (diorite quartzifère de Bateviande) présentent des caractéristiques géochimiques compatibles avec un modèle de mélange magmatique (Thiéblemont, 1988). Ainsi, dans le diagramme $(\text{Th}/\text{Ta})_N$ vs. $(\text{Tb}/\text{Ta})_N$ (fig. 9), ces roches occupent une position intermédiaire entre les gabbros et les microgranites.

Globalement, la variabilité géochimique des roches magmatiques (basiques et acides) du complexe de Cholet-Thouars est comparable à celle observée dans des provinces tholéiitiques continentales modernes (province cénozoïque britannique par exemple) et rien ne permet de supposer un lien avec un phénomène de subduction. Ceci conduit les auteurs à proposer une mise en place en contexte d'extension sur croûte continentale (rift ou pré-rift) (Le Métour et Bernard-Griffiths, 1979 ; Thiéblemont et *al.*, 1987 ; Thiéblemont, 1988). Notons toutefois que, par son caractère largement acide, le complexe de Cholet-Thouars se distingue nettement des séries, essentiellement basiques, des provinces tholéiitiques continentales (Deccan, Parana ...). Nous reviendrons sur ce point dans le chapitre « Conditions de formation des entités géologiques ».

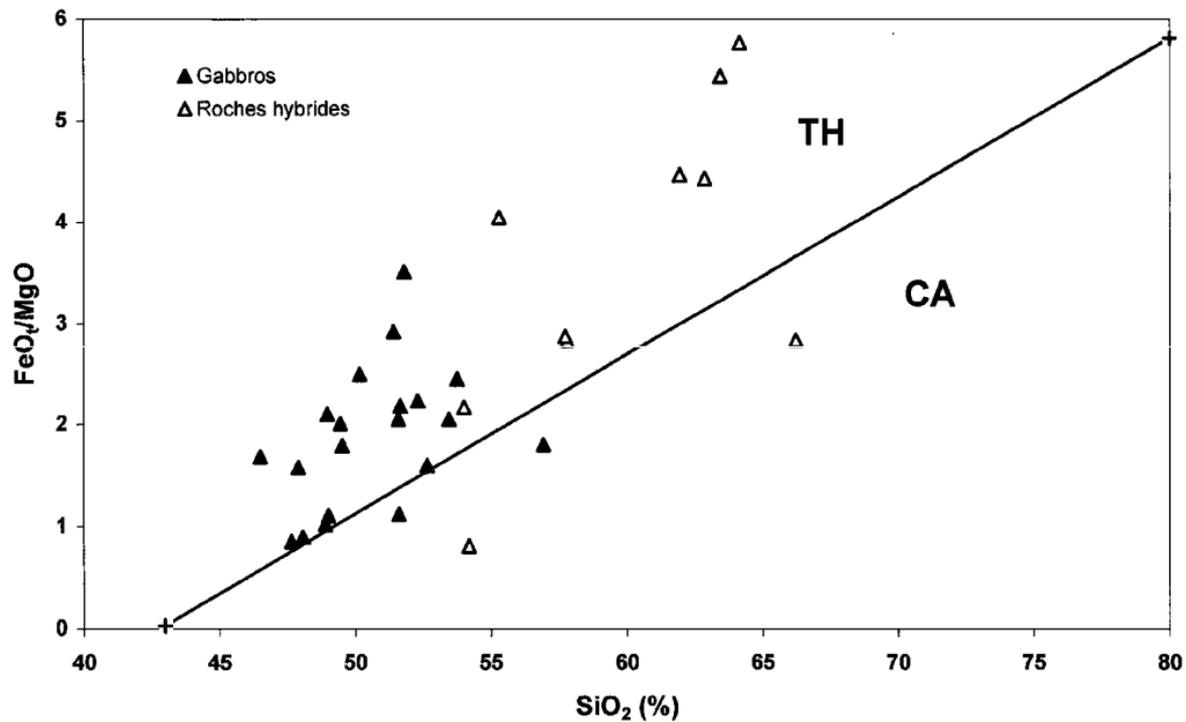


Fig. 7 - Diagramme SiO_2 vs. FeO_4/MgO (Miyashiro, 1974) pour les roches basiques et intermédiaires de la feuille Montreuil-Bellay.
 TH - Champ des roches tholéiitiques, CA - Champ des roches calco-alcalines.

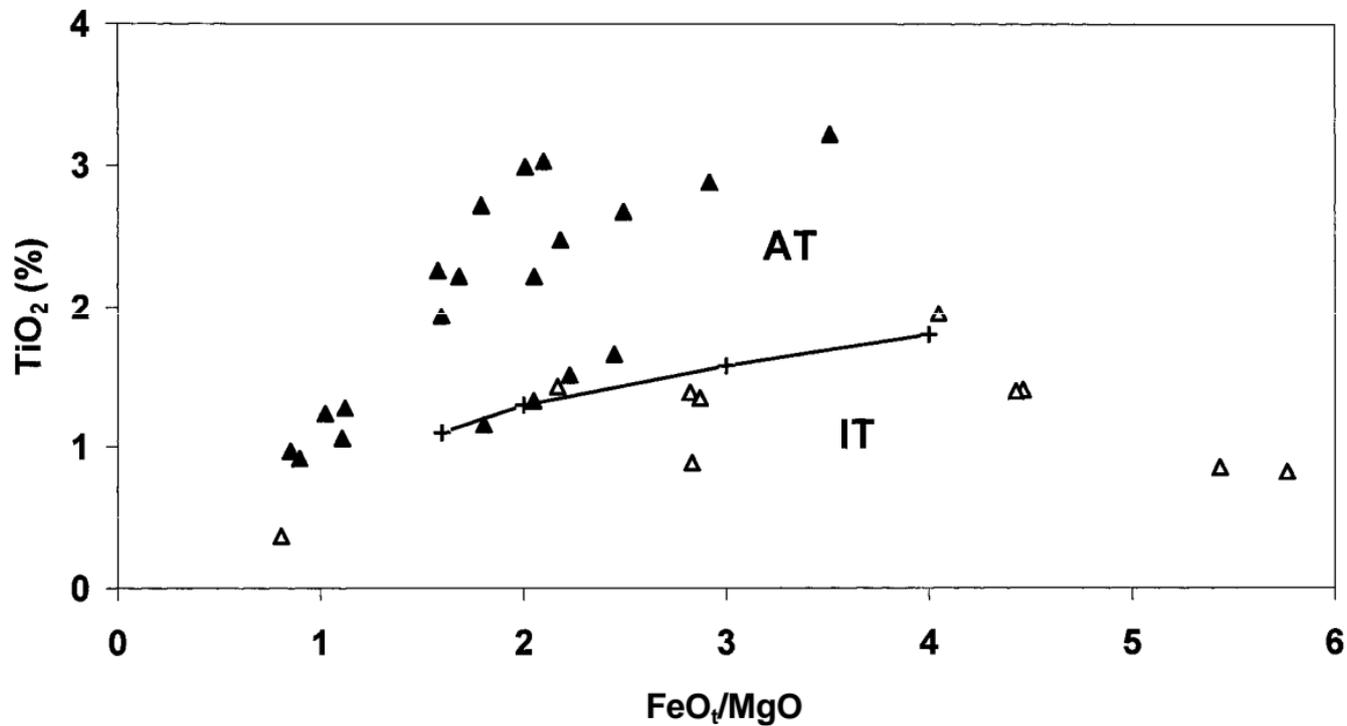


Fig. 8 - Diagramme FeO_7/MgO vs. SiO_2 (Miyashiro, 1974) pour les roches basiques et intermédiaires de la feuille Montreuil-Bellay. Mêmes figurés que dans la figure 5. TH - Champ des tholéites océaniques, IT - Champ des tholéites d'arc (d'après Bébien, 1980).

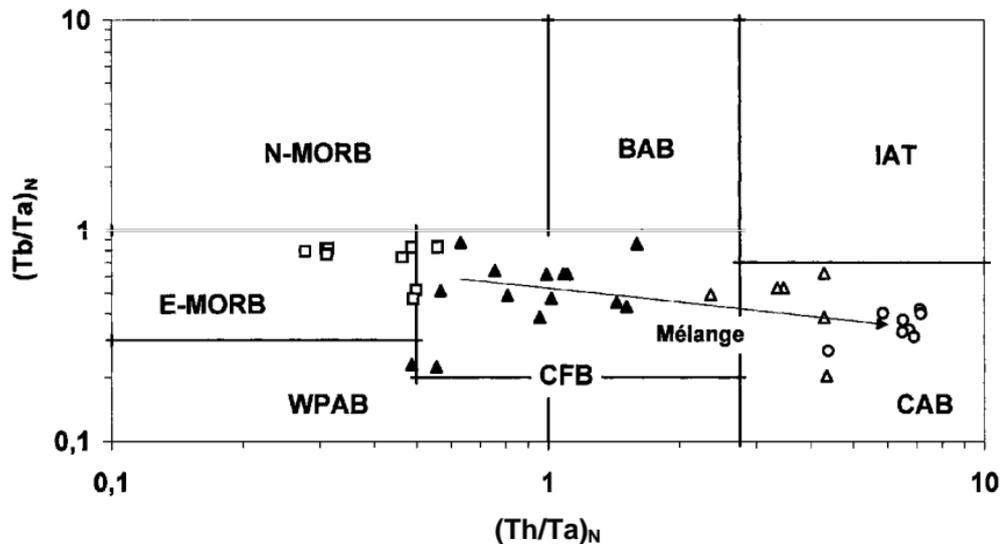


Fig. 9 - Diagramme $(Th/Ta)_N$ vs. $(Tb/Ta)_N$ (Thiéblemont et *al.*, 1994) pour les metabasaltes et tufs de la Formation de Beaupreau (carrés vides), les gabbros de Massais (triangles pleins), les diorites et tonalites hybrides (triangles vides) et les microgranites de Thouars (ronds vides).

Notons que la position des roches hybrides et des microgranites dans le champ des laves de zones de subduction (champ CAB) n'a pas ici de signification géotectonique, puisque ce diagramme est réservé à la discrimination des roches à moins de 55 % de SiO_2 (cf. Thiéblemont et *al.*, 1994).

N-MORB - Champ des MORB de type N ; E-MORB - Champ des MORB de type E ; WPAB - Champ des basaltes alcalins intraplaques ; CFB - Champ des tholéiites continentales ; CAB - champ des basaltes calco-alcalins de marge active ; IAT - Champ des tholéiites d'arc ; BAB - Champ des basaltes de bassins arrière-arcs.

Granodiorite de la Mouclerie

$\mu\gamma^{CA}$. **Microgranodiorite grise à biotite (âge 521 \pm 7 Ma).** La granodiorite de la Mouclerie forme un massif sub-circulaire plurikilométrique intrusif dans les schistes précambriens. Ce petit pluton affleure largement dans sa partie nord, mais beaucoup plus mal dans sa partie sud, ce qui semble traduire une forte altération. Deux pointements isolés ont également été trouvés ; l'un dans la vallée de l'Argenton (le Grand Sault) et l'autre dans la vallée du Thouet (Moulin de Champigny). A l'œil nu, la roche est homogène, de grain millimétrique et de teinte grise. Le quartz, les feldspaths et la biotite sont bien reconnaissables et quelques enclaves sombres s'observent ponctuellement.

Un échantillon prélevé vers le hameau de La Mouclerie a été daté à 521 \pm 7 Ma (Thiéblemont et *ai*, 2001), ce qui est quasiment identique à l'âge du microgranite de Thouars. Pétrographiquement, la microgranodiorite de la Mouclerie est effectivement assez voisine du faciès granodioritique du massif de Thouars. Néanmoins, ce dernier ne constitue qu'une variation très locale au sein du microgranite. Par ailleurs, les plutons de la Mouclerie et le massif de Thouars sont clairement disjoints et leurs caractéristiques géochimiques sont très différentes (cf. *infra*).

Sous le microscope, une roche échantillonnée vers le hameau de la Mouclerie présente une texture microgrenue équante. La biotite est assez abondante, en phénocristaux automorphes frais, souvent groupés (ils peuvent alors évoquer des enclaves) et à fréquentes inclusions d'opaques. On trouve également quelques petits paquets d'une amphibole fibreuse peu colorée (actinote ?). Le plagioclase est abondant, automorphe et souvent zoné ; le quartz se présente en assez gros cristaux interstitiels ; le feldspath potassique est assez abondant, en position interstitielle et associé au quartz. Les seuls indices d'altération sont une légère séricitisation du plagioclase et une chloritisation très locale de la biotite. Les accessoires sont le zircon et l'apatite.

• **Caractéristiques géochimiques de la granodiorite de la Mouclerie.** Trois échantillons ont été analysés au BRGM (ann. 2). Les roches sont acides ($SiO_2 = 68,62\%$), moyennement potassiques (fig. 2) et se dispersent entre les champs calco-alkalin et tholéïtique du diagramme SiO_2 vs. FeO/MgO (fig. 4). Les spectres de terres rares (fig. 10) témoignent d'un enrichissement modéré en terres rares légères, d'un faible fractionnement entre terres rares lourdes et d'une nette anomalie négative en Eu. Cette dernière suggère la cristallisation fractionnée de plagioclase et par là, une origine par différenciation d'un magma plus basique. L'enrichissement peu marqué en terres rares légères est compatible avec l'affinité moyennement potassique. Le faible fractionnement entre terres rares lourdes exclut la présence de grenat dans le matériau source et par là,

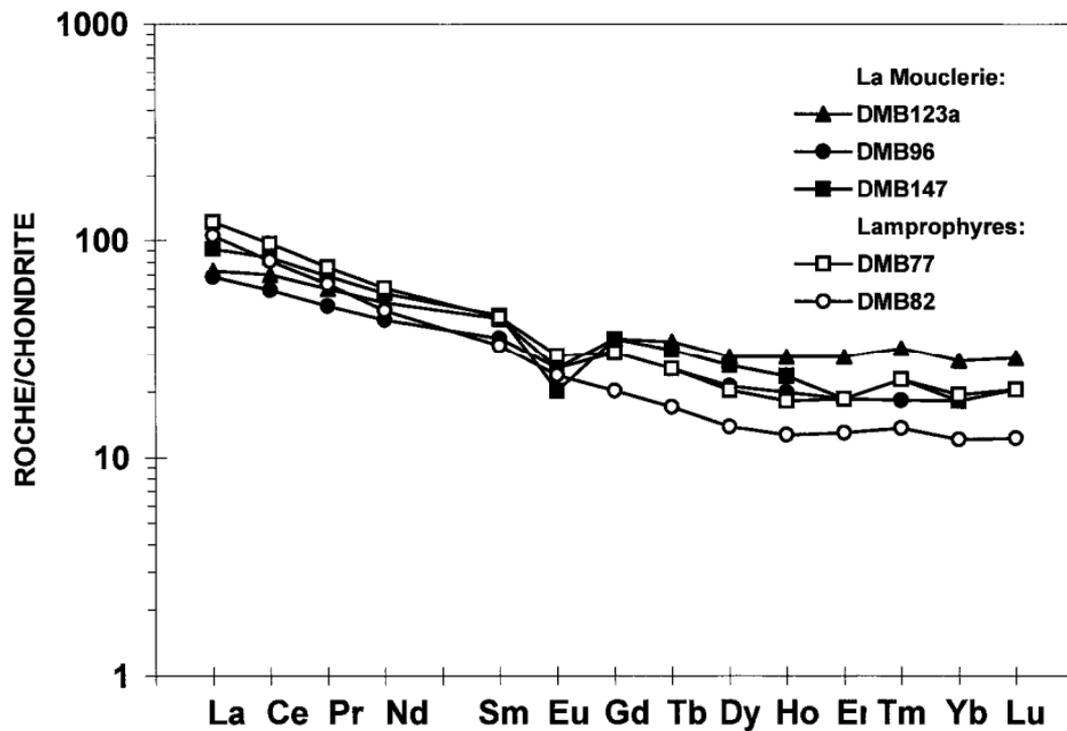


Fig. 10 - Spectres de terres rares normés aux chondrites pour la granodiorite de la Mouclerie et les lamprophyres de la carrière de Ligron.

une origine par fusion partielle d'un matériau crustal à haute pression ($P \geq 8-10$ kb). Les spectres multi-élémentaires (fig. 11) présentent des anomalies négatives en Ta, Nb, Sr, P et Ti. Les anomalies en Sr, P et Ti suggèrent un fractionnement de plagioclase (Sr), apatite (P) et oxydes (Ti), et s'accordent avec le caractère nettement différencié (acide) de la roche. Dans le diagramme Zr vs. (Nb/Zr)N (fig. 6), la granodiorite s'inscrit dans le champ commun des roches magmatiques associées aux zones de subduction.

On notera qu'en dépit de la similitude d'âge, la microgranodiorite de la Moulerie et le microgranite de Thouars montrent des caractéristiques géochimiques bien distinctes, qui suggèrent des mises en place dans des contextes géotectoniques différents. Ce point sera examiné dans le chapitre « Conditions de formation des entités géologiques ».

Lamprophyres

$\tau\alpha\beta^2$. **Andésite.** Cette roche massive de teinte gris sombre, riche en phénocristaux d'amphibole, a été observée dans la carrière de Lignon. Elle forme un filon métrique au sein des schistes précambriens qui sont ici sombres et massifs (métamorphisme de contact au toit du microgranite ?). La roche est très fraîche. Les phénocristaux et microphénocristaux automorphes d'amphibole sont inclus dans une matrice micro- à cryptocristalline. L'amphibole est une hornblende vert olive à verte localement rétomorphosée en actinote. Elle présente fréquemment des « golfes de corrosion » et peut localement s'accumuler, donnant des plages de hornblendite. Un fantôme probable d'olivine a également été observé, pseudomorphosé par de la calcite et de l'épidote. La matrice renferme des microlites de feldspath potassique plus ou moins orientés, des microlites et microphénocristaux trapus de plagioclase fortement épidotisés et d'abondantes aiguilles d'apatite non orientées. On trouve également quelques amygdales quartzeuses inframillimétriques, parfois polycristallines.

• **Caractéristiques géochimiques des andésites.** Les deux faciès précédents ont été analysés (ann. 2). Les compositions chimiques s'accordent avec les diagnoses pétrographiques : dans le diagramme SiO_2 vs. K_2O (fig. 2), les deux roches s'inscrivent dans le champ des lignées shoshonitiques, l'andésite se définissant comme une shoshonite ($SiO_2 = 56,37\%$) et la latite comme une latite *s.s.* ($SiO_2 = 62,52\%$). Les deux échantillons présentent des pertes au feu élevées ($> 3\%$), ce qui s'accorde avec la forte altération. Les spectres de terres rares (fig. 10) et les spectres multi-élémentaires (fig. 11) sont cohérents avec l'affinité nettement potassique. Les premiers témoignent d'un enrichissement assez marqué en terres rares légères et d'un fractionnement entre terres rares lourdes. Les seconds montrent un très fort enrichissement en Ba (> 2000 ppm) et Th (> 18 ppm) et des anomalies négatives en Nb et Ta. Il

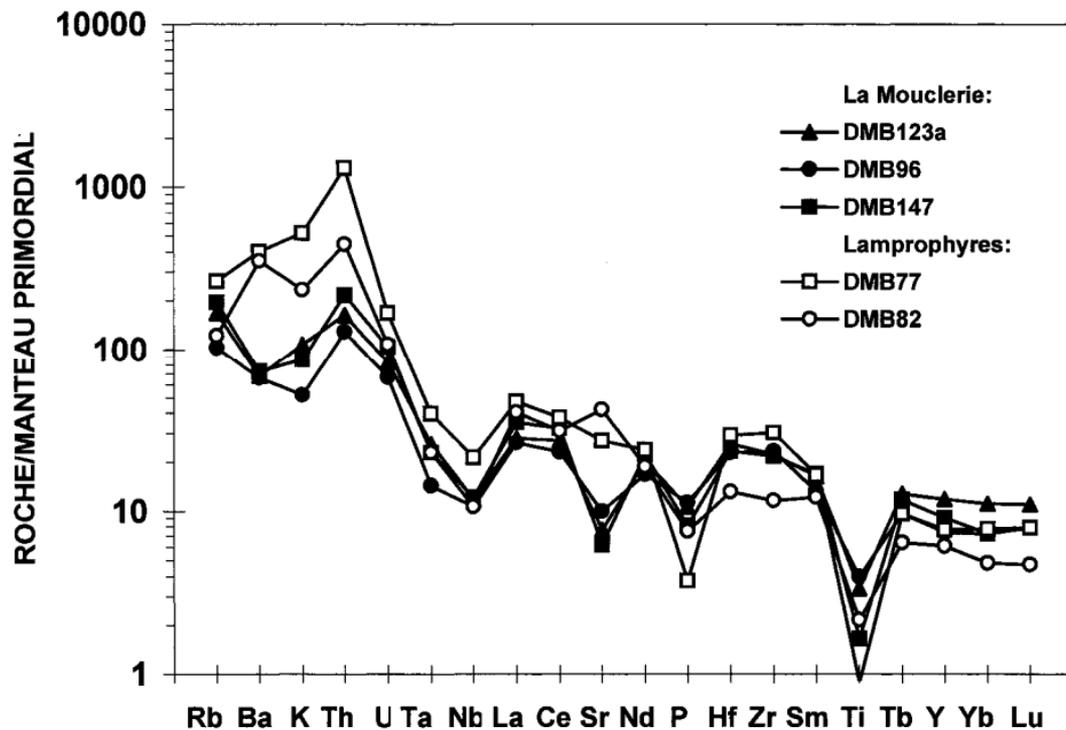


Fig. 11 - Spectres multi-élémentaires normés au Manteau Primordial pour la granodiorite de la Mouclerie et les lamprophyres de la carrière de Ligron.

s'agit là de caractères communs pour les lamprophyres de domaines orogéniques. Les spectres multi-élémentaires montrent un découplage entre, d'une part, Rb, Ba et Th, et, d'autre part, les terres rares légères. Relativement à Nb et Ta, l'enrichissement en La et Ce apparaît effectivement modéré.

$\tau\alpha^1$. **Latite jaunâtre à sulfures.** Un filon métrique d'une roche acide jaunâtre à verdâtre à phénocristaux millimétriques de feldspath et sulfures disséminés a été observé au Nord-Ouest de la carrière de Ligrion, recoupant un filon de granophyre de puissance comparable. Les deux filons traversent les schistes précambriens.

L'étude microscopique révèle un fort hydrothermalisme marqué par une intense séricitisation des plagioclases et de la matrice. Le feldspath potassique et le plagioclase s'observent en phénocristaux sub-automorphes ou automorphes et en microlites dans une matrice de type felsitique. Les opaques (sulfures ?) forment des granules et grains. On trouve localement de l'hématite, de la calcite dans les feldspaths potassiques et des plages tardives de quartz. La pauvreté en quartz et le caractère très potassique suggère une nature latitique.

FORMATIONS MÉTAMORPHIQUES DU SOCLE ANTÉ-MÉSOZOÏQUE

Groupe des Mauges (âge probable : Précambrien)

Du Sud au Nord, trois grands ensembles ont été distingués : l'ensemble sud comprend essentiellement des métagrauwackes et des micaschistes quartzeux ; l'ensemble nord inclut des micaschistes, des métagrauwackes et une formation métavolcanique basique (Formation de Beaupreau) ; en position intermédiaire - entre la D161 et la forêt de Brignon - un Précambrien « indifférencié » a été figuré qui inclut des métagrauwackes, des micaschistes quartzeux et des métapélites. Des horizons de schistes graphiteux, d'épaisseur pluricentimétrique à métrique, ont été observés à tous les niveaux du Groupe des Mauges. Ces horizons ne sont pas suffisamment épais pour être suivis latéralement, aussi, sur la carte apparaissent-ils comme des taches dispersées dans les micaschistes et métagrauwackes.

Faciès particuliers

Q. Filons de quartz. Deux filons de quartz ont été représentés au Nord du village de Preuil (vallée du Layon), identifiés d'après des gros blocs décimétriques à métriques dispersés sur les labours.

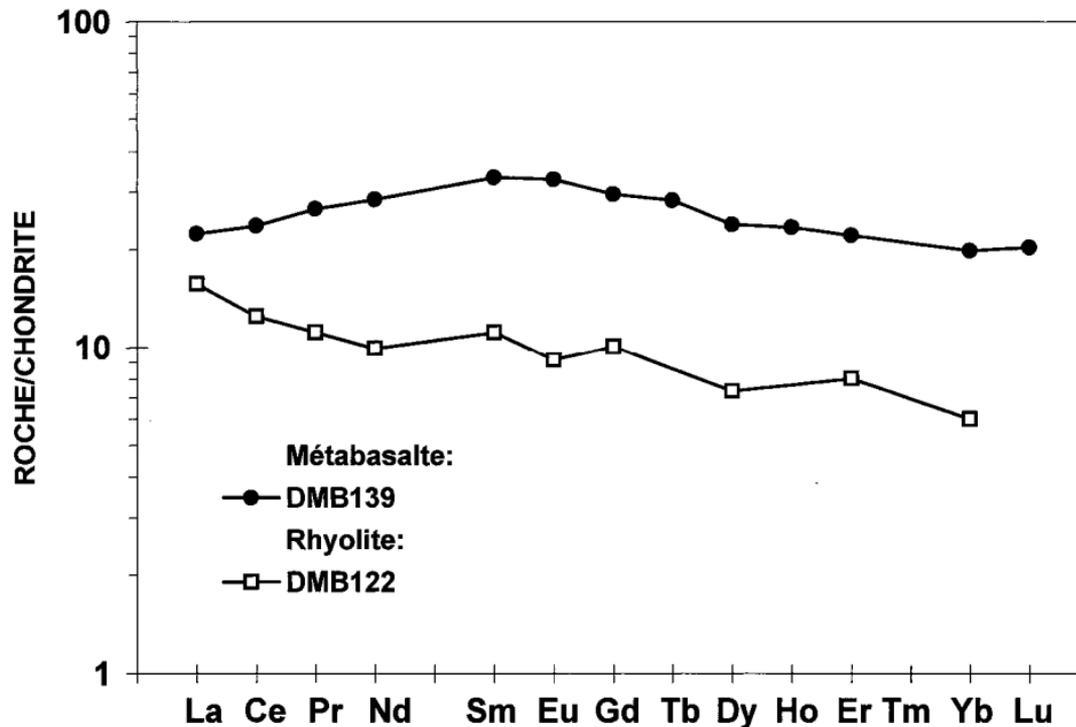


Fig. 12 - Spectres de terres rares normés aux chondrites (valeurs de normalisation de Anders et Grévesse [1989] pour un filon rhyolitique intercalé dans le Groupe des Mauges et une métadolérite de la Formation de Beaupreau.

$\rho\alpha$ G. **Filons de rhyolite grise.** Ces filons, d'épaisseur décimétrique à métrique, s'observent essentiellement dans l'ensemble volcano-sédimentaire sud. Ils sont concordants sur la schistosité de la série grauwackeuse mais ne sont que très localement déformés. Les roches sont massives et présentent une matrice vitreuse gris pâle à blanche dans les roches altérées. Elles sont plus ou moins riches en phénocristaux de feldspath (millimétriques) et montrent souvent de fines ponctuations violacées. Comme leur mode d'agencement dans la série grauwackeuse et leurs caractères géochimiques (cf. *infra*) sont clairement distincts de ceux des laves du complexe de Cholet-Thouars, nous attribuons ces filons au Groupe des Mauges. Néanmoins, une tentative de datation sur zircon est restée infructueuse (cf. *infra*).

Sous le microscope, les phénocristaux de plagioclase automorphes apparaissent inclus dans une matrice micropegmatitique ou felsitique ponctuée de granules opaques. Outre le plagioclase, on observe des fantômes de minéraux ferro-magnésiens (biotite probable) pseudomorphosés par des agrégats de biotite jaune à verdâtre ou de chlorite. La séricite apparaît principalement comme produit d'altération du plagioclase ou en paillettes dans la matrice. Dans quelques échantillons, des paquets dessinent une schistosité fruste qui moule les phénocristaux. Un échantillon, prélevé au contact des micaschistes, montre, sur une épaisseur de 2 à 3 mm, une schistosité de fracture soulignée par des lits discontinus de produits opaques, superposés à la schistosité des séricites. Ces indices de déformation distinguent ces roches des rhyolites et dacites du complexe de Cholet-Thouars.

Une séparation minérale sur un échantillon d'une dizaine de kilos a permis d'extraire une douzaine de zircons de petite taille et aux formes cristallographiques mal définies. Cette pauvre population ne permettait ni une étude typologique (méthode de J.-P. Pupin), ni une datation.

• **Caractéristiques géochimiques d'une rhyolite grise.** L'analyse d'une roche riche en phénocristaux de plagioclase, échantillonnée au Sud de la D161, vers le lieu-dit la Basse Lardières, est reportée dans l'annexe 2. Sa description pétrographique figure dans l'annexe 3. La composition est nettement acide ($\text{SiO}_2 = 71,24 \%$) et leucocrate ($\text{Fe}_2\text{O}_{3t} + \text{MgO} + \text{CaO} + \text{TiO}_2 \sim 4 \%$), ce qui définit la roche comme une rhyolite. Sa faible teneur en K_2O ($= 1,14 \%$), que contrebalance une forte concentration de Na_2O ($= 6,01 \%$), la situe dans le champ des laves faiblement potassiques (fig. 2). Le rapport FeOt/MgO est faible (~ 2), la roche se définissant comme calco-alcaline (fig. 4). Les teneurs de la quasi-totalité des éléments traces incompatibles sont faibles à très faibles (ex. $\text{Zr} = 62 \text{ ppm}$, $\text{La} = 3,7 \text{ ppm}$, $\text{Nb} = 1,3 \text{ ppm}$), ce qui est cohérent avec une affinité faiblement potassique (Jakès et Gill, 1970). Le spectre de terres rares normalisé aux chondrites (fig. 12) est légèrement enrichi en terres rares légères, fractionné au niveau des terres rares lourdes et présente une très légère anomalie négative en Eu.

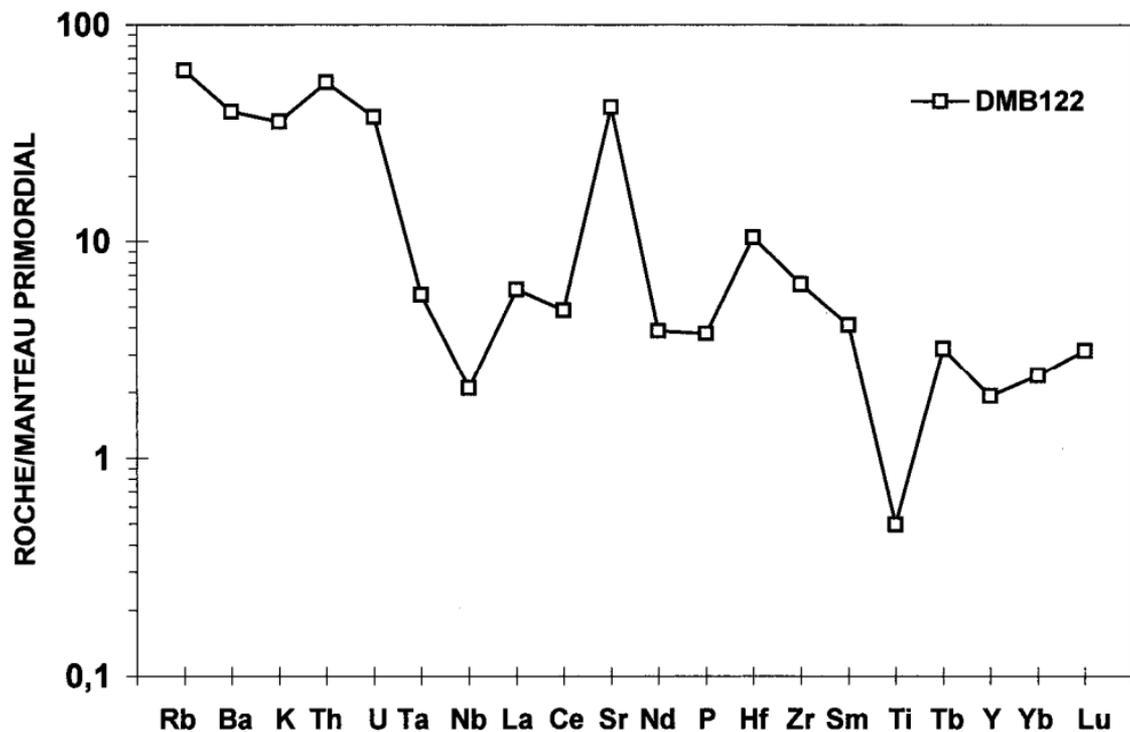


Fig. 13 - Spectres multi-élémentaires normés au Manteau Primordial (Wood *et al.*, 1979 ; Hofmann, 1988) pour un filon rhyolitique intercalé dans le Groupe des Mauges.

Le spectre élargi à l'ensemble des éléments incompatibles (fig. 13) montre :

- un fort enrichissement en Rb, Ba, K, Th et U ;
- une forte anomalie négative en Ti ;
- une anomalie positive très marquée en Sr ;
- un appauvrissement en terres rares relativement à Zr et Hf. Dans le diagramme Zr vs. $(\text{Nb}/\text{Zr})_N$ (Thiéblemont et Tegye, 1994) (fig. 6), l'échantillon se place dans le champ des laves associées aux zones de subduction. À notre connaissance, seules les laves d'arcs océaniques présentent des teneurs en Nb (= 1,3 ppm) et Ta (= 0,2 ppm) aussi faibles que celles de DMB122. Notons enfin que, par ses caractères géochimiques, cette lave se distingue clairement de toutes les autres roches magmatiques observées sur la feuille Montreuil-Bellay (Formation de Beaupreau, complexe de Cholet-Thouars, granodiorite de la Mouclerie ou lamprophyres) ; ceci est illustré par le diagramme Zr vs. $(\text{Nb}/\text{Zr})_N$ (fig. 6).

Sg. Schistes graphiteux. Des horizons ou des « accidents » graphiteux s'observent sur toute la hauteur de la série schisteuse, représentés par des schistes noirs feuilletés, gras au touché et qui tachent les doigts. Les niveaux apparemment les plus puissants (épaisseur métrique) ont été observés dans l'ensemble volcano-sédimentaire nord, au Nord de Foye et au Nord-Est de Nueil-sur-Layon, vers la ferme du Picantin.

Ensemble volcano-sédimentaire intermédiaire

MP-G. Micaschistes pélitiques, micaschistes quartzeux et métagrauwackes indifférenciés. Défini entre la D161 et la forêt de Brignon, l'ensemble intermédiaire présente les mêmes faciès métasédimentaires que les ensembles nord et sud, mais nous n'y avons pas trouvé de niveaux métavolcaniques. Si l'on en juge par les rares affleurements existants, les micaschistes pélitiques y semblent particulièrement abondants. L'altération est souvent très poussée, le sous-sol étant couramment qualifié « d'argileux » par les agriculteurs.

Ensemble volcano-sédimentaire nord

Mβ. Formation de Beaupreau : schistes amphiboliques (tufs métabasaltiques probables) et métadolérites. Ces roches basiques méta-ignées dessinent une bande d'orientation NNW-SSE au Nord des terrains précambriens ; elles affleurent largement dans la vallée du Layon, mais n'étaient pas décrites sur les cartes antérieures. Nous les avons corrélées avec la Formation de Beaupreau (Wyns et Le Métour, 1983 ; Wyns et *al.*, 1998), ensemble métavolcanique basique qui forme une bande sinueuse

dans les parties centrale et occidentale du bloc des Mauges (carte géologique de la France à 1/1 000 000, édition 1996). Néanmoins, les roches observées sur la feuille Montreuil-Bellay ne se connectent pas directement à la Formation de Beaupreau ; en effet ces faciès disparaissent presque totalement sur le territoire de la feuille Thouarcé (Biaise et *al*, 1986).

Deux types de faciès s'observent que nous n'avons pas cherché à distinguer cartographiquement : ce sont d'une part, les schistes amphiboliques, roches vert sombre, aphanitiques et assez massives bien que finement schistosées ; et d'autre part les métadolérites, massives et à schistosité plus fruste. Les deux types présentent des compositions minéralogiques identiques, témoignant d'une recristallisation totale dans les conditions du faciès « Schiste vert ».

Dans les schistes amphiboliques, le minéral principal est l'actinote, en cristaux aciculaires allongés dans la schistosité, il s'y ajoute très localement un peu de chlorite. Le plagioclase, assez peu abondant, forme des plages interstitielles entre les amphiboles. Epidote et leucoxène apparaissent en amas de granules plus ou moins allongés dans la schistosité. L'épidote, associée à la chlorite, s'observe également en grains ovoïdes moulés par la schistosité. Cet habitus suggère qu'il s'agit soit d'anciens grenats rétrotransformés, soit, et plus probablement, d'anciennes vacuoles comblées par de l'épidote mésozoïque.

Dans les métadolérites, l'actinote se présente en petits cristaux allongés dans la schistosité ou en prismes sub-millimétriques, généralement non orientés mais montrant localement des ébauches de microlithons. Le plagioclase, en plages interstitielles et en cristaux automorphes repleyés dans la schistosité, est associé à des grains et amas d'épidote. Outre l'actinote, la schistosité est soulignée par d'abondantes chlorites et des amas allongés de leucoxène. Le sphène se présente également en grains développés aux dépens de minéraux opaques. La texture des métadolérites suggère la superposition de deux phases de recristallisation - déformation : les grands prismes d'actinote (actinote 1) témoigneraient d'une première phase dans les conditions du faciès Schiste vert, mais sans chlorite ; les petits prismes d'actinote (actinote 2) et la chlorite auraient cristallisé lors d'une deuxième phase, responsable de l'apparition de la schistosité majeure. La stabilité de la chlorite suggère des conditions rétrogrades pour ce deuxième épisode.

Si l'origine ignée de la Formation de Beaupreau est évidente, la nature exacte des schistes amphiboliques l'est moins. L'abondance d'amphibole et, corrélativement la faible proportion de plagioclase, suggèrent une composition basique et nettement mafique. En revanche, bien que le degré de métamorphisme apparaisse très modéré (faciès Schiste vert), la déformation, très intense, a totalement oblitéré d'éventuelles structures ou textures magmatiques. Cette déformation est moins poussée dans les métadolérites,

dont le grain est également plus grossier. Peut être les schistes amphiboliques étaient-ils, à l'origine, des roches exclusivement vitreuses ou tout au moins à grain très fin (cinérites ?), ce qui aurait permis une réorganisation minérale complète, lors de la recristallisation métamorphique ?

• **Caractéristiques géochimiques de la Formation de Breupreau.**

Une étude géochimique de la Formation de Breupreau a été publiée par Cabanis et Wyns (1986), qui portait sur sept metabasaltes et deux tufs échantillonnés le long de l'Évre, sur le territoire de la carte Chemillé (Wyns et al, 1998). Nous en rappellerons ici les principales conclusions :

- les roches sont strictement basiques ($\text{SiO}_2 = 45\text{-}51\%$) ;
- elles dessinent une lignée tholéitique marquée par une augmentation de la teneur en titane ($\text{TiO}_2 = 1,8 \text{ à } 2,4\%$) ;
- leurs caractères géochimiques sont comparables à ceux de basaltes actuels de ride médio-océanique de type « enrichi » (ou « E-type MORB »). Dans le diagramme $(\text{Th}/\text{Ta})_N$ vs. $(\text{Tb}/\text{Ta})_N$ (Thiéblemont et al, 1994) (fig. 9) huit échantillons se localisent dans le champ des E-type MORB, et un se place dans le champ des tholéïtes continentales. Pour rendre compte des résultats géochimiques, Cabanis et Wyns (1986) envisagent une mise en place en site de rift continental.

Une nouvelle analyse, effectuée sur une métadolérite prélevée au Sud de la Ferme de Montchenin (vallée du Layon) est reportée dans l'annexe 2. Sa description pétrographique figure dans l'annexe 3. Comme en témoignent sa teneur assez élevée en titane ($\text{TiO}_2 = 1,74\%$) et le fractionnement peu marqué de son spectre de terres rares (fig. 12), la roche est un ancien basalte tholéitique. Par son rapport Th/Ta modéré ($\sim 2,5$), elle se distingue des laves basiques associées aux zones de subduction. Dans le diagramme $(\text{Th}/\text{Ta})_N$ vs. $(\text{Tb}/\text{Ta})_N$ (fig. 9), elle s'inscrit entre le champ des tholéïtes continentales et celui des basaltes de bassins arrière-arcs. Néanmoins, la faible teneur en Ta ($=0,4$ ppm) entraîne une incertitude relativement élevée sur cet élément ($\sim \pm 0,1$ ppm) et, corrélativement, sur les rapports Th/Ta et Tb/Ta. Normés au manteau primordial, les rapports Zr/Nb et Y/Nb (soit $[\text{Zr}/\text{Nb}]_N$ et $[\text{Y}/\text{Nb}]_N$) sont supérieurs à 1 ($= 2$ et $1,3$ respectivement), ce qui suggère une origine à partir d'un manteau appauvri de type océanique. Des analyses complémentaires seraient nécessaires pour caractériser précisément la Formation de Breupreau sur le territoire de la feuille Montreuil-Bellay.

MP. Micaschistes pélitiques, et micaschistes quartzeux. Outre les métagrauwackes et micaschistes quartzeux décrits plus haut, l'ensemble volcano-sédimentaire nord comprend des micaschistes pélitiques, qui représentent ici le faciès dominant. Ces roches affleurent largement à l'Est de Nueil-sur-Layon, où elles alternent avec les micaschistes quartzeux qui forment des bancs plurimétriques à décimétriques. Les micaschistes pélitiques,

peu massifs parce qu'intensément schistosés (feuilletés), ont une teinte grise ou marron-beige et parfois argentée. Ils présentent fréquemment des lentilles quartzieuses (exsudats) plus ou moins allongées et parfois replissées. En pierres volantes, ces exsudats quartzieux livrent des fragments anguleux de quartz de dimensions centimétriques à pluricentimétriques qui deviennent souvent les seuls indices de l'existence d'un substratum schisteux dans les zones fortement altérées.

Ensemble volcano-sédimentaire sud

MG. Métagrauweekes à phénocristaux de feldspath et micaschistes quartzieux (rares métavolcanites acides). Ces différents faciès n'ont pas été cartographiés séparément. Les métagrauweekes sont des roches massives, foliées, à grain très fin (< 0,1 mm), de teinte gris verdâtre, pauvres en minéraux phylliteux et à cristaux sub-millimétriques de feldspath. Localement, elles pourraient être décrites comme des gneiss, tant leur aspect massif les distingue des micaschistes pélitiques. Sous l'effet de l'altération, elles deviennent moins résistantes : un débit en plaquettes épaisses de 2 à 5 cm, plus ou moins tendres et conformes à la foliation apparaît, et la teinte tend vers l'ocre-jaune. Les métavolcanites acides sont des roches massives, foliées, de teinte gris à gris-jaune ou gris-vert, dont les seuls minéraux identifiables à l'œil nu sont des feldspaths millimétriques. Sur le terrain, ce faciès se confond avec les métagrauweekes et seule l'étude pétrographique indique une origine volcanique. Les micaschistes quartzieux sont des roches grises, foliées, montrant des alternances de niveaux phylliteux et de niveaux essentiellement quartzieux. Les éléments structuraux - schistosités et plis - y sont bien exprimés, ce faciès constituant un matériel bien adapté aux études structurales.

Sous le microscope les roches métasédimentaires apparaissent essentiellement constituées de quartz, feldspath (plagioclase), mica blanc, mica brun clair à jaunâtre, granules de minéraux opaques, plus rarement de chlorite, épidote et leucoxène, et exceptionnellement, de grenat. Les faciès métagrauweekeux les plus massifs présentent une matrice quartzo-plagioclasique à grain très fin, englobant des porphyroclastes feldspathiques. Le feldspath est généralement altéré ; il présente un aspect « sale » ou piqueté de séricite. Le litage traduit l'existence de niveaux plus ou moins quartzieux ou feldspathiques. Les niveaux feldspathiques, d'aspect brouillé, sont enrichis en minéraux phylliteux très fins (séricite et/ou mica brunâtre à jaunâtre) et granules opaques plus ou moins altérés. Ils sont dilacérés ou anastomosés et parfois plissés. Localement, on y observe de l'épidote qui peut également former de véritables lits en association avec le leucoxène. Dans les lits feldspathiques, nous avons trouvé quelques rares zircons. Dans les lits plus quartzieux, les minéraux phylliteux (micas et chlorite) se présentent en petits cristaux isolés soulignant la schistosité. Une origine volcanoclastique est envisagée (anciens tufs ?) pour ce faciès.

Les micaschistes quartzeux sont plus pauvres en feldspath et plus riches en minéraux phylliteux, ce qui témoigne d'une origine sédimentaire franche. Le litage traduit l'alternance de niveaux essentiellement quartzeux et de niveaux phylliteux (mica blanc > mica noir > chlorite). Dans ces derniers, on observe fréquemment une schistosité de type « strain-slip », encadrant des microlithons de mica blanc. Dans de rares échantillons, nous avons trouvé quelques grenats de petite taille, frais ou recristallisés en chlorite et épidote.

Sous le microscope, les faciès métavolcaniques apparaissent principalement constitués de quartz, feldspath (plagioclase et feldspath potassique dans quelques échantillons), biotite, chlorite, séricite (altération du plagioclase), épidote, granules de minéraux opaques et accessoirement, zircon et sphène. Les porphyroclastes de plagioclase, de taille millimétrique à inframillimétrique, constituent l'indice le plus systématique d'une origine volcanique. Ces plagioclases sont inclus dans une matrice quartzo-feldspathique très fine, ponctuée de granules et amas de minéraux opaques et d'épidote, dans laquelle les phyllites (biotite plus ou moins chloritisée, et plus rarement mica blanc), en lits plus ou moins continus, marquent la schistosité. Localement, cette matrice conserve des textures magmatiques de type micropegmatitique.

• **Métamorphisme de contact dans l'ensemble volcano-sédimentaire sud.** Les enclaves métasédimentaires dans les microgranites se présentent comme des roches litées montrant l'alternance de niveaux microgranitiques réguliers (filonnets) et de niveaux dilacérés sombres. Au microscope, les lits granitiques présentent une texture équante ; ils sont composés de quartz, plagioclase, feldspath potassique et biotite chloritisée. Vers le centre ces filonnets deviennent strictement quartzeux et de beaux cristaux de mica blanc s'observent au contact entre quartz et microgranite. Les lits sombres présentent une schistosité soulignée par des paillettes de séricite, ils contiennent également des grains de quartz, des opaques et de petits cristaux de « néo-biotite » brune, sécante sur la schistosité (métamorphisme de contact).

À proximité du microgranite, les roches de l'ensemble volcano-sédimentaire sud présentent un aspect souvent vitreux et une teinte très sombre. À première vue, ces roches se distinguent difficilement des faciès sombres de rhyolites du Choletais (cf. *infra*), mais dans le détail, elles montrent un litage et une schistosité que l'on n'observe jamais dans les rhyolites. Elles affleurent dans la partie nord-est de la grande carrière de Ligrion, où elles ont été largement exploitées comme granulats, et dans les méandres de l'Argenton au Sud de la Gouraudière. Un échantillon de métavolcanite prélevé au contact du microgranite, dans la vallée de l'Argenton, montre un important développement de biotite brune, en petits cristaux non orientés dispersés dans la matrice ou en remplacement de chlorites. Singulièrement ce métamorphisme de contact ne s'observe pas dans un échantillon de métagrauwacke massif provenant de la carrière de Ligrion.

FORMATIONS SÉDIMENTAIRES ET ALTÉRATIONS POST-PALÉOZOÏQUES (fig. 14, hors-texte)

Jurassique

Les premières assises du Jurassique (Pliensbachien et localement Toarcien) reposent généralement sur un socle non altéré, à la différence du Cénomani, dont les premiers dépôts ont été précédés d'une longue période d'altération continentale.

13. Calcaires gréseux, calcaires bioclastiques et poudingues à ciment calcaire (Pliensbachien) (2 à 3 m). L'étage n'a été reconnu que dans la vallée du Thouet de Sainte-Radegonde au Sud, à Prailles où il disparaît sous les alluvions. Dans la région de Thouars, 3,3 m au maximum de grès et de conglomérats à ciment calcaire représentent l'étage. Ils livrent de nombreuses bélemnites (*Passalothentis*), des lamellibranches (*Aequipecten* sp., *Entolium disciformis*, *Ostrea* sp.) et des gastéropodes (*Pleurotomaria*, *Zygopleura*).

La phase détritique comporte des galets quartzeux ou granitiques (microgranite de Thouars) à la base, des graviers et des sables quartzofeldspathiques. La phase organogène comprend de nombreux bioclastes (entroques, fragments de lamellibranches...). Le ciment est sparitique dans les niveaux riches en bioclastes, micritique ailleurs.

En rive gauche du Thouet, à Sainte-Radegonde et à Ligron, le Pliensbachien est discontinu ; il s'appuie latéralement sur les reliefs (écueils) du socle granitique qui s'élèvent jusque dans le Toarcien supérieur. Le Pliensbachien se termine par une surface usée ferrugineuse supportant les calcaires argileux à ammonites du Toarcien.

De Vrines à Prailles, le long de la vallée du Thouet, le Pliensbachien se présente sous un faciès semblable mais il est continu dans ce secteur où il repose sur les micaschistes altérés du socle anté-mésozoïque.

Au Nord de Prailles une petite falaise expose la totalité de l'étage. On observe de bas en haut :

- 1,50 m de grès grossier assez tendre, poreux, admettant à la base un cordon de galets de quartz, en partie médiane trois à quatre bancs discontinus de calcaire bioclastique, gréseux ou non, à lamines micritiques blanches, et au sommet quelques bouffées conglomératiques. Ce banc se termine par une surface ravinée ;

- 0,70 m de conglomérat à galets de quartz plus ou moins arrondis, à stratification fruste, livrant dans la moitié inférieure quelques empreintes (*Entolium* et *Zygopleura*). Le banc se termine par un niveau à gros galets de quartz dont le sommet dépasse en relief la surface usée ;

- calcaires à oolites ferrugineuses (Toarcien).

Les sédiments plienschachiens résultent d'une sédimentation de plate-forme peu profonde à proximité de reliefs émergés (au Sud-Ouest) qui alimentait les dépôts terrigènes.

L'étage manque au Nord des Verchers-sur-Layon où le Toarcien repose directement sur les schistes du socle. Par contre, sur la moitié orientale de la feuille, les données de sondage confirment sa présence sous un faciès et une puissance comparables à ceux relevés à l'affleurement.

Localement le Plienschachien a été transformé par l'altération au Crétacé inférieur. La description des faciès d'altération est donnée au début du chapitre Mésozoïque.

14. Calcaires argileux, marnes, calcaires à oolites ferrugineuses (Toarcien) (3,4 à 15 m). C'est sur la feuille de Montreuil-Bellay, à Vrines au nord de Thouars que le stratotype du Toarcien a été défini par d'Orbigny. Cet auteur avait en effet choisi les carrières du Rigollier près de Vrines comme point étalon.

En 1987, le stratotype situé dans les anciennes carrières du Rigollier a fait l'objet d'un aménagement (rafraîchissement de la coupe et pose de panneaux explicatifs). Le site est désormais classé en réserve naturelle sous la dénomination « réserve naturelle du Toarcien » (décret n° 87-950 du 23 novembre 1987 - Environnement). D'autres profils de la région de Thouars exposent l'étage notamment à Ligron et sur la feuille voisine de Thouars, à Thouars même et à Airvault.

Au sommet de la carrière de Ligron où sa puissance est d'environ 3,40 m (comme à Vrines), l'étage est très fossilifère ; on détaille, de bas en haut :

- 0,08 à 0,20 m : calcaire bioclastique à rognons limonitiques représentant le Toarcien inférieur et moyen (sous-zones à Falciferum à sous-zone à Bifrons) ;
- 1,10m : marne à bancs de calcaire argileux discontinus à la base et au milieu, continus au sommet (début du Toarcien supérieur : zone à Thouarsense) ;
- 0,60 m : calcaire à oolites ferrugineuses représentant la zone à Insigne et la base de la zone à Pseudoradiosa ;
- 0,80 m : reposant sur un interlit marneux des calcaires argileux à oolites ferrugineuses, à débit plus ou moins amygdalaire : sommet de la zone à Pseudoradiosa et base de la zone à Aalensis ;
- 0,65 m : calcaire argileux sans oolite ferrugineuse, en bancs irréguliers intercalés dans des marnes grises : sommet de la zone de Aalensis.

En conclusion on remarque :

- la lacune de la partie basale de l'étage (zone à *Tenuicostatum* et sous-zone à *Strangewaysi*) et le Toarcien moyen condensé (un banc de 0,20 m maximum) ;
- la lacune de la zone à *Variabilis* (sommet du Toarcien moyen) ;
- la faible épaisseur totale de l'étage qui n'est pratiquement représenté dans ce secteur que par le Toarcien supérieur.

Dans la carrière de Ligrion et autour de Sainte-Radegonde on observe fréquemment des écueils de microgranite qui n'ont été recouverts qu'à partir du Toarcien terminal (zone à *Pseudoradosa* et même zone à *Aalensis*).

Ailleurs, le Toarcien affleure rarement ; il a été rencontré localement à l'occasion de fouilles à Sainte-Verge, à Pompois et à Prailles. Au Nord-Est des Basses-Fontaines en limite septentrionale de la feuille, il repose directement sur les micaschistes du socle anté-mésozoïque (lacune du Pliensbachien). En limite occidentale, au Nord de Nueil-sur-Layan, le Toarcien reposerait également directement sur le socle schisteux.

En sondage, le Toarcien montre un épaississement vers l'Est ; il atteindrait 15m environ en limite orientale de la feuille.

j1. Calcaires fins à silex, calcaires argileux à interbancs marneux (Aalénien) (5 à 15 m). Les calcaires aaléniens forment le sous-sol de la ville de Thouars. Ils affleurent également au Nord-Est des Verchers-sur-Layon et à Bourgneuf près de Montreuil-Bellay.

Aux environs de Thouars, la partie inférieure de l'étage est visible au sommet de la carrière de Ligrion. On observe faisant suite aux assises du Toarcien supérieur :

- 1,60 m : calcaire argileux en petits bancs séparés par des interbancs marneux ; huîtres, bélemnites, *Homeorhynchia cynocephala* au sommet ;
- 3,70 m : calcaire fin en petits bancs séparés par des joints marneux dans le tiers inférieur ; *Hanunatoceras* sp. au sommet.

Cette assise représente l'Aalénien inférieur (zone à *Opalinum*). La partie supérieure de l'étage affleure sporadiquement autour de Thouars et de Sainte-Verge ; une bonne coupe de cette assise affleure dans les anciennes carrières de Fertevault au Sud de Thouars (feuille de Thouars à 1/50 000) : on y observe sur 9 m de puissance de gros bancs réguliers (1 m) de calcaire bioclastique fin à silex bleu sombre en gros rognons contournés ; le dernier banc (sommet de l'étage) se termine par une importante discontinuité ; il est criblé de fins terriers verticaux. Les bancs inférieurs contiennent encore *Homeorhynchia cynocephala*.

Les calcaires à silex bleu sombre correspondent à l'Aalénien moyen (zone à Murchisonae).

Dans la région de Thouars, l'Aalénien supérieur manque (lacune de la zone à Concavum).

Région de Montreuil-Bellay : les anciennes carrières des Grippes (feuille de Saumur) au Nord de Messemé montrent 5,50 m de calcaire fin, bioclastique, en bancs de 0,70 à 0,20 m d'épaisseur, présentant des terriers dans les bancs inférieurs. Cet ensemble se termine par un joint plan à partir duquel de nombreuses perforations se développent. Au-dessus viennent des calcaires bioclastiques comportant une lumachelle à térébratules qui sert de banc-repère à la base du Bajocien. Ces calcaires sont assez peu fossilifères : *Homeorhynchia*, *Cynocephala*, *Belemnites*.

L'Aalénien de ce secteur n'a livré que quelques *Leioceras* sp. dont *L. gr. opalinum*. L'Aalénien moyen et l'Aalénien supérieur manquent.

En sondage (La Motte-Bourbon), on retrouve au Nord-Est de la feuille l'Aalénien inférieur sous un faciès identique mais une épaisseur plus importante (15 m). La lacune des parties moyenne et supérieure de l'étage se poursuit vers l'Est.

j2. Calcaires bioclastiques à silex, calcaires graveleux (Bajocien) (5 à 125 m). Les calcaires bajociens affleurent à l'Ouest de Thouars et dans la vallée du Thouet autour de Montreuil-Bellay. Au Sud, le Bajocien expose un ensemble de calcaires bioclastiques de 10 m environ de puissance ; de bas en haut on détaille :

- à 0,60 m un niveau lumachelique à *Sphaeroidothyris endesi* ;
- de 2,50 à 5 m : calcaire se chargeant en gravelles avec des silex alignés ;
- de 6,50 à 7 m : un banc à gros terriers ;
- enfin, 3 m de calcaire bioclastique en bancs de 0,50 m.

Le serpules coloniales sont fréquentes à la base. On récolte des lamelli-branches (*Trichites* sp.) et des ammonites : *Sonninia ovalis*, *S. adicra*, *S. jugifera*, *Witchellia* sp., *Emileia* sp., *Otoites sauzei*, *Sonninia patella*, *Emileia polyschides*. Cette faune représente le Bajocien inférieur : zones à Ovalis (sommet) et à Sauzei.

Le Bajocien moyen est représenté par 3,50 m de calcaire bioclastique à nombreux terriers verticaux, se terminant par une importante discontinuité ; *Stephanoceras* sp. Le sommet de la zone à Humphriesianum est vraisemblablement absent.

Le Bajocien supérieur montre 6 à 7 m de calcaires graveleux (ponctuations rouges) caractéristiques, en bancs d'épaisseur supérieure à 1 m. Au sommet apparaissent quelques silex à taches rouille. La faune est peu abondante : *Parkinsonia dorsetensis*, *P. densicostata*.

Le Bajocien atteint 20 m de puissance près de Thouars. Au Nord, dans la région de Montreuil-Bellay, le Bajocien se réduit à 5 m environ d'épaisseur totale. Le Bajocien inférieur est représenté par 2,50 m de calcaires bioclastiques à terriers, comportant la lumachelle à *Sphaeroidothyris endesi* à la base et quelques silex au sommet.

La faune d'ammonite met en évidence la lacune de la partie supérieure du sous-étage (zone à Sauzei). Cette lacune se prolonge jusque dans le Bajocien supérieur ; manquent les zones à *Humphriesianum* (Bajocien moyen), à *Subfurcatum* et à *Garantiana pro-parte* (Bajocien supérieur).

Le Bajocien supérieur expose 2,50 m de calcaire à ponctuations rouges, à nombreux terriers dans la partie inférieure. La faune d'ammonites (*Garantiana* sp., *Bigotites* sp., *Parkinsonia* gr. *subarietis*, *Opelia* sp., *Parkinsonia dorsetensis*, *P. Subgaleata*, *Cadomites* sp., *Morphoceras* sp.) indique le sommet de la zone à *Garantiana* et la zone à *Parkinsoni*.

L'étage s'épaissit vers l'Est : 125 m au total dans le sondage du Rochereau (512-3-511).

j3. Calcaires noduleux fins à silex bleu clair (Bathonien) (10 à 14 m).

Le Bathonien affleure à l'Ouest de Thouars entre Puyraveau et la Dive, le long de la faille de Montreuil-Bellay au Sud-Est de la ville et au Nord de Vaudelnay. Il n'existe pas de coupe importante de l'étage au Sud de la feuille.

D'après les affleurements situés près de Pas-de-Jeu sur la feuille voisine de Thouars, l'étage présente la succession suivante, de bas en haut (10,50 m) :

- 1,10 m de calcaire de faciès identique à celui du Bajocien supérieur : gravelles rouille, spongiaires, très riches en *Ctenostreon* sp. ;
- 6,00 m de calcaire bioclastique crayeux blanc, noduleux, à très nombreux silex gris en cordons ou en bancs ;
- 1,80 m de calcaire identique moins chargé en silex, se terminant par une discontinuité importante ;
- 1,60 m de calcaire noduleux de faciès lithologique semblable à gros terriers à la base et fines tubulures au sommet, terminé par une surface irrégulière, usée ;
- Callovien (calcaires à oolites ferrugineuses).

Les ammonites, assez rares, permettent de détailler la présence :

- du Bathonien inférieur (zones à Zigzag et Yeovilensis) ;
- du Bathonien moyen et de la base du Bathonien supérieur (zones à Sucontractus, Morrissi et base de Aspidoïdes).

Dans le secteur nord, le Bathonien est bien visible dans les carrières encore en activité (14 m env.) de La Motte-Bourbon. Les faciès lithologiques sont semblables à ceux décrits pour la partie sud de la feuille ; on note cependant un épaissement des calcaires à silex en partie médiane de l'étage, atteignant ici près de 9 m. Dans ce secteur, l'étage serait complet : présence de l'horizon à Aspidoïdes immédiatement sous les calcaires calloviens.

Vers l'Est, l'épaisseur de l'étage se conserve (14 m dans le sondage n° 512-3-511).

Au Nord-Ouest de Montreuil-Bellay, le Bathonien a été transformé par l'altération du Crétacé inférieur. La description des faciès altérés est donnée au début du chapitre Crétacé.

j4. Marnes, calcaires argileux glauconieux, calcaires fins à oolites ferrugineuses à ammonites (Callovien) (1 à 2,5 m). Le Callovien se présente sous une épaisseur très faible : 1 m environ au Sud à 2,5 m maximum au Nord. L'étage expose à Montreuil-Bellay la succession suivante :

- 0,45 m : calcaire argileux fin à galets calcaires à la base, à oolites ferrugineuses, blanc crème ou jaunâtre, terminé par une surface durcie localement perforée ;
- 0,45 m : marne compacte comportant vers la base un banc (0,15 m) de calcaire argileux très riche en oolites ferrugineuses ;
- 1 m de calcaire fin peu argileux en gros bancs ; quelques oolites ferrugineuses à la base. Les calcaires sont glauconieux vers le sommet et se terminent par une surface usée ondulée à partir de laquelle se développent des terriers ;
- 0,50 m de marne incluant des galets calcaires (niveau démantelé) à la base ;
- 0,20 m de calcaire glauconieux à surface usée et percée de terriers ;
- marnes oxfordiennes.

Malgré sa faible puissance l'étage est presque complet. Seule manque à la base la zone à *Macrocephalus*. Les ammonites très nombreuses ont permis de reconnaître la présence de tous les autres horizons du Callovien moyen et supérieur.

Les calcaires assez résistants de la partie médiane de l'étage (calcaires à glauconie) couvrent une importante superficie au Sud-Est de Montreuil-

Bellay, les niveaux plus tendres du Callovien supérieur et de l'Oxfordien ayant été décapés par l'érosion.

j5S. **Marnes grises à spongiaires, à bancs de calcaire argileux (Oxfordien moyen) (15 à 20 m) ; niveaux condensés (Oxfordien inférieur) (épaisseur décimétrique).** L'Oxfordien n'apparaît qu'au Nord et à l'Est de Montreuil-Bellay. Il se présente sous un faciès lithologique marneux peu propice à l'observation. Seuls deux affleurements localisés de la base de la formation sont visibles près de Montreuil-Bellay. À Montreuil-Bellay on peut observer, immédiatement au-dessus des calcaires glauconieux terminant le Callovien, des marnes gris bleuté plus ou moins colluvionnées. Près du Lycée agricole, une tranchée de route montre quelques mètres de marnes discrètement feuilletées avec bancs intercalés de calcaire argileux en miches.

Les marnes de l'Oxfordien moyen affleurent sporadiquement dans les fossés autour de Balloire et à Morton : marnes grises compactes avec spongiaires et bélemnites ; elles sont souvent altérées et prennent une couleur ocre ou blanc jaunâtre et un aspect pulvérulent.

Les Marnes de l'Oxfordien moyen atteindraient 15 à 20 m de puissance près de Méron.

Les niveaux démantelés à ammonites des zones à *Mariae* et *Cordatum* n'ont pas été retrouvés sur le territoire de la feuille, indiquant une lacune de l'Oxfordien inférieur déjà très condensé plus au Sud (feuille de Mirebeau-en-Poitou).

Crétacé

Altérites d'âge Crétacé inférieur

Les premières formations marines crétacées appartiennent au Crétacé supérieur (Cénomaniens) et sont discordantes sur l'ensemble des formations antérieures (Jurassique et socle cristallin). Le Cénomaniens scelle des profils d'altération latéritique plus ou moins tronqués par l'érosion ayant précédé la transgression. Ces altérites témoignent de l'évolution continentale de la région pendant le Crétacé inférieur, qui résulte de l'exhaussement de la marge continentale sud-armoricaine lors de l'ouverture du Golfe de Gascogne à cette époque.

Altérations d'âge Crétacé inférieur du socle hercynien

A[°]θ. **Altérites de roches plutoniques basiques (quelques mètres).** Le gabbro de Massais est localement affecté par l'altération argilisée sur quelques mètres.

$\mu\gamma^{CA}$. **Altérites de roches plutoniques acides (5 à 10 m)**. Surlagranodiorite de la Mouclerie, les altérites anté-cénomaniennes sont représentées par 5 à 10 m d'arènes. Les quartz sont préservés, tandis que les feldspaths et l'actinote sont argilisés ; les biotites sont largement chloritisées et vermiculitisées et sont en voie d'argilisation.

p^c , $\mu\gamma$, $\mu\gamma$. **Altérites de roches volcaniques et hypovolcaniques acides (1 à 2 m)**. La matrice des rhyolites et des microgranites est généralement argilisée ainsi que les phénocristaux de feldspath, tandis que les phénocristaux de quartz sont préservés. Aucune coupe n'a pu être observée dans ces profils.

M^cG , M^cP , $M^c\beta$, M^cP-G , Sg . **Altérites de schistes et micaschistes (> 15 m)**. Sur les formations schisteuses et micaschisteuses, les roches initiales ont été argilisées sur une épaisseur de plusieurs dizaines de mètres, dont seule la partie inférieure a été préservée sur 5 et 15 m sous les premiers dépôts cénomaniens : la roche, pulvérulente (sapolite), a préservé la structure de la roche initiale, de sorte que l'on peut observer la foliation et le litage (isaltérite). Les horizons supérieurs du profil d'altération (allotérite et cuirasse) ont été décapés par l'érosion avant la transgression crétacée. Le contact du Cénomaniens transgressif sur les micaschistes argilisés est bien observable dans l'argillère de l'Humeau Jouanne au Nord-Est de Cersay.

c . **Altérites de socle indifférencié**. En forêt de Brignon ainsi qu'entre Ligron et Soulbroids l'absence d'affleurement et la végétation n'ont pas permis d'identifier la nature du socle altéré.

Altérations d'âge Crétacé inférieur de formations jurassiques

13 . **Graviers roulés de quartz, conglomérats silicifiés (Hettangien altéré) (1 à quelques mètres)**. Les poudingues à ciment carbonaté de l'Hettangien, altérés avant la transgression cénomanienne, ont généralement donné des cailloutis résiduels par dissolution du ciment carbonaté originel : c'est le cas notamment dans la région de Soulbroids au Nord de la faille de Ligron, où l'Hettangien n'est représenté que par des graviers peu épais de quartz roulés reposant sur le socle altéré. Les dragées de quartz libérées par l'altération ont été en partie remaniées à la base des cailloutis cénomaniens.

Localement, les conglomérats hettangiens ont été silicifiés en masse, comme on l'observe à Bouillé-Saint-Paul : il s'agit d'une roche massive de teinte gris clair à beige, lustrée à la cassure, montrant autour des grains détritiques un cortex blanc de silice néoformée ; d'autres blocs siliceux sont des grès plus fins à nombreux grains de glaucome, et qui contiennent des débris osseux et quelques fragments de schistes graphiteux remaniés du substratum. Ce faciès occupe une aire réduite, entre Bouillé-Saint-Paul et Les Vernelles ; il s'observe

en blocs décimétriques et plaques de 10 à 15 cm d'épaisseur, dispersés sur les champs. Ces pierres volantes sont localement très abondantes et fréquemment mêlées aux roches du socle sous-jacent (schistes graphiteux et rhyolites principalement). Dans le village de Bouillé-saint-Paul, cette roche a servi à la construction de maisons. En lame mince, la roche apparaît essentiellement constituée de grains de quartz, infra-millimétriques à millimétriques, assez bien classés et cimentés par de la silice microcristalline (calcédoine). Au quartz s'ajoutent quelques minéraux ferro-magnésiens, des minéraux lourds et des clastes millimétriques à centimétriques.

3. Calcaires silicifiés bréchiques (Bathonien altéré) (4 à 5 m). Au Nord-Ouest de Montreuil-Bellay, l'entablement bathonien situé au Nord de la faille est entièrement silicifié sur une épaisseur de plusieurs mètres, où l'on observe des blocs de brèche siliceuse parfois emballés dans une argile rouge. L'ancienne carrière située au Sud de Champ de Liveau (Nord-Ouest de Montreuil-Bellay) permet d'observer en place, sur son front nord, ce niveau d'altération : le Bathonien est silicifié sur 4 à 5 m de hauteur, les silex sont gris et souvent cassés et bréchiformes ; de nombreux vides résiduels subsistent, donnant un aspect caverneux à la roche. Au Nord de Vaudelnay, l'épaisseur de ces brèches siliceuses est estimée à 5 m environ sous la base du Cénomaniens détritique. Ces faciès siliceux résultent de l'altération en masse du calcaire bathonien avant la transgression cénomaniennne, et ne correspondent pas aux seuls accidents siliceux (chailles) résiduels après dissolution des carbonates : des faciès identiques ont été observés dans le plan de la surface infra-crétacée dans d'autres régions (Basse Normandie, Lorraine). Ce matériau était autrefois exploité pour l'empierrement.

Crétacé supérieur

La transgression du Crétacé supérieur atteint la région dès le début du Cénomaniens. Elle recouvre successivement du Nord-Est vers le Sud-Ouest les assises du Jurassique supérieur puis moyen, le Lias et enfin le socle paléozoïque.

Rc1S. Sables et graviers cénomaniens résiduels reposant sur du Bathonien altéré (Rc1S/3) (1) ou sur de l'Oxfordien moyen et inférieur (Rc1S/5S) (2). Localement, au Nord de la faille de Montreuil-Bellay, les niveaux sablo-graveleux de la base du Cénomaniens transgressif sont résiduels sur le Jurassique. On observe des cailloutis siliceux plus ou moins roulés dispersés dans les champs et mêlés aux fragments de Jurassique en place remontés par les labours.

c1S. Sables argileux fins glauconieux, grès, argiles feuilletées grises, graviers (Cénomanien, partie inférieure) (20 à 30 m). La

base du Cénomanien se présente sous trois principaux faciès :

- des cailloutis grossiers généralement peu usés ;
- des sables glauconieux ;
- des argiles feuilletées grises ou noires avec ou sans glauconie.

Les sondages à la tarière réalisés dans le cadre du lever de la carte montrent que ces trois faciès semblent s'organiser verticalement en séquences granodécroissantes d'épaisseur plurimétrique. Latéralement, ces mêmes séquences forment des corps lenticulaires, évoquant des chenaux divagants.

Dans la moitié ouest de la carte, où le Cénomanien repose sur les micaschistes précambriens altérés du Groupe des Mauges, les cailloutis sont très abondants et sont constitués principalement de fragments de quartz généralement peu ou pas usés, témoignant d'un façonnement fluvial de courte durée. Les quartz sont soit d'origine filonienne, soit d'origine métamorphique (exsudats quartzeux abondants dans les micaschistes) et témoignent d'un faible remaniement des résidus insolubles du profil d'altération des micaschistes. Leur taille peut atteindre une dizaine de centimètres, ils alternent généralement avec des sables grossiers et des graviers très hétérométriques au sein desquels se rencontrent des fragments non altérés de schistes, ce qui montre que l'érosion ayant précédé la transgression marine a, au moins localement, atteint le substratum non altéré.

Dans la forêt de Brignon, une ancienne carrière montre sur 7 à 8 m des sables grossiers avec fragments de quartz peu ou pas usés. Certains niveaux sableux plus fins contiennent de la glauconie.

Dans l'ancienne argillère de l'Humeau Jouanne, une coupe permet d'observer le contact du Cénomanien sur les micaschistes altérés :

- à la base, micaschiste argilisé (isaltérite) ;
- 1,50 m de graviers de quartz peu ou pas usés contenant des fragments de schistes non altérés, reposant sur les micaschistes argilisés ;
- 2,50 m d'argile grise feuilletée à interlits de silt gris clair.

Ces cailloutis, très développés dans la moitié ouest de la carte, avaient été notés en alluvions quaternaires sur la carte à 1/80 000 Saumur.

Au Nord de la faille de Montreuil-Bellay, des cailloutis reposant sur le Jurassique silicifié et jalonnant la base du Cénomanien sableux avaient été également notés en alluvions quaternaires ; l'observation d'une coupe à l'ouest du hameau de la Madeleine a permis de les rapporter à la base du Cénomanien ; cette coupe montrait de bas en haut :

- Jurassique altéré, décarbonaté, blanchâtre, d'aspect marneux ;
- 3 à 4 m de sable fin à grossier, à larges stratifications entrecroisées, avec lits de graviers quartzeux (0,5 à 2 cm de diamètre) et nombreux fragments plus volumineux (5 à 20 cm) de silex non usés mais corrodés, parmi lesquels des débris de spongiaires, alternant avec des lits de sable fin roux à verdâtre légèrement glauconieux et intercalation d'argiles grises feuilletées. Les silex remaniés présentent un faciès identique à ceux du Bajocien silicifié.

Des faciès sablo-graveleux du même type sont développés à la base du Cénomaniens dans la partie nord-est de la carte (région de Méron - Epieds - Morton). À Epieds, le Cénomaniens débute par un conglomérat tendre à ciment ferrugineux et argilo-sableux surmonté par 2 m environ de sable fin à passées rouille et traînées de graviers à stratification inclinée vers le Sud. Le sommet de ces sables est érodé et recouvert par des argiles feuilletées sableuses, grises, moulant la surface d'érosion (1 m), puis par des sables fins argileux.

Au-dessus des faciès détritiques grossiers de la base du Cénomaniens se développent généralement des argiles gris-noir feuilletées, micacées et glauconieuses, qui affleurent sur plus de 6 m à Vilgué près d'Argenton-l'Eglise. Ces argiles sont essentiellement constituées de smectites. La phase sableuse très fine représente 8 % en moyenne du sédiment. Elles contiennent une petite quantité de matière organique (0,52 % de carbone total) et livrent localement des bois silicifiés.

Ce niveau est irrégulier et peut être totalement absent notamment le long de la bordure sud des affleurements où les sables fins supérieurs les débordent et reposent alors directement sur le socle anté-cénomaniens (Fronteau au Sud-Ouest d'Argenton). Les argiles disparaissent également au Nord-Ouest (vallée du Layon) où la partie inférieure de l'étage est réduite, au Sud-Est près de Pas-de-Jeu où l'on observe des sables moyens à litage entrecroisé.

Au-dessus de ces faciès transgressifs vient un ensemble de sables fins à très fins, argileux, glauconieux surtout dans la partie supérieure, à débris de lignite et faune peu diversifiée (*Exogyra columba minor*) ; cette formation peut atteindre une épaisseur de 20 m.

Au sein des sables fins, on rencontre à la limite de la feuille dans la tranchée de la route de Montreuil-Bellay à Doué-la-Fontaine un niveau argilosableux tendre, vert à ocre, facile à confondre avec les limons superposés, qui est en fait une véritable lumachelle à grandes orbitolines : *O. plana*, *O. Conica* et *Ammonica beccari*, ostracodes.

Ce niveau pourrait correspondre au sommet du Cénomaniens inférieur.

La partie inférieure du Cénomaniens atteint presque 30 m dans le sondage de Tourtenay.

c1M. Marne blanche, calcaire argileux à huîtres et marnes à *Pycnodontes* (Cénomaniens, partie supérieure) (21 m). La partie supérieure du Cénomaniens atteint 21 m de puissance dans le sondage de Tourtenay. Elle débute de façon générale par 5 à 7 m de marne blanche à l'affleurement, grise en sondage, à innombrables huîtres de grande taille (*Pycnodonta biauriculata*) supportant une assise de calcarénites parfois très dures de 2 à 3 m d'épaisseur. Ces calcarénites sont bien représentées dans tout l'Est de la feuille ; au Nord-Ouest (vallée du Layon) elles passeraient à des calcaires crayeux glauconieux. Elles sont très fossilifères : *Pycnodonta biauriculata*, *Exogyra columba*, *E. flabellata*, *E. carinata*, *Rhynchonella alata*, *Acanthotyris* sp., *Ichtyosarcolites*.

Ces calcarénites représentent le sommet du Cénomaniens moyen par comparaison avec les feuilles voisines de Loudun et Lençloître. En raison de leur dureté elles forment dans le quart sud-est de la feuille un talus caractéristique sur les flancs de la vallée de la Dive.

L'étage est terminé par quelques mètres de marnes blanches rarement glauconieuses, peu fossilifères (*E. columba*). Ces marnes très compactes à leur sommet annoncent les calcaires argileux blancs du Turonien inférieur. Elles sont fréquemment masquées par des colluvions issues de l'altération de la craie de la cuesta turonienne qui les surmonte.

C2I. Craie blanche à inocérames, marne blanche (Turonien, partie inférieure) (10 à 12 m). La partie inférieure du Turonien dont l'épaisseur est d'environ 10 à 12 m comprend à la base des calcaires argileux très blancs, en bancs bien exprimés et séparés par des niveaux minces de marnes feuilletées blanches.

Ces niveaux sont assez fossilifères, la faune étant surtout représentée par des inocérames : *Inoceramus labiatus*, *I. hercynicus*, *I. mytiloides* et également *Discoidea* sp., *Rhynchonella* sp.

La teneur en carbonate de calcium est élevée (supérieure à 60 %) ; il s'agit en fait d'un calcaire crayeux.

C'est à la partie basale de cette formation qu'apparaissent des sources parfois importantes (source de Son, source de l'Allant en rive droite de la Dive à la limite de la feuille de Saumur).

C2G. Craie micacée, glauconieuse (Turonien, partie moyenne) (15 à 30 m). La partie moyenne du Turonien est représentée par une craie

grise glauconieuse et micacée, généralement stratifiée en gros bancs mais parfois massive. La roche est tendre parfois même à peine cohérente ; elle admet des rognons siliceux (cherts) branchus ou ovoïdes.

Cette formation correspond au Tuffeau de Bourré (Touraine). Elle a été activement exploitée autrefois pour la pierre dimensionnelle en carrières souterraines notamment au Puy-Notre-Dame, à Tourtenay, à Saint-Léger de Montbrillais, à Curçay-sur-Dive et à Ranton. Son épaisseur varie de 15 m environ à Artenay près du Puy-Notre-Dame à 30 m à Curçay-sur-Dive.

La roche est une biomicrosparite plus ou moins gréseuse ; les bioclastes sont fins (bryozoaires, fragments de bivalves...). La phase détritique est constituée de quartz et de muscovite. La glauconie est fréquente. La roche, poreuse, présente une teneur en carbonate de calcium généralement inférieure à 60 % et une fraction siliceuse constituée d'opale-cristobalite.

La faune peu abondante est représentée par des inocérames : *Inoceramus mytiloïdes*, *I. hercynicus*, des trigonies, des échinides : *Micraster* sp. et des huîtres : *E. columa* var. gas. La faune est surtout présente à deux niveaux :

- le premier est situé à la base des calcarénites à silex à 5 m environ de la base de la formation où elle est accompagnée de concrétions siliceuses branchues ;
- le second est situé au sommet de la formation à proximité des calcaires coquilliers de la partie supérieure de l'étage (bryozoaires).

Altérations d'âge Tertiaire du Crétacé supérieur

A^ec2S. Sables fins glauconieux (Turonien, partie supérieure, altéré à l'Eocène) (5 m). Ce niveau est essentiellement formé de sables fins plus ou moins argileux de couleur kaki à jaunâtre, résultant de la décarbonatation complète d'une craie ou d'un calcaire détritique lors des altérations éocènes. La couleur serait due à la glauconie abondante en voie d'altération. Localement (Argentay, le Puy-Notre-Dame), on peut observer un calcaire bioclastique peu cimenté essentiellement formé de bioclastes et de Bryozoaires représentant le faciès originel ; celui-ci devient très sableux au sommet (falun), et passe à des sables moyens non glauconieux (A^ec2S) représentant le Sénonien altéré.

À Tourtenay, ce sont des sables très fins, glauconieux et micacés à plaquettes de grès résiduel au sommet. A Berrie, tout autour des Bois de Lantray et jusqu'à Ranton, la partie supérieure du Turonien expose des sables fins ocre ou verdâtre, glauconieux, micacés, accompagnés de grès glauconieux reposant sur la craie fossilifère à bryozoaires, trigonies et oxogres du sommet du tuffeau (C2G).

L'épaisseur de cette assise terminale du Turonien est en moyenne proche de 5 m ; elle peut localement atteindre une dizaine de mètres (Pouançay, Le Puy-Notre-Dame) en fonction de la profondeur atteinte par le front d'altération cénozoïque.

°C2S/c2G. Turonien altéré résiduel sur substrat reconnu (1 à 2 m).

À l'Est de Curçay-sur-Dive, les sables glauconieux du sommet du Turonien couvrent la craie tuffeau de la partie moyenne de l'étage. Leur épaisseur est faible (1 à 2 m).

°C3-S. Sables et grès à spongiaires. Sénonien (Coniacien à Campanien) altéré à l'Éocène. Le Sénonien n'est représenté sur la feuille que par des sables et des argiles fossilifères représentant le résidu insoluble d'un faciès initialement carbonaté altéré à l'Éocène. Il est particulièrement bien développé sur la colline du Bois de Lantray ; le Sénonien affleure également au Puy-Notre-Dame, et au sommet de la cuesta crétacé dans l'angle nord-est de la feuille.

À Argentay et au Puy-Notre-Dame on peut observer plus de 4 m de sable moyen à fin, jaune clair à ocre, sans minéraux lourds, légèrement micacé contenant à leur sommet de nombreux blocs de quartzite gris bleuté à cassure claire rugueuse montrant des spongiaires en rubans avec spicules.

Au Sud de Saint-Léger-de-Montbrillais, le Sénonien expose de bas en haut :

- 5 à 7 m de sable argileux rouge ou blanchâtre dépourvu de fossiles ;
- 1 m d'argile fine kaolinique blanche, plastique ;
- 5 m de sables argileux blancs, hétérométriques, très fossilifères avec graviers et galets quartzeux. La faune, entièrement silicifiée, comprend essentiellement des spongiaires (*Siphonia*, *Jerea*) accompagnés d'ostréidés (*O. vesicularis*, *E. pliciferd*) de pectinidés et de brachiopodes (*Rhynchonella vespertilio*).

°C3-5/°C2S. Sénonien altéré sur Turonien altéré (quelques mètres).

Au Nord de Berrie et au Nord-Est de Curçay-sur-Dive, une formation résiduelle constituée par quelques mètres de sables grossiers rouges, plus ou moins argileux à innombrables spongiaires silicifiés, semble représenter la base du Sénonien altéré.

Cénozoïque

Tertiaire

Après l'émersion fini-crétacée, la région est soumise à une longue évolution continentale conduisant à une altération intense des formations

affleurantes ; cette altération lessivante a conduit à la transformation des craies et calcaires détritiques du Crétacé supérieur avec ou sans silex (principalement ici le Turonien et le Sénonien) en sables et sables à silex. Les sédiments continentaux contemporains de cette altération sont constitués de sables, graviers et argiles généralement peu épais et difficiles à distinguer des altérites sableuses sous-jacentes dont ils dérivent. Un épisode de silicification généralisé clôt l'altération lessivante avant l'envahissement du paysage par les carbonates continentaux du Priabonien et de l'Oligocène, non représentés sur la carte. Cet épisode de silicification, rapporté régionalement à l'Eocène supérieur et contemporain des Grès à Sabals d'Anjou, a laissé des poudingues siliceux (perrons) et des silcrètes.

e6-7. Poudingues siliceux (perrons), silcrètes et argile (Bartonien à Éocène supérieur) (0,1 à 5 m). On rencontre dans les bois de Lantray et au Nord d'Epieds sur les sables et argiles sénoniens une formation peu épaisse et irrégulière d'argile rougeâtre et de sables et graviers qui enrobe des blocs de dimension variable (0,10 à 5 m) d'un poudingue rougeâtre très dur disposé en entablements. Ce poudingue et les sédiments meubles qui l'accompagnent renferment des spongiaires remaniés du Sénonien sous-jacent et des éléments siliceux réunis par un ciment ferrugineux et siliceux. Ces poudingues ont été exploités localement (meules ?). Ils ont également servi à la construction de monuments mégalithiques (menhir de la Pierre-de-Courçu).

Dans les bois de Lantray et des Justices on rencontre fréquemment des blocs isolés de grès lustrés ou silcrètes : à la cassure ils montrent des grains détritiques (quartz et/ou éclats de silex) noyés dans une pâte très dure de teinte beige, qui représente une ancienne matrice argileuse entièrement silicifiée.

m5. Faluns d'Anjou (Tortonien inférieur) (< 10 m). Au Nord de Vaudelnay subsiste un témoin de faible superficie de faluns d'Anjou. Ils sont transgressifs sur les cailloutis de base du Cénomaniens et les calcaires bathoniens silicifiés. Une tentative d'exploitation ancienne permet d'observer des sables bioclastiques plus ou moins consolidés formés de fragments de bryozoaires, brachiopodes, lamellibranches, polypiers. Si des affleurements plus importants étaient visibles, ils permettraient sans doute de reconnaître le faciès savignéen (calcaires construits) des faluns de Doué-la-Fontaine (feuille voisine Saumur), qui sont attribués au Tortonien inférieur par la présence de mammifères de la biozone NM 9. L'épaisseur de cette formation est vraisemblablement inférieure à 10 m

Quaternaire

Formations des plateaux

LP. Limons des plateaux (1 à 2 m). Ce sont des formations fines de faible épaisseur (1 à 2 m) qui nappent certaines parties des plateaux à relief peu prononcé : sables cénomaniens, Eocène. Les limons sont en général argileux, la fraction sableuse très fine s'exprimant surtout au sommet ; leur couleur est le brun clair panaché d'ocre.

A leur base ils passent à un niveau de transition dont la lithologie est influencée par celle du substratum : sablo-graveleux sur Cénomaniens détritiques ou Éocène, cet horizon est franchement argileux sur les marnes du Cénomaniens (Les Bouchettes près de Saint-Macaire-du-Bois).

Formations alluviales

Rm-IV. Cailloutis fluviaux résiduels de haut niveau et d'âge Miocène à Quaternaire ancien (< 10 m). Ces cailloutis forment des épandages au sommet des collines situées en rive droite du Thouet, notamment à l'Ouest de Sainte-Verge, ainsi que de part et d'autre de la vallée de l'Argenton en amont d'Argenton-l'Eglise. Ils sont composés de galets fluviaux, à degré d'usure variable, dérivant principalement de chailles jurassiques et de quartz, dans une matrice de sable argileux grossier à feldspaths altérés ; ils contiennent en outre des galets de silicrètes éocènes, et livrent fréquemment des fragments de bois silicifié probablement remaniés du Cénomaniens.

m-IV. Cailloutis fluviaux chenalés de haut niveau et d'âge Miocène à Quaternaire ancien (< 10 m). En bordure de l'Argenton, ces cailloutis contiennent à leur base des fragments sub-anguleux de microgranite ayant subi un faible transport. Dans ce secteur ces cailloutis sont en légère incision d'environ 5 m par rapport aux plateaux voisins, et dessinent un ancien chenal d'environ 2 km de large, axé sur le cours actuel de l'Argenton. Dans la partie sud de la carte ils reposent sur le socle, et plus au Nord ils reposent sur des assises de plus en plus récentes : Jurassique puis Cénomaniens. Les galets de silicrète sont fréquents ; en rive droite de l'Argenton, près de La Brousse-Galet-Basse (angle sud-ouest de la carte), des galets de silicrète de grande dimension (jusqu'à 35 cm) sont abondants ; ils ont une forme tabulaire et présentent des traces d'usure sur toutes leurs faces. Ils contiennent des grains et des graviers de quartz noyés dans une pâte beige caractéristique et contiennent des galets pluricentimétriques de silex probablement remaniés du Jurassique ; plusieurs de ces gros galets présentaient en outre dans leur masse des empreintes de racines : l'ensemble de ces caractéristiques permet de

rapporter avec une forte probabilité ces silcrètes à l'Éocène. Leur remaniement sous forme de galets est donc post-Éocène.

La mise en place de ces cailloutis peut donc être rapportée à l'une des premières phases d'incision du réseau hydrographique. Régionalement, les premières phases d'incision sont post-Éocène supérieur et anté-Miocène moyen, puisque les faluns miocènes de la vallée du Layon (feuille Thouarcé) remplissent l'une de ces incisions (Wyns, 1991). Ils se différencient par ailleurs des autres terrasses fluviales plus récentes par l'absence ou la rareté des éléments de socle remaniés, ce qui peut être interprété par l'existence au moment de leur dépôt d'une couverture sédimentaire encore conséquente à l'amont (feuille Bressuire), couverture aujourd'hui totalement disparue par érosion. C'est pourquoi leur attribution stratigraphique va du Miocène au Pléistocène ancien.

De très hautes terrasses situées à l'aval des précédentes, dans la région de Saint-Martin-de-Sanzay et de Montreuil-Bellay, ont été attribuées à la même formation en raison de leur contenu lithologique, dominé par l'abondance des chailles jurassiques et la présence de galets de silcrète.

Ces cailloutis ont une épaisseur généralement faible (moins de 10 m). Ils ont été notés comme résiduels (Rm-q) lorsqu'ils forment une mince pellicule sur des formations sous-jacentes (Jurassique et Cénomaniens).

F. Cailloutis fluviales (Pléistocène ?) (pelliculaires). Des cailloutis fluviales non reliés au réseau hydrographique actuel ont été notés dans l'angle nord-ouest de la carte (Ouest des Verchers-sur-Layon), où ils reposent sur le Cénomaniens marneux. Ils sont formés majoritairement d'éléments de quartz (probablement en partie remaniés du Cénomaniens basai) accompagnés de galets de microgranite mais ne semblent pas contenir de galets de chailles ni de silcrètes. Leur épaisseur paraît très faible.

En limite est de la carte (Nord-Est de Saint-Léger-de-Montbrillais), d'autres cailloutis à façonnement fluviale sont résiduels sur les sables cénomaniens glauconieux auxquels ils sont mêlés ainsi que sur le Turonien crayeux. Ils sont formés de galets de chailles, de calcaire jurassique silicifié et de grès.

Ces cailloutis semblent s'être mis en place sur un glacier incliné au Nord-Est avant l'individualisation du réseau hydrographique actuel.

Fx. Moyennes terrasse (12 à 20 m d'altitude relative) : sables et graviers à blocs de petite taille de roches cristallines ou filoniennes (Riss probable) (environ 8 m). Les alluvions anciennes de la moyenne terrasse sont particulièrement développées entre le Thouet et

l'Argenton, ainsi que le long du Thouet au Nord de Vrines et au Nord de Montreuil-Bellay.

Ce sont des sables et graviers, à blocs de petite taille de roches cristallines (granite, microgranite, gneiss) ou filonienne (quartz), à silex du Jurassique, spongiaires crétacés roulés, interstratifiés dans des sables grossiers. À Argenton-l'Eglise leur épaisseur atteint 8 m.

Fy, Fy1, Fy2. **Basses terrasses (2 à 12 m d'altitude relative) : graviers, sables à blocs et galets de roches cristallines (Würm probable) (3 à 4 m).** Ce sont des graviers et des sables à blocs et galets de roches cristallines (granite, micaschiste, gabbro, microgranite) pouvant localement atteindre une dimension métrique (transport probable sur radeaux de glace). Au point de vue altimétrique, la base de cette formation est fréquemment recouverte par les alluvions holocènes, alors que le sommet peut atteindre 12 m environ d'altitude relative.

Les alluvions des basses terrasses présentent une disposition en stratifications entrecroisées ; leur épaisseur est généralement faible (3 à 4 m) et on observe fréquemment le substratum au fond des petites gravières où on les exploite.

À l'aval de Bouillé-Loretz, l'Argenton coule directement sur ces alluvions dont les éléments sablo-graveleux ont été emmenés (lit de galets).

À Épièdes, de part et d'autre de la vallée de la Dive, ce sont des sables quartzeux grossiers hétérométriques, jaunes ou rouges avec des feldspaths, des graviers de silex, de calcaire, des fossiles cénomaniens repris.

Les alluvions des basses terrasses couvrent d'importantes surfaces dans les vallées du Layon, de l'Argenton et du Thouet.

Deux niveaux de surcreusement semblent se différencier le long des cours de l'Argenton et du Thouet, avec une altitude relative de 4 à 5 m dans les secteurs de Bouillé-Loretz et Saint-Martin-de-Sanzay. Les surfaces de ces terrasses se raccordent en formant un talus très doux d'un dénivelé d'environ 2 à 3 m.

Fz. Alluvions fines, sables et limons ; (T) tourbe (holocènes) (1 à 3 m). Ce sont des alluvions fines tapissant le fond des vallées où coulent les cours d'eau susceptibles de déborder. Leur épaisseur est faible (1 à 3 m) et leur nature est plutôt sableuse dans les vallées du Thouet et de l'Argenton, plutôt limono-argileuse dans les vallées de la Dive et du Layon. Les alluvions récentes sont quasi inexistantes au fond des vallées encaissées des cours amont de l'Argenton et du Thouet.

Les alluvions holocènes reposent en général sur un niveau de graviers de fond qui passe latéralement aux alluvions de la basse terrasse (Fy).

Dans la vallée de la Dive et localement du Thouet, des intercalations tourbeuses sont connues ; elles ont été exploitées autrefois à Saint-Laon et à Méron où les exploitations auraient livré des restes d'*Elephas primigenius*, probablement trouvés dans les alluvions Fy sous-jacentes.

Formations colluviales

Cc2l. Colluvions alimentées par la craie du Turonien (1 à 2 m). Ce sont des limons argilo-marneux à fragments de craie qui recouvrent les marnes du sommet du Cénomaniens au pied des reliefs crayeux, buttes témoins et cuestas turoniennes. Elles n'ont été représentées que lorsque leur épaisseur est importante (1 à 2 m).

CFx. Colluvions alimentées par les alluvions de la moyenne terrasse (0,5 à 1 m) ; (CFx/C1S) sur substrat reconnu. Les sables et les graviers, meubles, des alluvions anciennes sont facilement transportés sur les pentes à partir de leur gisement d'origine.

Ces colluvions recouvrent sur de faibles épaisseurs les alluvions des terrasses inférieures, les sables cénomaniens ou les marnes oxfordiennes.

Dépôts de versants et de remplissage des vallons secs

CF. Colluvions de fonds de vallons (1 à 3 m). Les vallons affluents des rivières principales et les têtes de vallons sont généralement tapissés de dépôts limono-graveleux accumulés par ruissellement depuis les versants. Dans les têtes de vallons, ces colluvions supportent souvent des sols hydromorphes et peuvent contenir des passées tourbeuses.

C. Colluvions indifférenciées de versants (1 à 3 m). Ces colluvions sont développées principalement en pied de versant, dans la partie concave, et sont alimentées par les formations meubles sus-jacentes : cailloutis m-q, Cénomaniens, altérites du socle, alluvions anciennes. Dans la vallée de l'Argenton, au Sud-Est de Fronteau, elles incorporent des restes de la terrasse Fy.

E. Éboulis (quelques mètres). Au Nord des Verchers-sur-Layon, au pied du relief correspondant à la faille du Layon, on peut observer près des Douves des colluvions crayeuses incluant des blocs éboulés de craie marneuse et de schistes précambriens. Dans le vallon des Hautes-Fontaines, ces colluvions à blocs éboulés comportent des éléments jurassiques.

Dépôts anthropiques

X. **Remblais, stériles.** Seuls les dépôts importants sont figurés : remblais en rive droite du Thouet à l'Ouest de Thouars et stériles de la carrière de Ligrion (plus de 20 m), remblais et ordures ménagères comblant la carrière de Champ de Liveau, au Nord de Montreuil-Bellay.

CONDITIONS DE FORMATION DES ENTITÉS GÉOLOGIQUES

Groupe des Mauges

Selon Wyns et Le Métour (1983) et J. Le Métour (1989) d'après la coupe de la vallée de l'Èvre (feuille Chemillé), le Groupe des Mauges s'ordonne en quatre mégaséquences sédimentaires qui comprennent, du bas en haut :

- des métapélites ;
- des métagrauwackes qui passent vers le haut à des métapélites ;
- des métagrauwackes surmontés d'un niveau d'ampélites qui passe aux tufs volcaniques basiques, prasinites et schistes verts à chlorite et actinote de la Formation de Beaupreau. Cette séquence se termine par des shales noirs à bancs de phanites et, localement, d'ampélites ;
- au sommet apparent de la série se placent des métagrauwackes à niveaux phylliteux alternant avec des shales ampélitiques. Le sommet de la série se trouverait au Sud et sa base au Nord ; les pendages apparaissant inclinés vers le Sud, cette série serait donc normale.

Sur le territoire de la feuille Montreuil-Bellay, la partie la plus septentrionale du Groupe des Mauges est représentée par des schistes amphiboliques et métadolérites corrélables à la formation de Beaupreau. Selon l'interprétation de Wyns et Le Métour (1983), il s'agirait donc de l'unité précambrienne la plus ancienne de cette carte. Plus au Sud, les micaschistes et métagrauwackes des trois ensembles volcano-sédimentaires précédemment définis représenteraient donc la dernière mégaséquence sédimentaire du Groupe des Mauges.

Pour rendre compte des caractéristiques géochimiques des laves de la Formation de Beaupreau (basaltes de type E-MORB), Cabanis et Wyns (1986) envisagent une mise en place en contexte de rift continental. En fait, les données géochimiques sur les séries volcaniques récentes montrent que les E-MORB ne s'épanchent que très ponctuellement au sein des rifts continentaux où les tholéiites continentales et les basaltes transitionnels constituent les types dominants (Thiéblemont et *al*, 1994). Au sein des océans actuels, les MORB s'observent principalement le long des dorsales et, parmi eux, les « types E » apparaissent caractéristiques des zones de

faible expansion (dorsales lentes). Des MORB ont également été recoupés par forage sur les marges de l'océan atlantique (cf. Maury et *al*, 1984 pour la marge celtique) ; ces basaltes se seraient épanchés sur les sédiments de la future marge continentale aux stades initiaux d'ouverture de l'océan. Considérant que la Formation de Beaupreau est interstratifiée dans les métasédiments précambriens, un tel modèle nous semble le plus probable. Dans cette hypothèse, les laves se seraient épanchées dans une zone de transition océan-continent, une évolution ultérieure en marge continentale passive pouvant être envisagée pour le bloc des Mauges.

Les caractéristiques d'un filon rhyolitique intercalé dans l'ensemble volcano-sédimentaire sud suggèrent une mise en place en contexte de convergence de plaques (subduction ?). Néanmoins, ce résultat est très ponctuel et l'âge de ce magmatisme orogénique reste à préciser.

Complexe de Cholet-Thouars

• **Chronologie et mode de mise en place.** Le complexe de Cholet-Thouars témoigne d'un important magmatisme essentiellement acide d'âge cambrien moyen au sein de la chaîne varisque française. Il associe une unité volcanique rhyolitique (rhyolites du Choletais) et un ensemble plutonique acide à basique (microgranite de Thouars, gabbro de Massais et termes hybrides).

Sur le territoire de la feuille Montreuil-Bellay, le microgranite de Thouars est clairement intrusif dans les rhyolites du Choletais, de plus ces roches ont des compositions chimiques qui ne sont pas strictement identiques (Thiéblemont, 1988), on ne peut donc considérer le microgranite comme l'équivalent microgrenu des rhyolites ; néanmoins la mise en place des ensembles volcaniques et plutoniques lors d'un même cycle magmatique est suggérée par différentes observations :

-les roches présentent de fortes analogies pétrographiques et géochimiques, et tous les intermédiaires existent entre les rhyolites et le microgranite (granophyres, porphyres, rhyolites granophyriques ...) ;

- à l'échelle du massif comme à l'échelle locale, ces deux faciès apparaissent en étroite association géographique. Ainsi, le microgranite, qui constitue la partie orientale du massif, se prolonge vers l'Ouest selon deux apophyses qui ceinturent les rhyolites (fig. 1). De même, sur le territoire de la feuille Montreuil-Bellay, le réseau de filons rhyolitiques, qui apparaît extrêmement dense au contact avec le microgranite, s'espace puis disparaît en s'en éloignant. Enfin, sur la carte Vihiers, D. Thiéblemont (1988) note que les faciès intermédiaires granophyriques ou porphyriques se concentrent près de la limite entre les rhyolites et le microgranite. Notons enfin que la texture de ce dernier indique une mise en place à un niveau superficiel (hypovolcanique).

Une autre contrainte sur le mode de mise en place du complexe de Cholet-Thouars est fournie par les figures de mélange entre microgranite et gabbro (Autran *in* Le Métour et Bernard-Griffiths, 1979) et la présence de roches dioritiques hybrides (Thiéblemont, 1988). Ces éléments témoignent de l'injection contemporaine des deux magmas.

Ces observations nous conduisent à proposer le schéma de mise en place suivant :

- intrusion d'un système filonien dans les schistes précambriens et émissions de laves acides (rhyolites) et de laves hybrides subordonnées (andésites à dacites) ;
- installation d'un magma granitique dans une chambre magmatique sous-jacente au complexe volcanique, injection d'un magma basique et mélange partiel entre magmas ;
- remontée du magma granitique et de ses enclaves dans la couverture volcanique ;
- mise en place de filons basiques à intermédiaires.

• **Structure du massif.** Pour sa partie socle, la feuille Montreuil-Bellay se localise à la terminaison nord-est du complexe de Cholet-Thouars. Le système filonien rhyolitique à dacitique que l'on y observe se place sur la bordure nord du massif volcano-plutonique (cf. fig. 1). Dans l'hypothèse où ce système se poursuivrait vers l'Ouest, il pourrait être interprété comme un dyke périphérique ayant alimenté le volcanisme et le ceinturant. L'image d'ensemble du système volcanique serait celle d'une structure effondrée ou « dépression volcano-tectonique ». Après formation de cette structure, le microgranite aurait fait intrusion dans la couverture volcanique. À l'Est, l'érosion aurait mis à l'affleurement le massif plutonique qui, à l'Ouest, resterait masqué sous la couverture volcanique. Un basculement général vers l'Ouest pourrait donc être envisagé.

Alternativement, le massif volcanique pourrait être interprété comme un synclinal et dans ce cas, ses limites actuelles n'auraient aucun rapport avec ses limites originelles.

Le levé de la feuille Vihiers, qui couvre une large partie du massif volcanique, permettra peut-être de trancher entre ces hypothèses.

• **Site géotectonique.** L'analogie géochimique entre les roches acides et basiques du complexe de Cholet-Thouars et les laves de provinces tholéiitiques continentales récentes (cf. *supra*) a amené Thiéblemont et *al.* (1987) à envisager une mise en place en contexte d'extension continentale. Dans cette hypothèse, la prédominance d'un magmatisme acide d'origine largement crustale était attribuée à une fusion de la croûte induite par

rinjection de magmas basiques (Thiéblemont, 1988). Un tel modèle pose le problème de la nature et de l'état thermique de la croûte lors de l'épisode magmatique. Les gros volumes de magmas acides supposent en effet que cette croûte était plutôt « chaude » et « fertile » au Cambrien moyen.

A ce problème s'ajoutent les nouvelles contraintes fournies par la granodiorite de La Mouclerie. En effet, bien que sub-contemporaine du microgranite de Thouars, cette unité montrent des caractéristiques géochimiques comparables à celles des granitoïdes associés aux zones de subduction. Ce fait reste-t-il compatible avec un modèle d'extension de type « intraplaque » ? Ne doit-on pas imaginer une mise en place dans un contexte arrière-arc ?

Des analyses isotopiques permettraient sans doute de mieux contraindre l'origine de la granodiorite, malheureusement, de telles données n'ont pu être acquises dans le cadre du présent levé.

ÉVOLUTION TECTONO-MÉTAMORPHIQUE

Socle anté-mésozoïque

La structure du Groupe des Mauges n'a pas été reprise en détail au cours du levé, nos observations apparaissant cohérentes avec les conclusions de Wyns et Le Métour (1983) et J. Le Métour (1989). Ces auteurs distinguent deux phases majeures de déformation : une phase 1 responsable d'une schistosité de flux parallèle au litage métamorphique S1 matérialisé (dans les micaschistes et métagrauwackes) par une alternance de lits quartzofeldspathiques et de lits micacés ; une phase 2, donnant une S2 qui est plan axial de plis P2. Cette schistosité est de type strain-slip ou de type flux naissante, mais également de type fracture dans les métagrauwackes les plus massives. Sur le territoire de la feuille Cholet (Le Métour, 1989), S2 présente une orientation N90° à N120° en moyenne et un pendage sud. Sur le territoire de la feuille Montreuil-Bellay, la surface structurale la plus évidente est la foliation S1, souvent très plissée ; elle présente une direction variant de N100° à N160° - avec quelques perturbations locales - et un pendage marqué vers le Sud ou le Sud-Ouest. S2 est généralement de type strain-slip, matérialisée par de fins lits de minéraux opaques délimitant des microlithons de mica blanc dans les micaschistes quartzeux.

Les filons de rhyolite ou dolérite sont souvent nettement sécants sur les plans S1 et S2, et ne sont jamais affectés par ces schistosités. Au Nord de Cersay, entre Rochefou et la Boissetière, et au Nord de la Gouraudière, dans la vallée de l'Argenton, de nombreuses enclaves de micaschistes et métagrauwackes apparaissent dispersées dans les microgranites. Ces enclaves s'observent à toutes les échelles : cartographique à microscopique. Elles mon-

trent sans ambiguïté que la structuration majeure du Groupe des Mauges s'est déroulée avant la mise en place du complexe volcanique-hypovolcanique, soit avant le Cambrien moyen (Thiéblemont et *al*, 2001), ce qui est cohérent avec l'âge de déformation (anté-Cambrien moyen) déduit de la discordance de Cléré-sur-Layon (cf. *supra*). Notons enfin que, sur le territoire de la carte Montreuil-Bellay, la déformation varisque apparaît quasi-inexistante.

Couverture mésozoïque à cénozoïque

La faille d'orientation sud-armoricaine qui s'étend au Nord-Est de la feuille Montreuil-Bellay constitue la principale structure tectonique affectant la couverture. Cet accident prolonge la faille du Layon et se poursuit à l'Est par la faille du Loudunais. Elle représente la manifestation en surface d'une structure hercynienne qui limite au Sud le bassin houiller affleurant à Doué-la-Fontaine (feuille de Saumur). Cette faille à pendage nord, observable sur plusieurs affleurements autour de Montreuil-Bellay, a une histoire complexe liée à la succession des différents orogènes hercynien, pyrénéen puis alpin : elle a rejoué plusieurs fois au cours du Mésozoïque et du Cénozoïque :

- un premier rejeu, d'âge post-jurassique et anté-cénomaniens, provoquant un jeu en faille normale (affaissement du compartiment nord), peut être mis en évidence au Nord-Est du Puy-Notre-Dame puisque la dénivellation séparant la base du Cénomaniens du socle anté-mésozoïque passe de 30 m environ au nord de la faille à 11 m maximum dans le sondage du Puy-Notre-Dame (512-2-507). On peut également le mettre en évidence dans les sondages de la vallée de la Dive.

L'analyse microtectonique des stries et des stylolites (Suzzoni et Gélard, 1984 ; Suzzoni, 1985) permet de mettre en évidence les rejeux plus récents :

- un rejeu en faille inverse à composante coulissante dextre, correspondant à un raccourcissement sub-méridien, est attribué à la compression pyrénéenne (Crétacé terminal à Eocène supérieur) ;
- un troisième rejeu correspondant à un raccourcissement E-W se traduit par un décrochement senestre ;
- un quatrième rejeu correspondant à un raccourcissement N130 se traduit par un décrochement dextre ;
- le dernier rejeu enregistré par les tectoglyphes correspond à raccourcissement N 95 et une extension nord-sud.

Ces trois derniers rejeux, traduisant une compression E-W à N130, sont interprétés comme liés à la compression alpine (post-Oligocène).

Au Sud de la carte, un autre groupe de failles, d'orientation NW-SE également, se prolonge vers le Sud-Est en direction de Mirebeau et du seuil du Poitou. La branche principale, passant dans le centre de Thouars et à Lignon,

présente un panneau nord affaissé avec un rejet d'une dizaine de mètres à Vrines au niveau de la base du Lias. Le tracé de l'accident au franchissement de la vallée du Thouet semblerait indiquer une inclinaison vers le sud, la faille aurait donc une composante inverse. Entre le Thouet et l'Argenton, la faille met en contact le socle et le Cénomaniens, observable dans une ancienne argilière au pied de l'accident à l'Ouest de la ferme de La Grange sur une épaisseur d'au moins 8 m ; à cet endroit le rejet vertical au mur du Cénomaniens serait au minimum de 10 m également. À l'Ouest de l'Argenton la faille n'est plus identifiable de manière nette, faute d'affleurement de Mésozoïque. Une autre faille de plus faible extension, à panneau sud affaissé, et parallèle à la précédente, décale la base du Lias au Sud de Lignon.

Enfin, près de l'angle nord-ouest de la carte, se développe un autre faisceau de failles entre Ligné et Montchenin. Orientées également NW-SE, elles abaissent vers le Nord en panneaux successifs la base du Cénomaniens. Ces accidents se prolongent sur la feuille voisine Vihiers.

SYNTHÈSE GÉODYNAMIQUE RÉGIONALE

Socle anté-mésozoïque

Les données acquises au cours de ce levé permettent de préciser l'évolution géodynamique anté-cambrienne à Paléozoïque inférieur du bloc des Mauges. Le scénario suivant est ainsi proposé :

Précambrien	- Extension, création d'un bassin et dépôt d'une épaisse série terrigène.
	Extension, océanisation plaçant le bloc des Mauges en position de marge passive, volcanisme de type E-MORB, puis sédimentation terrigène sur cette marge.
	- Compression, surrection (?), « cratonisation » du bloc des Mauges.
?	- Érosion.
Cambrien moyen	<ul style="list-style-type: none"> - Tectonique extensive s'accompagnant de l'intrusion de magmas basiques et d'une fusion de la croûte. - Épanchement des rhyolites du Choletais en relation avec la création d'une dépression volcano-tectonique. - Poursuite et amplification de la fusion crustale. - Injection du microgranite de Thouars et du gabbro de Massais dans une chambre sous-jacente au complexe volcanique, avec mélange entre les deux magmas. Remontée des magmas granitiques à gabbroïques dans la couverture volcanique.

Postérieurement au Cambrien moyen, le principal événement qui va affecter la région est l'orogénèse varisque (Wyns et *al.*, 1998). Cette orogénèse va entraîner le chevauchement du bloc des Mauges sur les roches océaniques de l'arc de Drain et les écailles de haute pression du complexe de Champtoceaux. À partir du Frasnien, la remontée du complexe de Champtoceaux (exhumation) va s'accompagner d'une descente du bloc des Mauges le long d'une faille normale ductile.

Couverture mésozoïque et cénozoïque

L'histoire mésozoïque et cénozoïque de la région de Montreuil-Bellay s'inscrit dans celle, plus générale, de la bordure méridionale du Bassin parisien.

- Sur le socle pénéplané, les dépôts discordants du Lias moyen et supérieur traduisent la première transgression marine qui se stabilise du Toarcien au Jurassique supérieur. Au cours de cette période, la sédimentation est dominée d'abord par des marnes et des calcaires argileux à céphalopodes correspondant à des dépôts marins francs (Toarcien supérieur), puis par des calcaires à silex au Dogger, caractéristiques de l'établissement d'une plate-forme carbonatée ; enfin le retour à un milieu marin ouvert dès le Callovien correspond au dépôt d'un nouvel épisode de calcaires et marnes à céphalopodes.

- À la fin du Jurassique et durant le Crétacé inférieur, la région est exondée et soumise à l'érosion puis à l'altération continentale. La région, soulevée de manière importante, appartient alors à l'épaulement du rift du Golfe de Gascogne en cours d'ouverture. Ce n'est qu'à partir du Cénomaniens, après la résorption de cet épaulement par subsidence de la marge nord-Gascogne, que la mer atteint à nouveau la région, en recouvrant progressivement en discordance les assises du Jurassique supérieur puis moyen et enfin le socle paléozoïque à l'Ouest.

- À partir du Turonien supérieur, les premiers indices de la convergence Afrique-Europe se traduisent dans la sédimentation par l'apparition d'une fine phase détritique probablement héritée de reliefs encore lointains. Les dernières assises marines crétacées identifiables sont datées du début du Sénonien (Coniacien ?), mais l'altération éocène a occulté la lisibilité du sommet de la série crétacée.

-Au début du Cénozoïque, la convergence Afrique-Europe s'accroît (phase pyrénéenne) et provoque la formation de plis et de failles inverses ainsi qu'un bombement lithosphérique de grand rayon de courbure (Wyns, 1991), provoquant l'émersion d'une grande partie du territoire de la France (entre la Seine et la Garonne). Ce bombement entraîne la formation d'une surface d'érosion continentale au cours de l'Éocène sur laquelle transitent des dépôts détritiques de faible épaisseur, et s'accompagne d'un nouvel épisode d'altération continentale responsable de la décarbonatation de la partie supérieure de la série crétacée.

-À la fin de l'Éocène moyen, le bombement lithosphérique lié à la compression pyrénéenne se résorbe, provoquant une diminution d'altitude de la surface topographique et l'arrêt des altérations latéritiques. Le paysage est envahi par des silicifications pédologiques affectant les maigres dépôts cénozoïques.

- Durant le Priabonien et l'Oligocène, des carbonates continentaux (calcaires lacustres) se déposent au-dessus des assises antérieures. Ces sédiments n'ont pas été préservés sur la carte mais existent sur la carte Saumur.

-Au Miocène, un nouveau soulèvement consécutif à la phase alpine provoque un début d'incision de la topographie, qui permettra le dépôt des faluns au Tortonien. La compression alpine entraîne également le rejeu polyphasé des différents accidents tectoniques.

- A partir du Pliocène et pendant tout le Quaternaire, les effets conjugués de la tectonique et des variations glacio-eustatiques du niveau marin provoquent l'enfoncement progressif du réseau hydrographique et le dépôt des terrasses alluviales.

GÉOLOGIE DE L'ENVIRONNEMENT

SUBSTANCES UTILES, CARRIÈRES

Tous les types de roches (ou presque) qui affleurent sur le territoire de la feuille Montreuil-Bellay ont été mis à profit pour la production de granulats (gravier et ballast) ou de matériaux de construction (sable, moellon, pierre de taille, pierre marbrière...), comme matière première de l'industrie de feu (pierre à chaux et argile à tuiles et à briques) ou combustible à ignition lente (tourbe) et à des fins agricoles (engrais et terreau). D'ailleurs, certains toponymes révèlent l'existence de sites où ces roches ont été extraites à ciel ouvert ou en souterrain (Ferrières, Les Pierrières, La Sablonnière...) et/ou transformées (Chaufour, Les Fourneaux...). La plupart du temps, elles ont été exploitées de manière artisanale et utilisées pour couvrir des besoins locaux. Sauf exception, toute activité extractive est aujourd'hui abandonnée.

Granulat. La production de granulats destinés à la préparation de béton, de couches de chaussée (routes, autoroutes, pistes d'atterrissage...) ou de voies de chemin de fer était - et l'est encore partiellement - assurée :

- par exploitation des formations meubles d'origine alluviale (Fw, Fx et Fy) (Pléistocène). Presque exclusivement quartzuses dans les vallées du Thouet et de l'Argenton, essentiellement calcaires dans la vallée de la Dive du Nord, les alluvions anciennes des basses, moyennes et hautes terrasses ont notamment été exploitées au Nord de Montreuil-Bellay et au Nord-Ouest de Pas-de-Jeu. Parmi les anciens sites d'extraction, une gravière (± 8 ha) située sur la commune de Saint-Martin-de-Sanzay qui fournissait

du ballast à la SNCF au début du 20^e siècle a été reconvertie en plan d'eau d'agrément dit de La Ballastière ;

- par concassage de roches massives de nature variée. Elles comprennent les micaschistes quartzeux [MGW] de la série des Mauges (Briovérien), les granitoïdes (rhyolites du Choletais [$\rho\alpha T$ et ρT], microgranite de Thouars [$\mu\gamma^T$], gabbro de Massais [θ^T]...) du complexe hypovolcanique de Thouars (Ordovico-Silurien) et les calcaires du Jurassique moyen [j2, j3 et j4]. Les terrains métamorphiques et magmatiques ont été exploités de manière industrielle dans la carrière à ciel ouvert de Ligron (NIVET s.a.), sur la commune de Sainte-Radegonde-des-Pommiers. Site d'extraction couvrant près de 55 hectares, cette carrière a fonctionné de 1929 à 1990, période durant laquelle elle a produit jusqu'à 1,4 million de tonnes de matériaux par an lors de la construction de l'autoroute A20. Les terrains sédimentaires ont donné lieu à de multiples exploitations, de moindre importance, en particulier au Sud-Est de Montreuil-Bellay, le long de la faille du Loudunais. Actuellement, deux carrières à ciel ouvert assurent l'élaboration de granulats à partir des calcaires à silex du Bathonien, l'une à La Motte-Bourbon (Pouançay), l'autre à Limon (Pas-de-Jeu).

Sable. Les sables quartzeux et glauconieux du Cénomaniens inférieur [C1S], généralement fins ou très fins, ont été localement utilisés, associés à de la chaux en proportions variables, pour la confection de mortier ou d'enduit. Ils ont probablement donné lieu à de multiples petites excavations dont les traces ont totalement disparu.

Moellon. Hormis les formations meubles d'origine colluviale ou alluviale et les roches argileuses (altérites tertiaires *s.l.*, marnes du Turonien, argiles à lignite et marnes à *Pycnodontes* du Cénomaniens, marnes du Jurassique...), tous les matériaux ont fourni des moellons utilisés comme appareil de l'habitat rural. Bien que très difficile à débiter et à travailler en raison de leur dureté, mais aussi du fait de l'intensité de la fracturation, les métamorphites de la série des Mauges (Briovérien) et les granitoïdes du complexe hypovolcanique de Thouars (Ordovico-Silurien) livraient des dalles et des blocs polyédriques de taille variable, mis en œuvre le plus souvent bruts d'extraction, parfois sommairement dégrossis. En revanche, les assises gréseuses, carbonatées ou argilo-carbonatées du Jurassique et/ou du Crétacé supérieur, dont certaines présentent un débit noduleux, donnaient des moellons bien calibrés qui, soigneusement équarris, étaient disposés en assises régulières.

Pierre de taille. Trois principaux matériaux ont été extraits pour la production de pierre de taille :

- *les grès ferrugineux à ciment carbonaté du Pliensbachien supérieur* [I3]. Matériau ocre-brun typiquement thouarsais auquel les carriers et tailleurs de pierre donnaient le nom de « banc gris » ou de « grison » ; ils ont été exploités

en rive droite du Thouet, entre Vrines (Sainte-Radegonde-des-Pommiers) et Prailles (Saint-Martin-de-Sanzay). Une faible porosité conférait à ce matériau extrêmement résistant des qualités d'isolant hydrique qui le réservaient à la construction du soubassement des monuments thouarsais comme, par exemple, à Thouars, l'église Saint-Laon (11-15^e siècle), la tour octogonale de l'Hôtel du Président-Tyndo (15^e siècle) ou le château des Ducs de La Trémoille (17^e siècle) ;

- les calcaires bioclastiques et graveleux à silex du Bajocien supérieur

[J2]. Blanc-gris à ocre-jaune, ils montrent une alvéolisation, parfois spectaculaire, liée aux intempéries qui met en relief les parties dures de la roche comme les rognons de silex. A Montreuil-Bellay, ils composent l'essentiel des fortifications (remparts et tours) (18^e siècle) et au Puy-Notre-Dame ils ont été mis en œuvre dans le soubassement (murs et contreforts) et les ouvertures de la collégiale (18^e siècle) ;

- les calcaires crayo-argileux micacés et glauconieux du Turonien moyen

[C2G]. Plus connus sous le nom de « tuffeau », ils ont donné lieu à une exploitation par galeries souterraines, concentrée à Tourtenay et au Puy-Notre-Dame, plus limitée dans le Loudunais (Glénouze, Ranton, Curçay-sur-Dive..). Abandonnée depuis le début du 20^e siècle, la production de blocs de tuffeau a laissé d'immenses carrières souterraines (« perrières » ou « pierrières ») transformées, pour certaines en champignonnières, pour d'autres en caves utilisées par les viticulteurs angevins ou poitevins. Excellente pierre de taille, tendre et de faible densité, le tuffeau a été largement employé pour l'appareillage des murs, des chaînages d'angle et intermédiaires, des ouvertures, des corniches... dans l'habitat rural et urbain ou les édifices militaires et religieux. Il est indissociable du paysage de la moitié nord-est de la feuille Montreuil-Bellay. De nos jours, ce matériau est extrait à ciel ouvert à Curçay-sur-Dive puis, mélangé à de l'argile (attapulгите, sépiolite...), utilisé pour la fabrication de litière à chat par l'entreprise Le Dantec s.a.r.l. (Cersay).

Pierre marbrière. Particulièrement fossilifères (ammonites, bélemnites, bivalves...) et susceptibles d'être polis, les calcaires bioclastiques à oolites ferrugineuses du Toarcien inférieur-moyen [I4] fournissaient deux bancs de 0,30 et 0,45 cm d'épaisseur environ (« banc lumateux » et « banc de gailletière ») utilisés à des fins ornementales. Ils donnaient de belles dalles, principalement employées pour réaliser des marches d'escalier.

Pierre à chaux. De nombreux fours à chaux (ou chafours) ont été construits durant la seconde moitié du 19^e siècle pour répondre à une forte demande des agriculteurs qui employaient alors massivement la chaux vive comme amendement. Plus précisément, ils sont situés où affleurent les assises carbonatées du Jurassique moyen, à savoir en périphérie de l'agglomération thouarsaise, vers l'Ouest, sur la commune de Sainte-

Radegonde-des-Pommiers, et au Nord-Ouest de Montreuil-Bellay, à l'aplomb du ressaut morphologique créé par la faille du Loudunais, en particulier à Beaugé-les Fours et Les Grippes, sur la commune de Vaudelnay (voir feuille n° 485, Saumur). Bâti à flanc de coteau, ces fours à chaux à rampe postérieure et à chambre de combustion ovoïdale fonctionnaient selon le procédé dit « à feux continus » et calcinaient les calcaires argileux à silex de l'Aalénien (région de Thouars) [j1] ou les calcaires bioclastiques et graveleux à silex du Bajocien (région de Montreuil-Bellay) [j2]. En règle générale, les chauffourniers tiraient la matière première et la préparaient dans des carrières à ciel ouvert situées à l'emplacement même des fours à chaux ou à proximité.

Argile à tuiles et à briques. Malgré la présence de placages importants d'altérites argileuses, parfois épaisses, formées aux dépens du socle cadomien (cf. série des Mauges), seules les argiles à lignite du Cénomanién inférieur [c1S] ont été exploitées pour la fabrication de produits en terre cuite. Utilisées sans être mélangées à d'autres matériaux (sables, argiles ou marnes), elles alimentaient de petites tuileries-briqueteries dont l'implantation était étroitement conditionnée par la proximité de la matière première : Chambon et Le Grand Bord (Mauzé-Thouarsais), La Blotterie (Cersay), Ferrières et Le Ruault (Bouillé-Loretz), Chambernou (Saint-Macaire-en-Mauges), La Houdinière (Montreuil-Bellay)... Ces ateliers fonctionnaient avec un four en voûte chauffé au bois. Aujourd'hui, ne subsiste que l'entreprise familiale Beauvieux et fils (Saint-Léger-de-Montbrun), en activité depuis un siècle et demi, qui avec 20 à 25 fournées par an fabrique de façon artisanale tuiles romaines, carreaux ou tommettes, briques pleines... parfois destinés à la restauration.

Par ailleurs, une tuilerie-briqueterie industrielle (Le Dantec, s.a.r.l.) qui utilisait pour la cuisson de la sciure pulvérisée a fonctionné entre le milieu des années 70 et le début des années 90 au lieu-dit l'Humeau-Jouanne, le long de la D161, sur la commune de Cersay. Entièrement automatisée, elle employait une quinzaine de personnes.

Graphite. Du graphite [Sgr], issu d'un niveau lenticulaire intercalé dans les micaschistes quartzeux de la série des Mauges (Briovérien), découvert au début du 19^e siècle à proximité de Soulbros (Mauzé-Thouarsais), a été utilisé dans une forge locale puis rapidement abandonné en raison de sa médiocre qualité.

Tourbe. La tourbe à cypéracées et hypnacées [T] de la vallée de la Dive du Nord (Holocène) est un mauvais combustible. Toutefois, et en dépit de la quantité de fumée et de l'odeur désagréable qu'elle dégagait en se consumant, durant la Seconde guerre mondiale, période de pénurie, elle a été momentanément exploitée à des fins domestiques (chauffage).

Au 19^e siècle, cette tourbe était carbonisée en vase clos et moulue à la Motte-Bourbon (Pouançay) puis expédiée vers Saumur pour la fabrication d'un engrais, le Noir animal. Plus récemment, à la fin des années 60 et jusqu'au milieu des années 70, elle était exploitée par une petite entreprise, Les « Tourbières du Poitou », au lieu-dit Le Pont-Jacquet, sur la commune de Berrie. Brute, elle était destinée à la culture du champignon de couche. Après séchage et broyage, elle donnait également un terreau de très bonne qualité, composé de 65 à 70 % de matière organique, principalement utilisé par les horticulteurs et les maraîchers de la région.

N.B. : le lecteur trouvera des informations complémentaires concernant les matériaux de construction utilisés dans l'architecture angevine et poitevine en consultant l'ouvrage intitulé « Terroirs et monuments de France. Itinéraires de découvertes » (Éditions BRGM, Orléans, 1995, 368 p.).

RESSOURCES EN EAU

Sur la feuille de Montreuil-Bellay, on distingue trois aquifères principaux :

- le Jurassique moyen (Aalénien à Callovien) ;
- le Cénomaniens (partie inférieure) ;
- le Turonien.

Les autres formations géologiques susceptibles de contenir quelques ressources en eau souterraine sont par ordre d'importance décroissante :

- les alluvions anciennes ;
- les assises du Lias moyen et le socle anté-mésozoïque cristallin (roches éruptives).

Aquifère du Jurassique moyen (aquifère du Dogger)

Il est formé par les calcaires fissurés à silex des étages Aalénien à Callovien. Les marnes du Toarcien en constituent le plancher. Sa puissance totale est comprise entre 35 et 45 m. Cet aquifère est libre dans sa partie méridionale entre Thouars et la vallée de la Dive ainsi que dans sa partie septentrionale de Montreuil-Bellay à Morton. Au Sud de la faille de Montreuil-Bellay, l'aquifère est captif sous les argiles de base du Cénomaniens ; au Nord-Est, il devient captif sous les marnes de l'Oxfordien moyen.

Les eaux souterraines circulent dans un réseau de fractures et de fissures affectant les calcaires : la productivité est donc variable car elle dépend du degré de fissuration de la roche. Les quelques forages qui exploitent l'eau de cette nappe fournissent des débits compris entre 15 et 70 m³/h.

Au point de vue hydrochimique, les eaux sont bicarbonatées, légèrement magnésiennes, de dureté totale importante (TH = 31°), de pH pratiquement neutre. La fraction minérale atteint 300 à 350 mg/l. La teneur en nitrate peut atteindre 30 mg/l dans l'aquifère libre.

Les eaux du Jurassique moyen sont captées pour l'eau potable à Pas-de-Jeu (512-8-1) au Sud-Est de la feuille et à la Fontaine-du-Bourreau à l'Est de Montreuil-Bellay. Sur le territoire de la feuille, l'aquifère captif n'est pas exploité comme il l'est plus au Nord dans la vallée de la Dive où le forage de Brézé (feuille Saumur) est artésien et peut fournir en pompage un débit de 100 m³/h.

Aquifère cénomanien

La partie inférieure de l'étage [c1S] sableuse et sablo-argileuse dont la valeur moyenne de la porosité efficace est 1 % forme le magasin de la nappe du Cénomaniens. Il s'agit d'une nappe libre qui devient localement captive sous les marnes du sommet de l'étage [c1M] notamment dans la région du Puy-Notre-Dame et à l'Est de la Dive de Saint-Laon à Pouançay ainsi que dans l'angle nord-est de la carte.

L'aquifère a une épaisseur utile d'environ 20 m lorsqu'il est complet ; il est limité à la base par les niveaux d'argile feuilletée plus ou moins continus qui le séparent imparfaitement de l'aquifère du Jurassique moyen.

Dans l'aire d'affleurement des sables cénomaniens, la surface piézométrique de la nappe épouse la surface topographique ; sa pente est comprise entre 1 et 8 m pour 100 m, traduisant de médiocres qualités hydrodynamiques de l'aquifère.

Peu d'ouvrages d'exploitation s'adressent à cet aquifère sur le territoire de la feuille ; cependant, compte tenu de la similitude des faciès et des épaisseurs par rapport aux secteurs exploités hors de ce territoire on peut admettre les caractéristiques suivantes :

- transmissivité moyenne = 1.10^{-4} m²/s ;
- productivité des ouvrages = 1 à 4 m³/h/m ;
- hydrochimie : les eaux du Cénomaniens sont en général dures, un peu alcalines, de faciès hydrochimique calcaire, bicarbonaté et magnésien. Elles présentent une faible teneur en nitrates et des teneurs en fer parfois supérieures aux normes de potabilité ;
- la qualité bactériologique de ces eaux est en général bonne.

Aquifère turonien

Les calcaires crayeux (partie inférieure du Turonien) et la craie glauconieuse (partie moyenne) sont perméables. Ils contiennent une nappe d'eau souterraine soutenue par les marnes de la partie supérieure du Cénomaniens. Le contact Cénomaniens-Turonien est jalonné de fontaines.

L'aquifère turonien n'est bien développé qu'autour du Puy-Notre-Dame où ses exutoires principaux sont la Fontaine-Blanche et la Fontaine de-la-Margerie au Sud de Vaudelnay, et à l'Est de la Dive où l'exutoire principal est la Fontaine-de-Son (près de Saint-Léger-de-Montbrillais).

La partie inférieure de l'étage (calcaires à interbancs marneux) est particulièrement seule concernée par les écoulements dans le réseau de fissures et de chenaux qui l'affectent. La craie glauconieuse de la partie supérieure est en général désaturée ; elle assure, en raison de sa porosité, une fonction de régulation de l'alimentation de l'aquifère.

A l'Est de la Dive, la partie inférieure de l'étage est un niveau de circulation privilégié ; la piézométrie permet de localiser la zone saturée de la nappe à ce niveau de la Fontaine-de-Son jusqu'à Glénouze et Ranton. Le gradient hydraulique y est du même ordre que le pendage (3,7 m par kilomètre) indiquant une bonne perméabilité de ce niveau.

Au point de vue hydrochimique, les eaux du Turonien sont dures : leur titre hydrotimétrique atteint 35° ; le pH est très légèrement alcalin. Le résidu sec est d'environ 500 mg/l. La teneur en nitrates comprise entre 20 et 30 mg/l peut localement atteindre 50 mg/l.

Les eaux du Turonien sont captées pour l'eau potable à la Fontaine-de-Son dont le débit d'étiage atteint 120 m³/h.

Autres formations aquifères

Les alluvions anciennes sablo-graveleuses de la basse terrasse présentent une forte perméabilité ; leur ressource est intéressante dans les vallées du Thouet et de l'Argenton à l'aval de Taizon et Bouillé-Loretz jusqu'à Montreuil-Bellay. En effet, dans ce secteur, les alluvions font office d'aquifère de transit entre la nappe libre du Cénomaniens et la rivière.

Les alluvions anciennes des terrasses plus élevées ne contiennent pas de ressource importante en eau souterraine.

En raison de sa faible épaisseur le Lias moyen, qui peut être le siège d'écoulements souterrains dans les fissures du calcaire ou du grès, est un aquifère d'intérêt très limité.

Dans le socle paléozoïque, les fissures affectant les roches dures (microgranites, rhyolites, gabbros et diorites) sont le siège de circulations d'eau souterraine. Ces aquifères discontinus sont en général superficiels et leur intérêt économique réduit ; cependant, il reste possible de découvrir localement des secteurs fissurés dont le potentiel de productivité est intéressant. Les eaux extraites de ces formations sont peu minéralisées.

RISQUES NATURELS

Risque sismique

En matière de sismicité historique, d'après les données de la base SIS-FRANCE (BRGM - EDF - IPSN, 2000), un seul séisme figure sur la feuille de Montreuil-Bellay. Il s'agit du séisme mineur du 27 décembre 1928, d'intensité IV (MSK), dont les coordonnées de l'épicentre sont 0,03°W/46°52N ; soit entre Bilazais et Marnes (Deux-Sèvres).

Parmi les séismes du 20^e siècle ressentis aux environs de Montreuil-Bellay, on note sept secousses, dont deux d'origines lointaines :

Année	Date	Heure	Localisation du séisme	Intensité ressentie (MSK)
1908	23 septembre	23h21'	Vallée du Layon	V
1927	19 novembre	23h03'23"	Normandie	III
1959	2 janvier	6h20'50"	Bretagne	III
1965	4 mars	0h47'13"	Le Lion d'Angers	IV
1981	31 août	2h28'47"	Vallée du Layon	III-IV
1987	5 mars	23h09'08"	Saumurois	III-IV
1993	12 décembre	2h58'55"	Vallée du Layon	II-III ?

Principaux séismes ressentis dans les environs de Montreuil-Bellay

Pour mémoire, en France et dans la plupart des pays européens, l'intensité des séismes est évaluée grâce à l'échelle MSK (du nom de ses auteurs : Medvedev, Sponheuer et Karnik, 1964), qui comporte 12 degrés exprimés en chiffres romains. Exemples :

- III, correspond à une secousse faiblement ressentie, avec balancement des objets suspendus ;
- IV, est une secousse largement ressentie dans et hors les habitations, avec tremblement des objets ;
- V, est une secousse forte, avec réveil des dormeurs, chutes d'objets, et parfois légères fissures dans les plâtres.

DOCUMENTATION COMPLÉMENTAIRE

ARCHÉOLOGIE PROTOHISTORIQUE

Monuments mégalithiques

Située aux confins du Haut-Poitou et de l'Anjou, la région qui s'étend entre Thouars et Montreuil-Bellay est caractérisée par la présence de nombreux monuments mégalithiques (dolmens et menhirs) érigés au Néolithique. Parmi ces mégalithes, les dolmens ont fait l'objet de campagnes de fouille dès la seconde moitié du 19^e siècle et ont parfois livré, outre des ossements, un riche mobilier archéologique (lames, poignards, pointes de flèches, haches polies, parures, poteries...). Dolmens et menhirs, dont certains ont été récemment restaurés, ont fait appel à des matériaux aptes à produire des blocs de grandes dimensions. Il s'agit, le plus souvent, de grès et de poudingues siliceux, ferrugineux, formés par induration (cf. silicification) d'altérites graveleuses, sableuses et/ou argilo-sableuses au Tertiaire (Éocène ?), parfois des assises carbonatées du Bajocien et/ou du Bathonien [j2 et j3].

Ainsi, dans le Thouarsais, le dolmen dit « la Pierre-Levée » (Saint-Léger-de-Montbrun) se compose de piliers et de dalles de couverture en grès siliceux, fin ou moyen, brun-rouge. De la même façon, le tumulus dit « la Motte-des-Justices » (Thouars), l'un des plus longs qui ait jamais été reconnu en France (174 m !), abrite un dolmen dont la table est faite d'un poudingue siliceux, monogénique, brun-rouge. Dans un cas comme dans l'autre, les blocs proviennent, selon toute vraisemblance, de la partie sommitale des buttes-témoins de Taizé et/ou de Oiron, situées à quelques kilomètres vers le Sud-Est (voir feuille n° 565, Thouars).

Dans le Loudunais, le menhir dit « Pierre-Courçu » (Les-Trois-Moutiers), le dolmen dit « la Pierre-de-Verre » (Saint-Laon) et les deux dolmens de La Font-du-Son (Saint-Léger-de-Montbrillais) sont en grès siliceux, blanc ou ocre-brun. Là encore, l'origine des blocs est à rechercher localement, sur le rebord de la cuesta du Crétacé supérieur.

Enfin, dans le Montreuillais, le menhir de « la Prairie de Thouars » (Montreuil-Bellay) est en calcaire à silex, roche qui affleure dans la vallée du Thouet, à proximité, où elle forme un escarpement naturel, tandis que le menhir dit « la Pierre-de-Lenay » (idem.) est en grès siliceux ocre-brun. Le dolmen du Griffier (Antoigné) se compose quant à lui de blocs de nature variée : grès siliceux, blanc ou ocre-brun, poudingue polygénique (graviers de quartz, silex, spongiaires...) ocre-brun et calcaire à silex.

Camps à enceintes interrompues

À la suite de prospections aériennes réalisées par Louis-Marie Champème, des enceintes, simples ou triples, de fossés interrompus ont été repérées sur les communes de Bouillé-Loretz, Argenton-l'Eglise (Bagneux), Montreuil-Bellay... Datées du Néolithique, voire de l'Age du Bronze ou de l'Age du Fer, ces enceintes qui se répartissent le long des vallées du Thouet, de l'Argenton et de la Dive du Nord sont systématiquement implantées sur les alluvions anciennes des basses et moyennes terrasses [Fx et Fy] (Pléistocène), matériau meuble facile à excaver. De plus, elles s'appuient sur les cours d'eau et sont situées soit sur des versants en pente douce, soit sur des rebords de plateau, à l'aplomb d'un méandre (rive concave), pour bénéficier d'un escarpement naturel et ainsi constituer un site défensif.

N.B. - Des données archéologiques plus précises sont disponibles dans la « Carte archéologique de la Gaule ». Ce pré-inventaire qui couvre une période comprise entre l'Age 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. Les volumes consacrés aux départements du Maine-et-Loire (1988, 174 p.) et des Deux-Sèvres (1996, 400 p.) sont d'ores et déjà publiés (co-édit. Académie des Inscriptions et Belles-Lettres, Ministère de la Culture & Ministère de l'Enseignement Supérieur et de la Recherche, Paris).

SITES CLASSÉS ET ITINÉRAIRES GÉOLOGIQUES

Le stratotype du Toarcien

En 1987, le stratotype situé dans les anciennes carrières du Rigollier a fait l'objet d'un aménagement (rafraîchissement de la coupe et pose de panneaux explicatifs). Le site est désormais classé en réserve naturelle sous la dénomination « réserve naturelle du Toarcien » (décret n° 87-950 du 23 novembre 1987 - Environnement).

On trouvera des renseignements géologiques complémentaires ainsi que des itinéraires intéressant la région dans les Guides géologiques régionaux suivants :

- Poitou, Vendée, Charentes, par J. Gabilly et *al.* (1978), Masson éditeur ;
- Val de Loire : Anjou, Touraine, Orléanais, Berry, par G. Alcaydé et *al.* (1990), Masson éditeur.

Affleurements remarquables dans le socle

Les schistes métagrauwackeux de l'ensemble volcano-sédimentaire sud affleurent largement dans la vallée du Thouet, entre Thouars et Vrines ; sous le pont de la voie ferrée s'observe un filon basaltique. Dans la carrière de Ligron, les schistes sont souvent très massifs et recoupés par des filons

variés : lamprophyres, dolérites, rhyolite et microgranite. Les alternances de micaschistes pélitiques et de micaschistes quartzeux de l'ensemble volcano-sédimentaire nord affleurent dans la vallée du Layon, dans les rues de Nueil-sur-Layon, légèrement à l'Ouest du territoire de la carte et sous le hameau des Roches, à l'WSW de Bouillé-Loretz. Les filons de rhyolites intrusifs dans les métagrauwackes peuvent être observés dans des petites carrières alignées au Sud de la D161, au niveau de Vraire. Les schistes amphiboliques et métadolérites de la Formation de Beaupreau affleurent en rive droite du Layon, au Sud-Ouest de la ferme de Picantin.

Les rhyolites affleurent largement dans la carrière de Ligron, au contact des microgranites. Dans un méandre de l'Argenton, au Sud de Chambon-Chaufour (site de Baillargeau), elles forment une belle falaise. Plus au Nord, sous le château de Chambon, la disposition en filons apparaît très nettement. Le faciès bréchique affleure au-dessus d'un petit ruisseau, vers la ferme de La Salle.

Le microgranite de Thouars affleure dans la carrière de Ligron. En rive gauche de l'Argenton, face au Moulin-Chotard, on peut observer son contact intrusif avec les schistes, plus au Nord, face au château de La Roche, le microgranite contient de nombreuses enclaves de schistes cornéifiés. Les roches basiques et hybrides affleurent largement le long de la D.759, au niveau de Massais et dans les falaises surplombant l'Argenton, au Nord et au Sud.

Enfin, la granodiorite de La Mouclerie affleure très bien à l'Ouest de ce hameau, et au niveau du Grand-Sault, le long de l'Argenton.

DOCUMENTS ET COLLECTIONS CONSULTABLES

La Banque des données du sous-sol (BSS) du BRGM détient l'inventaire des sondages et autres travaux souterrains exécutés dans le périmètre de la feuille et archive régulièrement les nouveaux travaux. Ces documents peuvent être consultés :

- pour le département du Maine-et-Loire, au SGR Bretagne-Pays-de-Loire, 10 rue Henri Picherit, 44300 Nantes ;
- pour les départements des Deux-Sèvres et de la Vienne, au SGR Poitou-Charente, Place des Templiers, ZAC de Beaulieu - 86000 Poitiers.
- BRGM, Maison de la Géologie, 77 rue Claude Bernard, 75005 Paris.

BIBLIOGRAPHIE

- AUTRAN A., COGNE J. (1980) - La zone interne de l'orogène varisque dans l'Ouest de la France et sa place dans le développement de la chaîne hercynienne. *In* : Géologie de l'Europe, J. Cogné et M. Slansky édit, Mém. BRGM, n° 108, p. 90-111.
- ANDERS E., GREVESSE N. (1989) - Abundances of the elements: meteoritic and solar. *Geochim. Cosmochim. Acta*, n° 53, p. 197-214.
- ALCAYDE G, BROSSE R., LORENZ J. (1990) - Val de Loire : Anjou, Touraine, Orléanais, Berry. Guides géologiques régionaux, 2^e édition, Masson édit, 199 p.
- BEBIEN J. (1980) - Magmatismes basiques dits « orogéniques » et « anorogéniques » et teneurs en TiO₂ : les associations « isotitanées » et « anisotitanées ». *J. Volc. Geotherm. Res.*, n° 8, p. 337-342.
- BLAISE J., ARNAUD A., BROSSE R., CAVET R, GRUET M., LARDEUX H. (1985) - Carte géol. France (1/50 000), feuille Thouarcé (484). Orléans : BRGM. Notice explicative par Blaise J., Arnaud A., Brossé R., Cavet P., Depagne J., Gruet M., Lardeux H., Limasset O. (1986), 57 p.
- BOURSAULT H. (1888) - Une excursion géologique aux environs de Thouars (Deux-Sèvres). *Le Naturaliste*, 2^e série, n° 22, p. 29-30.
- BOYER C. (1974) - Volcanismes acides paléozoïques dans le Massif armoricain. Thèse doct. d'Etat, Université de Paris-Sud (Orsay), 385 p. et annexes.
- CABANIS B., WYNS R. (1986) - Le volcanisme précambrien des Mauges (Sud-Est du Massif armoricain) et ses caractères géochimiques. *Hercynica*, Rennes, (II), n° 1, p. 71-78.
- CAVET R, GRUET M., PILLET J. (1966) - Sur la présence de Cambrien à paradoxides à Cléré-sur-Layon (Maine-et-Loire), dans le Nord-Est du Bocage vendéen (Massif armoricain). *C.R. Acad. Sci.*, Paris, n° 263, (D), p. 1685-1688.
- CARIOU E. (1980) - L'Etage Callovien dans le Centre-Ouest de la France. Thèse doctorat état, Poitiers.
- CARIOU E., GABILLY J. (1977) - Les transgressions mésozoïque et cénozoïque sur le versant parisien du Seuil du Poitou. Stratigraphie, faciès, paléogéographie. Congrès APBG Poitiers, 1 fasc. : Excursion Poitiers (Mirebeau-Thouars, p. 11-13, fig. 2-3.
- DHOSTE M., LEGENDRE L., COUBES L. (1987) - Carte géologique de la France à 1/50 000, feuille Thouars (539). BRGM, Orléans. Notice explicative par Legendre L., Dhoste M. et Coubès L. (1989), 34 p.
- DIDIER J., LAMEYRE J. (1969) - Les granites du Massif central français : étude comparée des leucogranites et granodiorites. *Contrib. Mineral Petrol*, n° 24, p. 219-238.

- FOURNIER A. (1891) - Études géologiques sur les lignes de chemin de fer du Poitou, 1^{ère} ligne de Paris à Bordeaux (Etat), entre Montreuil-Bellay (Maine-et-Loire) et Villeneuve-la-Comtesse (Charente Inférieure). *Mém. Soc. Stat. des Deux-Sèvres*, 3^e s., t. VIII.
- GABILLY J. (1976) - Le Toarcien à Thouars et dans le Centre-Ouest de la France. *In* : Les stratotypes français. Ed. CNRS, vol. 3, 217 p., 52 fig., 29 pl.
- GABILLY J., CARIOU E. et al. (1978) - Poitou, Vendée, Charentes. Guides géologiques régionaux. Masson édit. 220 p.
- GABILLY J., RIOULT M. (1971) - Le Bajocien inférieur et le Toarcien supérieur sur les bordures du Massif armoricain. Limite entre le Jurassique inférieur et le Jurassique moyen. Colloque du Jurassique, Luxembourg, 1967, *Mém. BRGM*, n° 75, p. 385-396.
- GIGOUT M., ESTEOULE J., ESTEOULE-CHOUX J., RASPLUS L. (1969) - Les faciès argilo-siliceux du Sénonien de Touraine. *Bull. BRGM*, 2^e série, sect. 1, n°3, p. 17-44.
- GOUDEAU M. (1978) - Les dépôts détritiques du Pliensbachien sur la bordure sud-est du Massif vendéen. Thèse 3^e cycle, Poitiers, 119 p., 77 fig., 8 pl.
- GROSSOUVRE A. de (1889) - Sur le terrain crétacé dans le Sud-Ouest du bassin de Paris. *Bull. Soc. géol. Fr.*, (3), XVII, n° 3, p. 475-532.
- HOFMANN A.-W. (1988) - Chemical differentiation of the Earth. The relationship between mantle, continental crust and oceanic crust. *Earth Planet. Sci. Lett.*, Amsterdam, n° 90, p. 297-314.
- 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^{ère} série, t. XIX, p. 69-116.
- JAKES P., GILL J.-B. (1970) - Rare earth elements in the island arcs and tholeiitic series. *Earth Planet. Sci. Lett.*, n° 9, p. 17-28.
- JOUSSAUME R., PAUTREAU J.-P. (1990) - La Préhistoire du Poitou. Édité. Ouest-France, Rennes, 598 p.
- JOUBERT J.-M. (1980) - Le Cénomaniens des départements de la Vienne et des Deux-Sèvres. Géologie et Hydrogéologie. Thèse 3^e cycle, Poitiers, 186 p., 61 fig., 8 ann. h.t.
- KLEIN C. (1973) - Massif armoricain et Bassin parisien. Contribution à l'étude géologique et géomorphologique du massif ancien et de ses enveloppes sédimentaires. Normandie, Maine, Anjou, Touraine, Poitou septentrional et centrées adjacentes. Fondation Baulig et E. Ophrys., 3 vol., 882 p.
- LECOINTRE G, MATHIEU G. et WATERLOT G. (1948) - Carte géologique détaillée à 1: 80 000, feuille Saumur, 2^e édition.

- LECOINTRE G. (1947) - La Touraine. *Géol. rég. de la France*, Hermann Édité., Paris n° IV, 250 p.
- LECOINTRE G. (1959) - Tectonique du Sud-ouest du Bassin de Paris. BRGM, publ. n° 22, p. 7-103.
- LECOINTRE G. (1960) - Le Turonien dans sa région type : la Touraine. C.R. 84^e Congrès Soc. Savantes, Dijon 1959, Sect. Sci., Colloque Crétacé supérieur, p. 415-423.
- LEGENDRE L. (1984) - Les transgressions mésozoïques sur le promontoire oriental du Massif vendéen. Thèse 3^e cycle, Poitiers, 222 p., 134 fig. dans le texte, 6 pl.
- LE METOUR J. (1979) - Le cisaillement dextre Est-vendéen : prolongement du cisaillement Sud-armoricain. 7^e RAST, Lyon, p. 292.
- LE METOUR J., avec la collaboration de BLOUIN J.P., CHANTRAINE J., CLOZIER L., ETIENNE H. (1989) - Notice explicative, Carte géol. France (1/50 000), feuille Cholet (510), 55 p. Orléans : BRGM. Carte géologique par Clozier L., Le Métour J. (1984).
- LE METOUR J., BERNARD-GRIFFITHS J. (1979) - Âge (limite Ordovicien - Silurien) de mise en place du massif hypovolcanique de Thouars (Massif vendéen). Implications géologiques. *Bull. BRGM*, (2), I, n° 4, p. 365-371.
- LONGUEMAR LE TOUZE de (1870) - Études géologiques et agronomiques sur le département de la Vienne. 1^{ère} partie : description physique et géologique du département. Dupré édit., Poitiers, 1 vol. in 8^e, 1872, 452 p.
- LOUAIL J. (1969) - Etude sédimentologie des sables et graviers de Jumelles (Maine-et-Loire). Origine et mise en place des formations situées à la base du Crétacé en Maine-et-Loire. Thèse 3^e cycle, Rennes, 129 p.
- LOUAIL J., BELLIER J.P., DAMOTTE R., DURAND S. (1978) - Stratigraphie du Cénomanién littoral de la marge sud-ouest du Bassin de Paris. L'exemple du sondage de Loudun. In : colloque sur le Cénomanién (France, Europe occidentale). *Ann. Univ. Prov.*, t. V, n° 1, 1978, p. 137-146.
- MARCHAND J. (1981) - Écaillage d'un « mélange tectonique » profond : le complexe cristallophyllien de Champtoceaux (Bretagne méridionale). *C.R. Acad. Sci.*, Paris, (II), n° 293, p. 223-228.
- MAURY R.C., BELLON H., BOUGAULT H., JORON J.-L., BOHN M., DE GRACLANSKY P.-C. (1984) - Oceanic tholeiites from Leg-80 sites (Celtic sea passive margin, northeastern Atlantic) : geochemistry and mineralogy. In : de Graciansky P.C., Poag C.W. et al. (éds.), Initial Reports of the Deep sea Drilling Project, U.S. Govt. Print. Off., Washington, LXXX, p. 939-946.
- MIYASHIRO A. (1974) - Volcanic rock séries in island-arcs and active continental margins. *Amer. J. Sci.*, n° 274, p. 321-355.

- ORBIGNY A. d' (1849-1852) - Cours élémentaire de paléontologie et de géologie stratigraphique. Masson édit., Paris, t. I, p. 1-299 (1849), t. II, p. 1-382 (1851), t. III, p. 383-847 (1852).
- PECCERILLO A., TAYLOR S.-R. (1976) - Geochemistry of Eocene calc-alkaline volcanic rocks from the Kastamonu area, Northern Turkey. *Contrib. Mineral. Petrol.*, n° 58, p. 63-81.
- PONCET D. (1998) - Les fours à chaux thouarsais, témoins des mutations de l'agriculture dans le département des Deux-Sèvres au milieu du XIX^e siècle. *Bull. Soc. Hist. Arch. Pays Thouarsais*, n° 5, p. 3-13.
- PONCET D. (2000) - Une pierre de taille thouarsaise : le « grison » de Vrines. Extraction. Usage. Diffusion. *Bull. Soc. Hist. Arch. Pays Thouarsais*, n° 7, p. 5-14.
- PONCET D. (2000) - Les matériaux de construction dans l'architecture médiévale à Thouars (Deux-Sèvres). Actes du colloque « la pierre dans la ville antique et médiévale ». Argenton-sur-Creuse, 30 et 31 mars 1998, mém. 3, Musée argentomagus, 18^e suppl. *Rev. Arch. Centre France*, p. 179-182.
- ROLET J., GRESSELIN F., JEGOUZO P., LEDRU P., WYNS R. (1994) - Intracontinental Hercynian Events in the Armorican Massif. In "Pre-Mesozoic Geology in France and Related Areas", J.D. Keppie Edit., Springer-Verlag, 514 p., p. 195-219.
- SANTALLIER D. (1964) - Etude des roches granitiques et des laves paléozoïques du Choletais. Thèse 3^e cycle, Paris, 117 p.
- SAPIN S. (1967) - Principaux résultats géologiques des travaux d'exploration réalisés par la Société Nationale des Pétroles d'Aquitaine dans le Sud-Ouest du bassin de Paris. *Bull. Soc. géol. Fr.*, 7^e sér., t. IX, p. 327-354.
- SUZZONI J.-M., GELARD J.-P. (1984) - Lecture microtectonique de la faille de Montreuil-Bellay (Anjou) et de la fracturation environnante : cinématique et identification des champs de paléocontraintes. *C.R. Acad. ScL*, Paris, n° 299, 14, p. 989-994.
- SUZZONI J.-M. (1985) - Microfracturation et tectonique linéamentaire de la marge orientale du Massif armoricain. Thèse 3^e cycle, université du Mans, 159 p.
- 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. Doc. BRGM, Orléans, n° 157, 365 p.
- THIEBLEMONT D. (1999) - Discrimination entre magmatismes calco-alcalins mantellique et crustal : l'exemple des Andes. *C.R. Acad. Sci.*, Paris, *Sci. Terre Planet.*, n° 329, p. 243-250.

- 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). *Géol. de la France*, n° 1, p. 65-76.
- THIEBLEMONT D., TEGYEVY M. (1994) - Une discrimination géochimique des roches différenciées témoin de la diversité d'origine et de situation tectonique des magmas calco-alcalins. *C.R. Acad. Sci*, Paris, n° 319, II, p. 87-94.
- 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, t. 7, n°3, p. 139-157.
- THIEBLEMONT D., GUERROT C., LE METOUR J., JEZEQUEL P. (2001) - Le complexe de Cholet-Thouars : un ensemble volcano-plutonique cambrien moyen au sein du bloc précambrien des Mauges. *Géol. de la France*, n° 1-2 (sous presse).
- WATERLOT G. (1942) - L'anticlinal du Loudunais aux environs de Montreuil-Bellay (feuille Saumur 1/80 000). *Bull. Soc. géol. Fr.*, n° 211, t. XLII. C.R. collab. 1941, p. 61-82, 7 fig.
- WEBER C. (1973) - Le socle anté-triasique sous la partie sud du bassin de Paris d'après les données géophysiques. *Bull. BRGM*, sect. II, n° 3 et 4, 387 p.
- WEBER C., LORNE J. (1966) - Le socle anté-permien dans la bordure sud-ouest du Bassin de Paris. Essai d'interprétation par les méthodes géophysiques. *Bull. BRGM*, n° 1, p. 67-85.
- WELSCH J. (1911)-La géologie des environs de Thouars (Deux-Sèvres) et l'étage Toarcien. *Mém. Soc. Vulg. Sci nat. Deux-Sèvres*, t. II, p. 93-124.
- WOOD D.-A., JORON J.-L., TREUIL M., NORRY M., TARNEY J. (1979) - Elemental and Sr isotope variations in basic lavas from Iceland and the surrounding ocean floor. *Contrib. Mineral. Petrol.*, Heidelberg, n° 70, p. 319-339.
- WYNS R., LE METOUR J. (1983) - Le Précambrien du massif vendéen. Étude détaillée de deux coupes de référence (coupes de l'Èvre et de la Divatte) et synthèse des données récentes. Doc. BRGM, Orléans, n° 68, 60 p.
- WYNS R. (1991) - Evolution tectonique du bâti armoricain oriental au Cénozoïque d'après l'analyse des paléosurfaces continentales et des formations géologiques associées. *Géologie de la France*, n° 3, 1991, p. 3-9.
- WYNS R., LARDEUX H., MOGUEDET G., DUERMAEL G., GRUET M., BIAGI R. (1998) - Notice explicative, carte géologique de France (1/50 000), feuille Chemillé (483). Orléans : BRGM, 72 p. Carte géologique par R. Wyns, J.-P. Clément, H. Lardeux, M. Gruet, G Moguedet, R. Biagi, M. Ballèvre (1998).

Cartes

Cartes géologiques de la France à 1/80 000 :

- n° 119 : feuille Saumur (1899) : 1^{ère} édition par M. Bureau, M. Wallerant et M. Welsch.
- n° 119 : feuille Saumur (1948) : 2^e édition par G. Lecointre, G. Mathieu et G. Waterlot.

Cartes géologiques de la France à 1/50 000 :

- n° 483 : feuille Chemillé (1998), par R. Wyns, H. Lardeux, G. Moguedet, G. Duhermael, M. Gruet, R. Biagi ;
- n° 484 : feuille Thouarcé (1986), par J. Biaise et coll. ;
- n° 485 : feuille Saumur (1970), par G. Alcaydé, A. Bigot, R. Feys ;
- n° 510 : feuille Cholet (1989), par J. Le Métour, J.-R. Bloin, J. Chantraine, L. Clozier, H. Etienne ;
- n° 511 : feuille Vihiers (2002), en cours de levé ;
- n° 513 : feuille Loudun (1989), par G. Alcaydé, J.-J. Macaire, L. Coubès ;
- n° 536 : feuille Bressuire (2002), en cours de levé ;
- n° 539 : feuille Thouars (1989) : par L. Legendre, M. Dhoste, L. Coubès ;
- n° 540 : feuille Lençloître (1987), par G. Alcaydé, J.-M. Joubert ;
- n° 566 : feuille Mirebeau-en-Poitou (1989) : par E. Cariou et J.-M. Joubert.

AUTEURS

Cette notice a été rédigée par :

- Jean-Michel JOUBERT, ingénieur géologue au BRGM, pour les terrains mésozoïques et cénozoïques ;
- Denis THIEBLEMONT, ingénieur géologue au BRGM, pour les terrains cristallins ;
- Robert WYNS, ingénieur géologue au BRGM, pour les altérites crétacées et éocènes ainsi que les alluvions anciennes, avec la participation de Gabriel KARNAY, ingénieur géologue au BRGM, pour les alluvions quaternaires ;
- Didier PONCET, responsable de la Réserve naturelle du Toarcien et du Centre d'interprétation géologique du Thouarsais (Thouars, Deux-Sèvres), pour les substances utiles et l'archéologie protohistorique.

Avec la collaboration de :

- Jérôme LAMBERT, ingénieur géologue au BRGM, pour la sismicité historique.

Présentation au CCGF : 18 juin 1998.
Acceptation de la carte et de la notice : 1 novembre 1999.
Impression de la carte : 2000.
Impression de la notice : 2000.

ANNEXE 1

PRINCIPAUX SONDAGES DE LA FEUILLE MONTREUIL-BELLAY

Commune	Lieu-dit	Coordonnées	N° sondage	Coupe lithostratigraphique	
Epieds Sondage Boyer n° 5	La Noue Carrée	X : 418,65 Y : 240,90 Z : 30	512-4X-504	0-3,00 : Tourbe et graviers 3,00-3,15 : Calcaire 3,15-16,35 : Argile 16,35-24,15 : Argile 24,15-29,65 : Calcaire oolitique 29,65-70,65 : Calcaire blanc à silex 70,65-99,00 : Calcaire argileux 99-103,60 : Calcaire, grès ferrugineux, grès siliceux 103,60-107,30 : Argile 107,30-111,30 : Schiste bigarré, altéré 111,30-117 : Poudingue 117 : Psammite	(Pléistocène) (Cénomaniens) (Cénomaniens) (Oxfordien) (Callovien) (Bathonien) (Bajocien) (Aalénien) (Toarcien) (Carbonifère)
Merou	La Champagne	X : 414,846 Y : 236,166 Z : 47	512-3X-511	0-1,97 : Calcaire oolitique 1,97-26,31 : Calcaire à cherts 26,31-39,45 : Calcaire à niveaux marneux 39,45-63,49 : Marnes et calcaires 63,49-73,22 : Marnes et calcaires 73,22-91,33 : Alternance de marnes et calcaires 91,33-100,06 : Marnes pyriteuses et calcaires 100,06-102,79 : Calcaire gréseux et marnes - Conglomérat 102,79-105,83 : Grès calcaire, argile blanche ou lie-de-vin 105,83-106,53 : Schistes altérés et rubéfiés	(Callovien) (Bathonien à Bajocien) (Bathonien à Bajocien) (Toarcien à Aalénien) (Domérien) (Aalénien) (Toarcien) (Domérien) (Hettangien) (Silurien ?)
Antoigné	La Noue Carrée	X : 414,575 Y : 234,750 Z : 37	512-3X-509	0-2,30 : Tourbe et graviers 2,30-43,6 : Sable et argile 43,60-100 : Calcaire 100-113 : Grès micacé, sable 113-115 : Grès, pendage 45°N 115-117 : Schistes	(Pléistocène) (Cénomaniens inférieur) (Jurassique moyen) (Lias) (Ordovicien) (Précambrien)
Brion-près-Thouet	Clos de Brion	X : 407,450 Y : 231,840 Z : 71	512-6X-618	0-0,30 : Sables et graviers argileux 0,30-4,50 : Argile verte à graviers de quartz et poutées carbonatées	(m-IV) (Cénomaniens supérieur)
Brion-près-Thouet	La Tronière	X : 406,450 Y : 229,960 Z : 72	512-6X-619	0-1,40 : Sables grossiers à graviers 1,40-4,0 : Argile et marne verte 4,0-4,50 : Argile grise et sable vert	(Rm-IV) (Cénomaniens supérieur) (Cénomaniens inférieur)
Sainte-Verge	Le Rosmoine	X : 404,520 Y : 227,500 Z : 72	512-6X-621	0-2,00 : Argile sableux à graviers 2,00-7,50 : Argile et sables vert à ocre	(Rm-IV) (Cénomaniens inférieur)

Commune	Lieu-dit	Coordonnées	N° sondage	Coupe lithostratigraphique	
Sainte-Verge	Croix Larioux	X : 405,860 Y : 227,300 Z : 85	512-6X-620	0-1,40 : Sables et graviers, argile rouge 1,40-7,50 : Sable verdâtre, glauconieux	(m-IV) : (Cénomannien inférieur)
Sainte-Verge	Belleville	X : 404,970 Y : 226,140 Z : 86	512-6X-622	1-0,40 : Sable grossier et graviers 0,40-3,00 : Sable verdâtre à ocre 3,00-4,50 : Argile grise à pouppées calcaires	(m-IV) (Cénomannien inférieur) (Toarcien)
Argenton-l'Église	Les Landes d'Argenton	X : 403,060 Y : 229,000 Z : 68	512-6X-624	0-2,00 : Sable argileux à graviers 2,00-13,50 : Argile grise à noire, sable vert, bois pyritisé, graviers	(Pléistocène) (Cénomannien inférieur)
Argenton-l'Église	La Gatevinière	X : 404,170 Y : 231,010 Z : 59	512-6X-615	0-3,00 : Sable grossier à graviers et galets 3,00-5,00 : Argile noire à nodules pyriteux 5,00-7,50 : Micaschistes et métagrauwackes	(Pléistocène) (Cénomannien inférieur) (Précambrien)
Bagneux	Les Herses	X : 404,040 Y : 233,380 Z : 45	512-21X0003	0-3,50 : Sable grossier à graviers et galets 3,50-7,50 : Alternance d'argile noire et sable vert	(Pléistocène) (Cénomannien inférieur)
Argenton-l'Église	Les Herses	X : 404,000 Y : 232,500 Z : 48	512-6X-614	0-5,00 : Sable grossier et graviers 5,00-7,70 : Argile noire à passées sableuses 7,70-10,00 : Socle cristallin altéré au Crétacé	(Pléistocène) (Cénomannien inférieur)
Bagneux	Bagneux	X : 405,380 Y : 233,770 Z : 63	512-2X-0006	0-1,60 : Sable à graviers 1,60-4,50 : Sable verdâtre à pouppées calcaires	(m-IV) (Cénomannien inférieur)
Curçay-sur-Dive	Les Près du Courson	X : 417,000 Y : 225,600 Z : 44	512-8X-53	0-6,5 : Alluvions 6,5-13 : Argiles, sables 13-41 : Calcaire gris à silex abondants	(Holocène) (Cénomannien inférieur) (Bajocien à Callovien)
Saint-Martin-de-Macon	Bandouille	X : 415,340 Y : 227,040 Z : 51	512-8X-56	0-16 : Sables verts glauconieux	(Cénomannien inférieur)
Soulbrois	Le Grand Bort	X : 400,800 Y : 227,300 Z : 75	512-5X-15	0-1 : Argile sableuse micacée 1-4 : Schiste altéré	(Schistes altérés) (Isaltérite) $\delta\zeta S$
Soulbrois	La Grange	X : 400,000 Y : 226,810 Z : 85	512-5X-16	0-1,3 : Sable grossier à graviers 1,3-5,5 : Argile verte 5,5-7 : Rhyolites du Choletais altérées 7-7,5 : Rhyolites du Choletais altérées	(m-IV) ($\delta\zeta$ de Cénomannien) ($\delta\alpha$)
Mauzé-Thouarsais	La Milonière	X : 397,820 Y : 225,270 Z : 102	512-5X-17	0-1,70 : Sable argileux à graviers polygéniques 1,7-5 : Argile verte, parfois sableuse 5-11 : Argile silto-sableuse 11 : Roche saine	(m-IV) (Cénomannien inférieur) ($\delta\alpha$) (Cambrien moyen)

Commune	Lieu-dit	Coordonnées	N° sondage	Coupe lithostratigraphique	
Massais	Le Vieux Pont	X : 395,760 Y : 224,850 Z : 105	512-5X-18	0-0,50 : Terre végétale à graviers 0,5-3,5 : Argile silteuse 3,5-8 : Sables et argiles à débris de roche granitique 8 : Roche dure	(m-IV) (Crétacé altéré) (C ₃ δα)
Bagneux	Le Pont du Gué	X : 404,200 Y : 234,750 Z : 40	512-2X-0004	0-3,30 : Sables grossiers et graviers 3,30-4,5 : Sable argileux, glauconieux	(Pléistocène) (Cénomanién inférieur)
Saint-Martin-de-Sanzay	La Mouche	X : 406,460 Y : 232,720 Z : 42	512-6X-616	0-1,90 : Sables et graviers 1,90-10,50 : Argile noire et sables à graviers	(Pléistocène) (Cénomanién inférieur)
Saint-Martin-de-Sanzay	Les Braux	X : 406,780 Y : 233,520 Z : 41	512-2X-0007	0-4 : Sable à graviers et galets 4-4,50 : Sable argileux	(Pléistocène) (Cénomanién inférieur)
Merou I.120	La Champagne	X : 414,893 Y : 236,223 Z : 45,5	512-3X-512	0-1,50 : Calcaire fin à oolites 1,50-38,92 : Calcaire à cherts, puis calcaire à niveaux marneux 38,92-55,88 : Alternance de calcaires et marnes 55,88-65,21 : Marnes pyriteuses et calcaires F 65,21-68,15 : Calcaire pseudo-oolitique, marne 68,15-69,36 : Calcaire, grès, marnes 69,36-71,85 : Argile blanchâtre ou lie-de-vin 71,85-72,17 : Schistes	(Callovien) (Bathonien à Bajocien) (Aalénien) (Toarcien) (Domérien) (Hettangien) (Hettangien)
Merou I.118	La Champagne	X : 414,858 Y : 236,182 Z : 46	512-3X-510	0-24,71 : Calcaire à cherts, lits grès F 24,71-41,88 : Calcaire à niveaux marneux 41,88-55,82 : Alternance de calcaire et de marnes F 55,82-65,71 : Marnes pyriteuses et calcaires très F 65,71-68,39 : Grès, calcaire gréseux, conglomérat 68,39-70,18 : Calcaire gréseux F 70,18-72,63 : Argile blanche ou lie-de-vin 72,63-74,43 : Schistes rubéfiés	(Bathonien à Aalénien) (Bathonien à Aalénien) (Bathonien à Aalénien) (Toarcien) (Domérien) (Hettangien) (Hettangien)
Antoigné	Marais des grues sondage Boyer n° 1	X : 414,7 Y : 233,4 Z : 38	512-3X-508	0-4,50 : Tourbe, puis graviers 4,5-41,50 : Argile et sable 41,50-68 : Calcaire blanc avec silice 68-97,53 : Calcaire argileux 97,53-101,15 : Calcaire cristallin 101,15-111,10 : Argile et sable 111,10-117 : Schiste, pendage nord de 60°	(Pléistocène) (Cénomanién inférieur) (Bathonien) (Bajocien) (Aalénien) (Toarcien) (Précambrien)

Commune	Lieu-dit	Coordonnées	N° sondage	Coupe lithostratigraphique
Epieds Epieds n° 2 Sondage Boyer n° 7		X : 418,60 Y : 240,60 Z : 30	512-4-503	0-6,10 : Tourbe et graviers (Pléistocène) 610-22 : Argile noirâtre (Cénomanién) 22-26 : Argile (Oxfordien) 26-96,50 : Calcaire oolitique, silix (Jurassique moyen) 96,50-106 : Calcaire, argile, poudingue (Jurassique inférieur) 106-109,7 : Argile bigarrée, conglomérat sableux (Trias) 109,7-110 : Poudingue (Carbonifère) 110-111 : Schistes jaunâtres, pendage 55° (Famennien) 111-116,5 : Schistes noirs, rougeâtre, pendage 75° (Silurien)
Bouillé-Loretz	226, rue Paul Cézanne	X : 401,880 Y : 234,175 Z : 43	512-2X-1	0-6 : Sables et graviers (Pléistocène) 6-49 : Schistes bleutés (Précambrien)
Saint-Martin-de-Sanzay	Les Sables	X : 410,450 Y : 234,98 Z : 39	512-3X-1	0-2,7 : ? 2,7-5,5 : Sables glauconieux (Cénomanién inférieur)
Saint-Martin-de-Sanzay	Passay	X : 409,200 Y : 236,050 Z : 41,5	512-3X-2	0-4,98 : ? 4,98-7,4 : Sables glauconieux (Cénomanién inférieur)
Montreuil-Bellay		X : 414,846 Y : 236,166 Z : 43	512-3X-511	0-1 : Calcaire à oolites ferrugineuses (Callovien) 113,6 : Calcaire bioclastique à oïdes (Bathonien) 13,6-24,5 : Calcaire bioclastique à oïdes (Bajocien supérieur) 24,5-40,4 : Calcaire bioclastique à oïdes (Bajocien inférieur) 40,4-50,4 : Calcaire à bélemnites et ammonites (Aalénien) 50,4-65,4 : Calcaire et marnes à ammonites (Toarcien) 65,4-68 : Calcaire gréseux, poudingue (Pliensbachien) 68-72,63 : Calcaire, psammite, grès, poudingue (Sinémurien à Hettangien) 72,63-73 : Micaschistes rougeâtres (Paléozoïque)
Saint-Léger-de-Montbrillais	Les Varennes	X : 418,275 Y : 234,400 Z : 54	512-4X12	0-8,5 : Craie blanche à inocérames (Turonien inférieur) 8,5-37,5 : Marnes à pycnodontes (Cénomanién supérieur) 37,5-70,5 : Sable argileux (Cénomanién inférieur) 70,5-76 : Calcaire (Jurassique)
Saint-Léger-de-Montbrillais	La Fontaine de Son	X : 420,600 Y : 234,260 Z : 52	512-4X-13	0-8,5 : Craie blanche (Turonien) 8,5-73,8 : Marne, calcaire, grès, sable, argile (Cénomanién) 73,8-91 : Marnes grises, calcaires argileux (Oxfordien) 91-93 : Calcaire noir et marnes kaki (Callovien) 93-109 : Calcaire fin à silix bleus (Bathonien) 109-120 : Calcaire grainstone, bioclastique (Bajocien)

Commune	Lieu-dit	Coordonnées	N° sondage	Coupe lithostratigraphique
Saint-Martin-de-Sanzay	Luc	X : 407,300 Y : 232,950 Z : 46	512-6X-617	0-1,00 : Sables et graviers Fy1 (Pléistocène) 1-7,50 : Sables et graviers, débris de bois, pyrite glauconie (Cénomaniens inférieur)
Saint-Léger-de-Montbrillais	La Champagne	X : 417,750 Y : 235,200 Z : 52	512-4X-14	0-0,3 : Terre végétale 0,3-1 : Calcaire fin (Callovien) 1-12,5 : Calcaire à silex bleutés (Bathonien) 12,5-44 : Alternance de calcaire et de calcaire marneux (Bajocien) 44-59 : Alternance de calcaire gréseux et de calcaire marneux, bélemnites (Aalénien) 59-70 : Marne et calcaire oolitique à ammonites (Toarciens) 70-73 : Sable et graviers (Pliensbachien ?) 73-75 : Sable argileux et schistes rougeâtres (Socle altéré)
Cersay	Vraie	X : 398,92 Y : 232,42 Z : 54	512-5X-1	0-0,40 : Terre végétale 0,40-2,40 : Argile jaune rougeâtre (Altérites du socle) 2,40-9,80 : Argile bleu noirâtre (micaschisteux)
Bouille-Saint-Paul	Fronteau	X : 399,70 Y : 229,14 Z : 86	512-5X-8	0-1 : Terre végétale 1-11 : Sable fin et silt glauconieux (Cénomaniens) 11-13,50 : Sables à graviers et galets (Pliensbachien) 13,5-15 : Argile silteuse micacée (Altérite de socle) 15-16 : Schiste sériciteux, gris bleuté (Précambrien)
Argenton-l'Église	Laiterie coopérative	X : 402,200 Y : 230,600 Z : 50	512-6X-1	0-3,70 : Sables à graviers et galets (Pléistocène) 3,70-4 : Altérites de socle
Thouars	Centre ville	X : 405,000 Y : 223,750 Z : 50	512-6X-2	0-0,30 : Remblai 0,30-2,40 : Argile à silex (Tertiaire) 2,40-13 : Alternance de calcaires et marnes (Aalénien) 13-19,60 : Alternance de marnes et calcaires (Toarciens) 19,6-20 : Grès (Pliensbachien supérieur)
Sainte-Radegonde	Pont de Vrines	X : 403,500 Y : 224,850 Z : 50	512-6X-3	0-3,50 : Argile limoneuse, galets à la base (Holocène) 3,50-20,10 : Micaschistes, schistes graphiteux (Socle)

Commune	Lieu-dit	Coordonnées	N° sondage	Coupe lithostratigraphique
Thouars	Zone industrielle	X : 406,850 Y : 225,320 Z : 82	512-6X-4	0-1 : Argile sableux à graviers (m-IV) 1-3 : Calcaire fin (Bajocien) 3-9 : Calcaire bioclastique à silex (Aalénien) 9-23 : Alternance de marnes et calcaires (Toarcien) 23-24 : Sable grossier et graviers (Pliensbachien) 24-48 : Granite de Thouars
Argenton-l'Église	Centre ville	X : 402,560 Y : 230,400 Z : 60	512-6X-5	0-4 : Remblai 4-7,5 : Sable argileux compact (Cénomaniens) 7,5-9 : Micaschistes séricitiques (Socle)
Sainte-Radegonde	Ligron	X : 402,400 Y : 224,350 Z : 90	512-6X-7	0-0,5 : Terre végétale 0,50-1,7 : Sable à débris calcaires (Pliensbachien altéré) 1,7-2 : Conglomérat (Sinémurien-Hettangien) 2-20 : Microgranite (Socle)
Tourtenay	Le Pinceau	X : 413,750 Y : 229,150 Z : 68	512-7X-1	0-0,30 : Terre végétale 0,3-2,50 : Argiles et marnes (Turonien moyen) 2,5-10 : Marnes, marnes sableuses à glauconie et <i>Ostrea columba</i> (Turonien inférieur) 10-49 : Sables verts, marnes, argiles (Cénomaniens) 49-83 : Marnes sableuses, sables, calcaire (Aalénien à Callovien) 83-97 : Marnes et argiles silteuses (Toarcien) 97-111 : Marnes, argiles, sables gris (Hettangien à Pliensbachien) 111-114 : Marnes rouges 114-119 : Arène de micaschistes (Socle altéré) 119-129 : Isaltérites de micaschistes (Précambrien altéré)
Louzy	Le Gagnis	X : 409,55 Y : 225,67 Z : 58	512-7X-2	0-1 : Argile limoneuse à silex (Pléistocène) 1-1,8 : Sables micacés à silex (Cénomaniens) 1,8-13 : Calcaire à silex, marnes, calcarénites (Aalénien à Bathonien) 13-13,5 : Marne gris-bleu (Toarcien)
Tourtenay	Les Maisons Rouges	X : 414,380 Y : 231,950 Z : 39	512-7X-6	0-10,45 : Sables glauconieux verts (Cénomaniens inférieur)
Saint-Martin-de-Macon	Maye	X : 412,560 Y : 227,800 Z : 55,48	512-7-7	0-4,72 : ? 4,72-6,80 : Sables verts glauconieux (Cénomaniens inférieur)

Commune	Lieu-dit	Coordonnées	N° sondage	Coupe lithostratigraphique	
Curçay-sur-Dive	La Charrière	X : 416,740 Y : 226,080 Z : 42,50	512-8X-41	0-5 : Limon, argiles et sables, à galets 5-12,5 : Sables grossiers à passées gréseuses, argile noire à la base 12,5-55 : Calcaire à gravelles bleues et silex sombres de 13 à 24 m	(Holocène) (Cénomaniens inférieur) (Bajocien à Bathonien)
Bagneux	Le Clos Pineau	X : 404,800 Y : 233,030 Z : 48	512-6X-613	0-2,00 : Sable argileux à graviers 2-4,50 : Sable, argile n oirâtre	(Pléistocène) (Cénomaniens inférieur)
Bagneux	La Rogerie	X : 404,670 Y : 234,330 Z : 43	512-2X-0005	0-2,00 : Sable grossier et graviers 2,00-7,50 : Sable vert et argile noire	(Pléistocène) (Cénomaniens inférieur)
Bouille-Loretz	Jarles	X : 403,100 Y : 234,470 Z : 40	512-2X-0002	0-3,50 : Sable grossier à galets 3,5-6,50 : Sable et argiles sableuses 6,50-12,50 : Socle altéré au Crétacé	(Pléistocène) (Cénomaniens inférieur) (Cm?)
Bouille-Saint-Paul	Les Faguettes	X : 401,060 Y : 230,590 Z : 59	512-5X-11	0-3,00 : Argile, sables à graviers 3-4,50 : Sables verts, argileux à glauconie	Pléistocène) (Cénomaniens inférieur)
Bouille-Saint-Paul	Les Prés Longs	X : 400,420 Y : 229,480 Z : 60	512-5X-12	0-4,80 : Argile, sables et graviers 4,80-7,50 : Rhyolites du Choletais	Pléistocène) (Cambrien moyen)
Bouille-Saint-Paul	Le Haut Preuil	X : 399,710 Y : 228,450 Z : 84	512-5X-13	0-2,00 : Sable grossier à graviers 2,00-4,50 : Isaltérite de micaschistes	(m-IV) (Précambrien, altéré au Crétacé)
Bouille-Saint-Paul	Chauffour	X : 398,490 Y : 227,800 Z : 91	512-5X-14	0-2,00 : Sable grossier à graviers 2,00-3,50 : Sable grossier ocre, argile grise 3,50-7,50 : Isaltérites de schistes	(m-IV) (Pliensbachien) (Précambrien)
Argenton-l'Église	Vauzelle	X : 402,290 Y : 227,690 Z : 81	512-6X-623	0-3,00 : Sables et graviers 3,00-9,00 : Argile gris, sables verts glauconieux 9,00-11,50 : Sables et graviers 11,50-13,50 : Isaltérite de schistes	(Rm-IV) (Cénomaniens inférieur) (Pliensbachien) (Précambrien)
Meron	Ferme de l'île, face au moulin de Douvy Sondage Boyer n° 4	X : 417,60 Y : 238,325 Z : 33	512-4X-502	0-0,40 : Tourbe 0,40-2,90 : Gravier 2,90-8,05 : Argile 8,05-12,73 : Calcaire oolitique 12,73-49,66 : Calcaire oolitique 49,66-76,56 : Calcaire oolitique 76,56-81,79 : Calcaire cristallin 81,79-83,26 : Argile 83,26-87,81 : Sable 87,81-87,86 : Poudingue de base 87,86-90,00 : Formation schisto-gréseuse à pendage N30°	(Pléistocène) (Pléistocène) (Oxfordien) (Callovien) (Bathonien) (Bajocien) (Aalénien) (Toarcien) (Toarcien ?) ? (Dévonien supérieur)

ANNEXE 2

*ANALYSES DE ROCHES MAGMATIQUES
DE LA FEUILLE MONTREUIL-BELLAY*

La moyenne des rhyolites du Choletais d'après Thiéblemont (1988), les autres analyses ont été effectuées au BRGM par fluorescence X (éléments majeurs), ICP et ICP/MS (éléments traces) entre 1995 et 1997.

N° Ech.	BEAUPREAU		FILON				RHYOLITES DU CHOLETAIS				LA MOUCLERIE			LAMPROPHYRES	
	Métadolérite		Rhyolite	Rhyolite			Dacite		Andésite	Grandiorite		Latite	Andésite		
	DMB139	DMB122	DMB129	DMB130	Moyenne	DMB133	DMB134	DMB141	DMB142	DMB123a	DMB96	DMB147	DMB77	DMB82	
SiO ₂ (%)	47,92	71,24	75,82	75,96	74,14	68,45	65,3	55,83	57,24	68,62	65,69	70,13	62,52	56,27	
TiO ₂	1,74	0,09	0,3	0,31	0,32	0,74	1,06	2,45	1,7	0,61	0,59	0,3	0,16	0,39	
Al ₂ O ₃	16,08	16,83	12,19	12,02	12,44	12,52	13,66	13,39	13,17	15,41	15,85	14,82	17,96	15,34	
Fe ₂ O _{3a}	10,99	1,6	1,98	3,4	3,57	8,16	9,07	14,07	14,98	4,61	4,72	3,25	1,94	6,25	
MnO	0,17	0,03	0,02	0,04	0,06	0,15	0,15	0,23	0,24	0,08	0,08	0,06	0,07	0,12	
MgO	8,17	0,71	nd	nd	0,1	0,41	0,57	2,69	1,69	1,16	1,28	0,53	0,31	3,39	
CaO	8,73	2,08	0,16	0,17	0,94	2,39	3,11	5,85	5,38	2,08	2,79	1,6	2,82	5,89	
Na ₂ O	3,19	6,01	3,66	3,99	3,92	3,87	4,26	3,96	3,74	4,14	4,48	4,44	5,19	4,61	
K ₂ O	0,16	1,14	4,28	3,88	3,6	2,94	2,43	1,53	1,33	2,53	2,04	3,15	5,07	3,25	
P ₂ O ₅	0,16	0,06	nd	nd	0,03	0,17	0,31	0,58	0,66	0,17	0,18	0,13	0,06	0,12	
PF	2,65	1,02	0,92	0,55	0,33	0,57	0,77	0,17	0,5	1,02	1,88	1,23	3,12	3,59	
Rb (ppm)	3	33	117	107	116	69	76	54	50	90	55	104	141	65	
Ba	31	240	846	853	632	647	562	388	412	413	400	440	2429	2128	
Sr	255	761	62	59	45,6	120	129	126	131	140	182	113	491	768	
Th	1,1	2,9	16,3	15,5	12,2	11,8	10,7	6,6	7	8,7	4,2	7	42,3	18,9	
U	0,3	1,1	6,7	5,3	4,85	3,5	3	2,2	2,2	3,3	2,6	4,4	26,4	9	
Ta	0,4	0,2	1,2	1,5	1,41	1,4	1,3	1	1	0,9	0,5	0,8	1,4	0,8	
Nb	4	1,3	15,9	16,3		18,2	17,4	12,3	13,6	7,3	6,6	7,5	13,1	6,6	
Hf	3,5	2,8	12,8	13,3	12,66	13,6	12,7	7,6	9,5	6,9	6,1	6,2	7,8	3,5	
Zr	117	62	421	428	449	480	455	266	328	215	226	210	282	113	
Y	32,9	7,6	69,4	59,9		84,5	80,2	77,6	91	46,6	28,9	35,6	30,1	24	
V	237	10	13	16		17	27	199	53	40	71	36	42	123	
Co	39	7	nd	8	1	6	7	26	16	10	11	6	7	23	
Cr	282	171	104	151	17	167	157	183	115	111	100	94	59	188	
Ni	111	90	35	63		62	55	86	36	57	76	70	17	53	
La	5,3	3,7	37,4	32,3	36,65	31,5	28,9	21,2	26,4	17,2	16,1	21,5	28,9	24,8	
Ce	14,7	7,7	89,3	78,4	73,88	74,1	70	52,2	65,1	43,2	36,7	51,6	60	49,9	
Pr	2,4	1	11	9,5		9,5	9,2	7	8,8	5,4	4,5	6,2	6,8	5,7	
Nd	13,2	4,6	46,4	41,8		45	41,7	33,8	42,5	24	20	26,4	28	22,1	
Sm	4,8	1,6	11,4	11,2	10	12,8	11,9	9,9	12,7	6,3	5,1	12,5	6,4	4,7	
Eu	1,8	0,5	1,5	1,4	1,76	2,8	3	2,8	3,3	1,4	1,4	1,1	1,6	1,3	
Gd	5,9	2	12	12		14,5	14	11	14,5	7	6	7	6	4	
Tb	1	0,3	1,9	1,9	1,98	2,4	2,2	1,8	2,3	1,2	0,9	1,1	0,9	0,6	
Dy	5,9	1,8	12,4	11,2		15,5	13,6	11,1	14,2	7,1	5,2	6,5	5	3,4	
Ho	1,3	0,4	2,5	2,4		3,2	2,8	2,3	2,9	1,6	1,1	1,3	1	0,7	
Er	3,6	1,3	7,6	7,6		9,3	8,4	6,5	8,5	4,7	3	3	3	2,1	
Tm	0,6	0,2	1,2	1,2		1,5	1,3	1	1,2	0,7	0,4	0,5	0,5	0,3	
Yb	3,3	1	7,8	7,6	8,42	9,5	7,8	6,2	7,5	4,6	3	3	3,2	2	
Lu	0,5	0,2	1,1	1,3		1,5	1,3	1,1	1,2	0,7	0,5	0,5	0,5	0,3	

ANNEXE 3

LOCALISATION ET DESCRIPTIONS PÉTROGRAPHIQUES

DES ROCHES ANALYSÉES

Groupe des Mauges

- **DMB139. Formation de Beaupreau, métadolérite.**

Localisation : vallée du Layon, 500 m à l'ESE de la ferme de Montchenin.

Description : métadolérite à grain sub-millimétrique intensément schistosée. Actinote abondante, en petits cristaux aciculaires orientés (actinote 2) ou en grands prismes trapus non orientés (actinote 1) dessinant très localement des ébauches de microlithons. Plagioclase assez limpide associé à des grains et amas d'épidote. Sphène abondant, développé localement aux détriments d'opiques.

La schistosité est marquée par des actinotes, de la chlorite et des amas allongés de sphène. Cette schistosité apparaît postérieurement à l'actinote dont les prismes les plus grands sont plus ou moins bien réorientés (reployés). En bordure de ces prismes, la chlorite se place parfois en position d'ombre de pression.

Une fracture à épidote replissée, la schistosité est plan axial de ces microplis.

- **DMB122. Lave ou sill acide à schistosité fruste en banc métrique dans les métagrauwackes.**

Localisation : rive gauche du ruisseau de l'Étang de Pétreau, 250 m à l'Ouest de la D160.

Description : lave felsitique riche en phénocristaux sub-millimétriques de plagioclase. Plagioclase automorphe à aspect brouillé. Matrice quartzofeldspathique cryptocristalline à paillettes de séricite très fines et, plus localement, biotite brun clair à jaune parfois chloritisée. Localement, paquets de séricite soulignant une schistosité qui moule les feldspaths ou en « ombre de pression » autour des phénocristaux.

Rhyolites du Choletais

Faciès des rhyolites claires.

• **DMB130. Rhyolite sphérolitique claire à phénocristaux de plagioclase.**

Localisation : Nord des Vernelles, secteur les Inchères - Les Loges (Pierre Volante).

Description : rhyolite à matrice sphérolitique, phénocristaux de plagioclase, fantômes de ferro-magnésiens et rares enclaves du faciès rhyolitique sombre. Phénocristaux de plagioclase automorphes mais localement corrodés et « fondus » dans la matrice. Fréquentes inclusions de chlorite, séricite et zircon. Quelques phénocristaux de ferro-magnésiens fantômes (biotite ?) pseudomorphosés par de la chlorite, en association gloméroporphyrique avec les plagioclases.

Matrice essentiellement sphérolitique mais localement microgrenue renfermant des grains de quartz et de nombreux opaques en aiguilles (agrégats de grains altérés).

La roche contient deux enclaves sombres très comparables au faciès dacitique des rhyolites du Choletais = phénocristaux de plagioclase automorphes dans une matrice microlitique très fine à microlites de plagioclase, biotite plus ou moins altérée (chlorite ?) et opaques (cristaux aciculaires).

• **DMB129. Rhyolite sphérolitique claire à phénocristaux de plagioclase.**

Localisation : Nord des Vernelles, secteur les Inchères - Les Loges (Pierre Volante).

Description : roche comparable à DMB130, mais ferro-magnésiens plus abondants et très altérés (oxydés).

Faciès des rhyolites sombres.

• **DMB134. Lave massive noire sub-aphyrique hétérogène.**

Localisation : vallée de l'Argenton, rive gauche, lieu-dit Chaufour.

Description : lave massive sub-aphyrique hétérogène à rares phénocristaux automorphes de plagioclase, comprenant une zone claire dacitique dominante, une zone sombre andésitique et quelques enclaves basiques.

Zone dacitique : la matrice est microlitique, constituée de microlites de plagioclase sans orientation préférentielle. Entre ces microlites s'intercalent

de nombreux granules opaques qui ont diffusé en produits bruns cryptocristallins. Exceptionnellement, de la biotite sombre s'observe parmi ces produits bruns. Localement on observe des taches d'hématite.

Zone andésitique : les opaques sont très abondants et, parmi les produits de diffusion des oxydes, on trouve de nombreux minéraux verts (= amphibole) ou bruns (= biotite), localement bien cristallisés.

Enclaves basiques : elles sont rares. Étrangement, une de ces enclaves à une forme cristalline mais elle est constituée d'un basalte microlitique à charpente de minéraux ferro-magnésiens recristallisés en produits bruns (= biotite ?) et verts (= amphibole). Phénocristaux de plagioclase parfois zones et fantômes de phénocristaux de ferro-magnésiens rétrotransformés en produits bruns. Accessoires : petits zircons dans les plagioclases.

- **DMB133. Lave massive noire sub-aphyrique hétérogène.**

Localisation : vallée de l'Argenton, rive gauche, lieu-dit Chaufour.

Description : lave comparable à DMB134, à dominante dacitique et plus homogène (une enclave basique toutefois) et plus claire (dacitique). Texture microlitique intersertale avec microlites de plagioclase + biotite altérée et localement chloritisée + microlites probables d'amphibole (actinote ?). Opaques en granules dispersés. Plagioclase séricitisé. Entre les microlites on trouve quelques plages micropegmatitiques et localement des plages de quartz.

Granodiorite de la Mouclerie

- **DMB 123a. Microgranodiorite grise à biotite.**

Localisation : sortie sud-est du hameau de la Mouclerie.

Description : microgranodiorite à biotite et rare amphibole. Texture microgrenue équante avec biotite assez abondante en phénocristaux automorphes frais, souvent groupés (ils peuvent alors évoquer des enclaves) et à fréquentes inclusions d'opaques. Petits paquets d'amphibole fibreuse peu colorée (actinote ?). Plagioclase abondant, automorphe, souvent zoné. Quartz en assez gros cristaux interstitiels. Feldspath potassique assez abondant, mais en position interstitielle associé au quartz. Altération limitée : séricite dans plagioclase. Chloritisation très locale de la biotite. Accessoires : zircon, apatite.

- **DMB96. Microgranodiorite grise.**

Localisation : vallée du Thouet, moulin de Champigny.

Description : microtrondhémite ou microgranodiorite à biotite (chloritisée). Texture microgrenue isogranulaire. Plagioclase automorphe abondant avec quartz \pm corrodé et feldspath potassique interstitiel (microcline ou feldspath perthitique) \pm abondant avec des concentrations locales autour de quartz. En position interstitielle ou mimétiques d'anciens phénocristaux (biotite ?) : chlorite ou chlorite + sphène ou chlorite + épidote + sphène. Egalement calcite \pm sphène en position interstitielle. Microphénocristaux d'opacques assez abondants, en baguettes ou grains \pm recristallisés en sphène. Baguettes d'épidote rares (anciens phénocristaux?). Plagioclase à aspect brouillé (crypto-épidote ?) avec séricite abondante. Localement, zonations encore perceptibles dans plagioclase. Quelques zircons et apatites.

Lamprophyres

- **DMB77. Lave acide jaunâtre un peu porphyrique.**

Localisation : carrière de Ligron.

Description : latite porphyrique hydrothermalisée (séricitisation). Phénocristaux : feldspaths potassiques subautomorphes millimétriques et plagioclases automorphes sub-millimétriques, totalement séricitisés noyés dans la matrice. Matrice felsitique à microlites de feldspath potassique, de plagioclase et paillettes de séricite. Granules et grains opaques à bruns (hydroxydes, sulfures ?). Localement hématite. Plages quartzzeuses tardives. Imprégnations de calcite, fréquemment dans feldspath potassique.

- **DMB82. Andésite sombre à phénocristaux aciculaires d'amphibole.**

Localisation : carrière de Ligron.

Description : andésite porphyrique riche en amphibole, fréquente pyrite et matrice microcristalline très potassique.

Amphibole en phénocristaux et microphénocristaux, de type hornblende verte à vert olive et actinote (rétromorphose). Automorphe à sub-automorphe. Golfes de corrosion fréquents. Accumulations locales donnant des plages d'hornblendite.

Matrice micro- à cryptocristalline. Microlites de feldspath potassique \pm orientés avec abondantes aiguilles d'apatite (?) non orientées superposées aux feldspaths. Microlites et microphénocristaux trapus de plagioclase avec plages épidotiques très développées. Amygdales quartzzeuses (inframillimétriques), parfois polycristallines. Un fantôme probable d'olivine, pseudomorphosé par calcite et épidote.

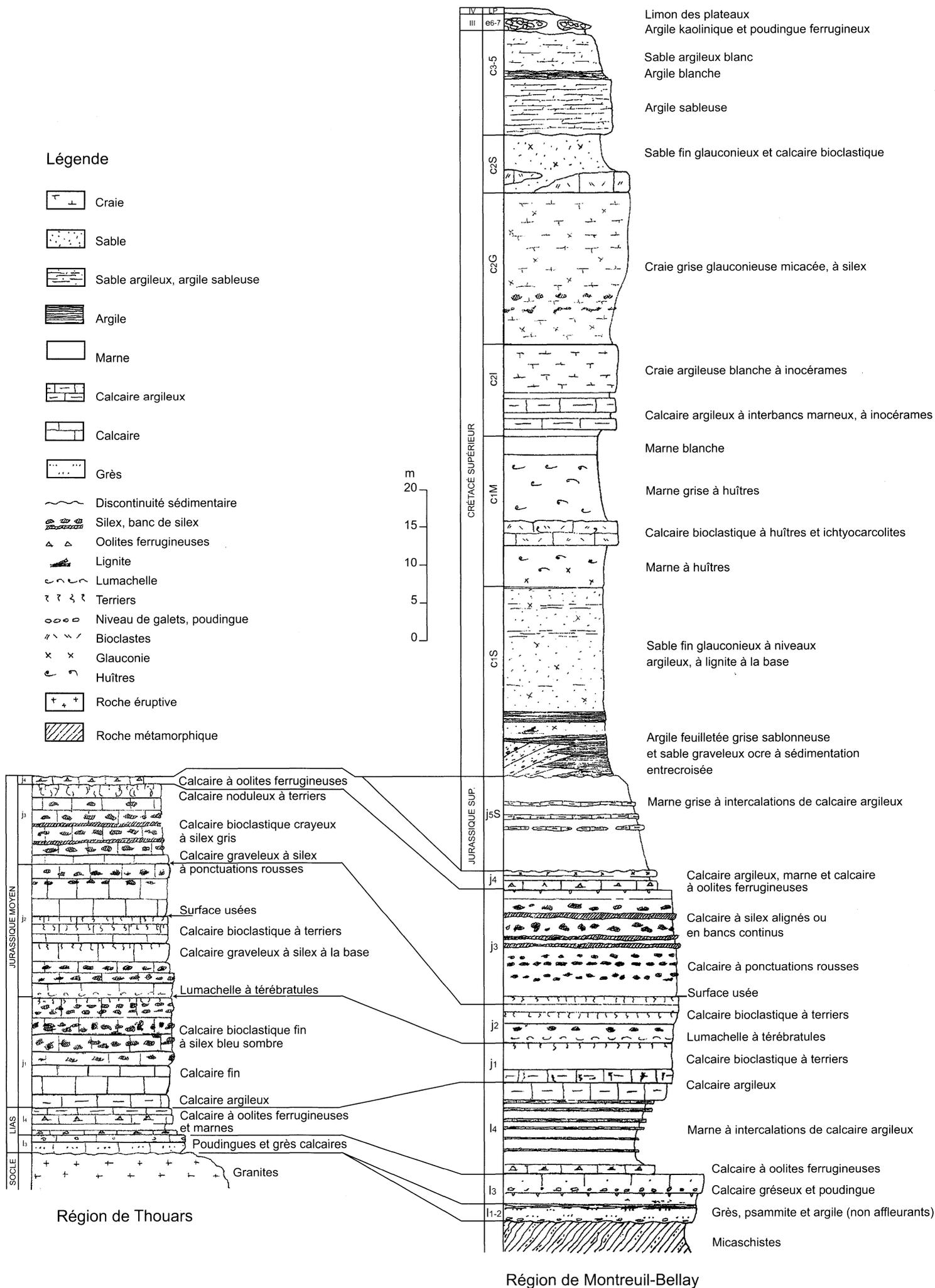


Fig. 14 - Coupe lithologique synthétique des formations sédimentaires de la feuille Montreuil-Bellay