

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

VIHIERS

par

D. Thiéblemont, R. Augier, J.N. Ferry,
S. Laurent-Charvet, C. Maleyx, A. Ravoux,
P. Lebret, C. Guerrot, P. Chrétien



VIHIERS

La carte géologique à 1/50 000
VIHIERS est recouverte
par les coupures suivantes
de la Carte géologique de la France à 1/80 000
à l'Ouest : CHOLLET (N° 118)
à l'Est : SAUMUR (N° 119)

Chemillé	Thouarcé	Saumur
Cholet	VIHIERS	Montreuil-Bellay
Les Herbiers	Bressure	Thouars

BRGM
SERVICE GÉOLOGIQUE NATIONAL

**COMITÉ DE LA CARTE GÉOLOGIQUE
DE LA FRANCE**

Président : J.-M. LARDEAUX ; *Vice-Président* : J. DUBREUILH ;
Secrétaire Général : D. JANJOU ; *Membres* : P. BARBEY,
Y. CALLEC, D. CASSARD, J.-L. DURVILLE, M. FAURE, D. GIBERT,
P. GIGOT, P. GUENNOG, F. GUILLOCHEAU, F. HANOT, L. JOLIVET,
P. LEDRU, D. MARQUER, G. DE MARSILY, P. NELHIG, R. POLINO,
F. QUESNEL, P. ROSSI, A. SCHAFF, K. SCHULMANN, D. TESSIER,
P. THIERRY, C. TRUFFERT, D. VASLET

**NOTICE EXPLICATIVE DE LA FEUILLE
VIHIERS À 1/50 000**

par

**D. THIÉBLEMONT, R. AUGIER, J.-N. FERRY,
S. LAURENT-CHARVET, C. MALEYX, A. RAVOUX,
P. LEBRET, C. GUERROT, P. CHRÉTIEN**

2011

**BRGM Éditions
Service géologique national**

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

– *pour la carte* : THIÉBLEMONT D., AUGIER R., FERRY J.-N., LAURENT-CHARVET S., LE MÉTOUR J., MALEX C., RAVOUX A., LEBRET P., ROLIN P. (2010) – Carte géol. France (1/50 000), feuille Vihiers (511). Orléans : BRGM. Notice explicative par Thiéblemont D., Augier R., Ferry J.-N., Laurent-Charvet S., Malex C., Ravoux A., Lebre P., Guerrot C., Chrétien P. (2010), 122 p.

– *pour la notice* : THIÉBLEMONT D., AUGIER R., FERRY J.-N., LAURENT-CHARVET S., MALEYX C., RAVOUX A., LEBRET P., GUERROT C., CHRÉTIEN P. (2011) – Notice explicative, Carte géol. France (1/50 000), feuille Vihiers (511). Orléans : BRGM, 122 p. Carte géologique par Thiéblemont D., Augier R., Ferry J.-N., Le Métour J., Laurent-Charvet S., Malex C., Ravoux A., Lebre P., Rolin P. (2010).

© BRGM, 2011. Tous droits de traduction et de reproduction réservés. Aucun extrait de ce document ne peut être reproduit, sous quelque forme ou par quelque procédé que ce soit (machine électronique, mécanique, à photocopier, à enregistrer ou tout autre) sans l'autorisation préalable de l'éditeur.

ISBN : 978-2-7159-1511-4

SOMMAIRE

RÉSUMÉ	9
ABSTRACT	11
INTRODUCTION	13
<i>CADRE GÉOGRAPHIQUE</i>	13
<i>CADRE GÉOLOGIQUE RÉGIONAL</i>	14
SOCLE ANTÉ-MÉSOZOÏQUE	14
Ensembles lithostratigraphiques	14
Organisation stratigraphique et structurale	16
COUVERTURE MÉSOZOÏQUE	19
CÉNOZOÏQUE	20
<i>CONDITIONS D'ÉTABLISSEMENT DE LA CARTE</i>	20
<i>NOTATIONS UTILISÉES</i>	21
DESCRIPTION DES TERRAINS	22
<i>SOCLE ANTÉ-MÉSOZOÏQUE</i>	22
UNITÉ DES MAUGES	22
Protérozoïque supérieur : Briovérien inférieur	22
Cambrien moyen	34
Carbonifère (Viséen)	55
DOMAINE DE LA TESSOALLE	64
Protérozoïque supérieur à Cambrien	64
Carbonifère (Viséen)	66
<i>MÉSOZOÏQUE</i>	70
<i>CÉNOZOÏQUE</i>	71
Faciès d'altération	72
Tertiaire	73
Quaternaire	75
CONDITIONS DE FORMATION DES ENTITÉS GÉOLOGIQUES	76
<i>LA SÉRIE DES MAUGES : UNE UNITÉ BRIOVÉRIENNE</i>	
<i>AU SEIN DU DOMAINE VARISQUE</i>	76
Environnement de mise en place	76
Évolution tectonométamorphique	79
<i>LE BASSIN VOLCANO-SÉDIMENTAIRE CAMBRIEN MOYEN</i>	79
Dynamique du volcanisme choletais	79
Pétrologie et environnement géodynamique	81
<i>OROGENÈSE VARISQUE : TECTONIQUE EN DÉCROCHEMENT</i>	
<i>ET PLUTONISME ASSOCIÉ</i>	82

GÉODYNAMIQUE RÉCENTE	85
<i>MÉSOZOÏQUE ET TERTIAIRE</i>	85
<i>QUATERNAIRE</i>	87
SYNTHÈSE GÉODYNAMIQUE RÉGIONALE	88
GÉOLOGIE DE L'ENVIRONNEMENT	91
<i>OCCUPATION DU SOL ET MODIFICATIONS ANTHROPIQUES</i>	91
<i>RISQUES NATURELS</i>	91
Mouvements de terrains	91
Sismicité	91
EXPLOITATION DU SOUS-SOL ET RESSOURCES NATURELLES	93
<i>RESSOURCES EN EAU</i>	93
Hydrologie	93
Données climatologiques	94
<i>SUBSTANCES UTILES, CARRIÈRES</i>	98
<i>GÎTES ET INDICES MINÉRAUX</i>	98
Uranium	98
Or	99
Sulfures	99
DOCUMENTATION COMPLÉMENTAIRE	99
<i>COUPES RÉSUMÉES DES SONDAGES (BANQUE DE DONNÉES DU SOUS-SOL - BSS)</i>	99
<i>SITES D'OBSERVATIONS GÉOLOGIQUES</i>	100
Socle cristallin	100
Formations résiduelles cénozoïques et formations superficielles	106
<i>GLOSSAIRE</i>	106
<i>CARTES GÉOLOGIQUES</i>	107
<i>BIBLIOGRAPHIE</i>	109
AUTEURS	117
ANNEXE	119

LISTES DES FIGURES

- Fig. 1 - Traitement coloré des courbes de niveau (équidistance 10 m) mettant en évidence les traits majeurs du relief de la feuille Vihiers. Les altitudes varient de 210 m dans la zone centrale (teinte marron) à 60 m au Nord-Est (teinte bleu clair) **hors texte**
- Fig. 2 - Cadre géologique simplifié de la feuille Vihiers (modifié d'après Chantraine *et al.*, 1996) **hors texte**
- Fig. 3 - Carte de la partie nord-est de la feuille reproduisant les principales unités et les mesures de structures planaires **24**
- Fig. 4 - Spectres de Terres Rares normalisés à la moyenne de la croûte continentale supérieure (Taylor et McLennan, 1985) pour trois métasédiments de l'ensemble inférieur de la série des Mauges, comparaison avec deux roches de la même unité analysées par R. Wyns et J. Le Métour (1983) **27**
- Fig. 5 - Spectre de Terres Rares normalisé aux chondrites (Anders et Grévesse, 1989) pour la rhyolite subvolcanique néoproterozoïque DVI443B **32**
- Fig. 6 - Diagramme SiO_2 vs. $\text{Na}_2\text{O} + \text{K}_2\text{O}$ (Le Maitre *et al.*, 1989) pour les laves (rhyolites essentiellement) de l'ensemble volcanique du Choletais (rond plein) et les microgranites de Thouars (rond vide) **44**
- Fig. 7 - Diagramme SiO_2 vs. Al_2O_3 pour les laves du Choletais et le microgranite de Thouars **45**
- Fig. 8 - Direction et sens de pendage des fabriques magmatiques et foliations/schistosités respectivement dans le massif de Coron – Vézins et son encaissant rhyolitique **57**
- Fig. 9 - Spectres de Terres Rares normalisés aux chondrites (Anders et Grévesse, 1989) pour un ensemble de roches représentatives du massif de Coron – Vézins **62**
- Fig. 10 - Diagramme Th vs. Ta (Joron et Treuil, 1977) pour un ensemble de roches représentatives du massif de Coron – Vézins **63**
- Fig. 11 - Report du mur des allotérites sur un traitement coloré du relief avec indication locale de l'altitude (en bleu) et épaisseur apparente des allotérites (en rouge) **hors texte**
- Fig. 12 - Diagramme CaO vs. Na_2O pour un ensemble de roches sédimentaires du Massif armoricain (références dans le texte) et comparaison avec les schistes des Mauges **78**
- Fig. 13 - Allure schématique d'un profil d'altération sur roche magmatique grenue acide (*in* Rolin *et al.*, 2004) **84**

Fig. 14 - Carte des cours d'eau de la feuille Vihiers	92
Fig. 15 - Carte des principaux usages de l'eau sur la feuille Vihiers	96

LISTE DES TABLEAUX

Tabl. 1 - Analyses chimiques de roches briovériennes et cambriennes du domaine des Mauges	26
Tabl. 2 - Analyses géochimiques d'échantillons représentatifs du massif de Coron – Vézins	56
Tabl. 3 - Calcul annuel des pluies efficaces et de la recharge de l'aquifère, bassin versant du Layon	86

LISTE DES PHOTOGRAPHIES (hors texte)

- Ph. 1 - Plissement de phase 2 dans un micaschiste pélitique de l'unité inférieure de la Série des Mauges
- Ph. 2 - Vue microscopique de la rhyolite subvolcanique DVI443B (lumière polarisée non analysée) montrant la coexistence de microphénocristaux automorphes de feldspath et d'un fond (mésostase) feldspathique ponctué de plages chloriteuses et de granules opaques
- Ph. 3 - Même vue que la précédente, mais en lumière polarisée analysée
- Ph. 4 - Vue microscopique (lumière polarisée analysée) d'un métagrauwacke montrant un porphyroclaste feldspathique subautomorphe disposé au sein d'une matrice synschisteuse à quartz, feldspaths, minéraux phylliteux et épidote
- Ph. 5 - Vue microscopique (lumière polarisée non analysée) d'un métagrauwacke montrant un porphyroclaste d'épidote subautomorphe « surmontant » un lit plissé enrichi en séricite et épidote
- Ph. 6 - Tuf vitroclastique à galets de quartz de la base de la série cambrienne. La matrice est ponctuée de nombreux vitroclastes englobant des fragments laviques de texture variée : lave vitreuse aphyrique, lave vacuolaire, ponce
- Ph. 7 - Galet de quartz polycristallin subcentimétrique au sein du tuf vitroclastique précédent (ph. 6)
- Ph. 8 - Quartz polycristallin millimétrique au sein du tuf vitroclastique (ph. 6)
- Ph. 9 - Petits galets de quartz polycristallin abondants dans un tuf vitroclastique

- Ph. 10 - Fragment de lave basique riche en chlorite dans un tuf vitroclastique à galets de quartz polycristallin
- Ph. 11 - Vue générale d'un grès grauwackeux à grain assez grossier comportant du quartz dominant, du feldspath subautomorphe, un fragment de schiste chloriteux, des phyllites dispersées (chlorite et mica blanc) et des grains d'oxyde
- Ph. 12 - Vue générale d'une lave basique ou intermédiaire à matrice microlitique riche en chlorite et minéraux opaques (caractère mafique) incluant des plagioclases automorphes. Vers le coin bas - gauche, l'amas ovoïde est une ancienne vacuole comblée par des produits secondaires
- Ph. 13 - Métalave mafique à intermédiaire porphyrique prélevée au voisinage de la terminaison orientale du massif de Coron - Vézins, montrant un métamorphisme mésozonal et une intense déformation synmétamorphe
- Ph. 14 - Coexistence d'un phénocristal de plagioclase sub-automorphe et plus ou moins corrodé et d'une plage à épidote secondaire au sein d'une dacite porphyrique
- Ph. 15 - Assemblage gloméroporphyrique de minéraux automorphes au sein d'une dacite porphyrique à matrice felsitique. Les phénocristaux sont des plagioclases et minéraux ferromagnésiens (biotite) plus ou moins rétomorphosés en chlorite
- Ph. 16 - Vue d'une dacite ignimbritique montrant un phénocristal subautomorphe de plagioclase adjacent à une matrice orientée incluant des « fiammes » oxydées et des plages vacuolaires (en haut à gauche)
- Ph. 17 - Tuf ignimbritique montrant des fragments de laves plus ou moins éclatés et quelques cristaux épars « baignant » dans une matrice vitroclastique
- Ph. 18 - Tuf ignimbritique montrant des fragments de laves et cristaux (plagioclase) anguleux, dont un éclat très effilé (bas)
- Ph. 19 - Brèche rhyolitique montrant la coexistence d'accumulations de cristaux feldspathiques subautomorphes et un fragment de lave vacuolaire piquetée d'oxydes
- Ph. 20 - Vue générale du microgranite à plages micropegmatitiques DVI31, ayant fait l'objet d'une datation géochronologique. Lumière polarisée non analysée
- Ph. 21 - Vue générale du microgranite DVI31. Lumière polarisée analysée

RÉSUMÉ

La feuille Vihiers, qui recouvre une région rurale située entre le Val-de-Loire (région de Saumur) et la Vendée (région de Cholet), s'inscrit presque intégralement dans les terrains cristallins du Massif armoricain, en limite occidentale du bassin de Paris.

Ce socle se divise en trois entités structurales majeures :

1 - le domaine des Mauges, qui occupe plus de 80 % de la surface de la carte ;

2 - le domaine de La Tessoualle, restreint à sa partie sud, et que limite vers le Nord le cisaillement dextre de Cholet – Yzernay ;

3 - un ensemble de granitoïdes intrusifs dans l'un ou l'autre des domaines, représenté au Nord par le massif de Coron – Vézins (Mauges) et au Sud, par différents plutons rattachés au massif de Moulins – les Aubiers – Gourgé.

Le domaine des Mauges montre deux ensembles lithostratigraphiques :

– une série volcano-sédimentaire briovérienne (datation U/Pb sur zircon à 591 ± 9 Ma) associant des schistes épizonaux métapélitiques à métagrauwaqueux (série des Mauges), une série volcanique basaltique (Formation de Beaupréau) et de rares filons acides granophyriques à rhyolitiques ;

– un complexe volcanique (rhyolites du Choletais) et plutonique (microgranite de Thouars) essentiellement acide daté à 519 ± 10 Ma (U/Pb sur zircon) succédant à une unité volcano-sédimentaire faite de roches détritiques (conglomérats, grès, pélites) à volcano-détritiques (grauwackes) d'âge cambrien moyen, passant latéralement à des termes pyroclastiques (tufs) à forte charge sédimentaire.

Les données pétrologiques montrent que chacun de ces ensembles s'est mis en place à la faveur d'épisodes de distension affectant un substratum juvénile :

1 - bassin ouvert au Néoprotérozoïque supérieur au sein de l'Arc cadomien, en relation probable avec une subduction océanique, pour les schistes et laves briovériens ;

2 - bassin ouvert au Paléozoïque inférieur au sein de l'orogène cadomien, pour les roches cambriennes.

Au sein de l'ensemble briovérien, la tectonique cadomienne a produit une schistosité majeure en conditions épizonales, reprise en plis déversés vers le Sud ou Sud-Sud-Est en climat épizonal au cours de l'orogénèse varisque.

L'ensemble cambrien, discordant sur le précédent, montre les seuls effets de cette tectonique varisque dont l'intensité s'accroît vers le Sud, pour culminer le long de l'accident de Cholet – Yzernay. Les roches y présentent

un faciès gneissique, parfois mylonitique, et un degré de métamorphisme atteignant la mésozone (faciès amphibolite) en liaison avec la remontée, au Sud, des terrains profonds du domaine de La Tessoualle.

Au Sud de l'accident, l'ensemble de La Tessoualle montre un métamorphisme méso- à catazonal. Il a été déformé et métamorphisé (anatexie) lors d'une phase varisque précoce (dévonien) et sa remontée au contact du domaine des Mauges s'est faite par coulissement dextre le long de l'accident de Cholet – Yzernay. Cette phase tectonique en contexte de convergence, voire de subduction océanique, s'est accompagnée de la mise en place syntectonique du pluton calco-alcalin de Coron – Vézins, dans le domaine des Mauges, et des granitoïdes peralumineux des Aubiers – Moulins – Gourgé, dans celui de La Tessoualle. Elle a induit une compression dans le domaine des Mauges à l'origine du plissement des roches cambriennes et des schistes briovériens sous-jacents. Les datations effectuées sur les granitoïdes montrent que cet événement s'est déroulé au Viséen ; il n'a été suivi d'aucune phase tectonique d'ampleur régionale dans l'emprise de la feuille Vihiers.

À l'issue de l'orogénèse varisque, le territoire de la feuille Vihiers a été remodelé par l'érosion, mais rien ne permet d'y supposer une invasion marine avant le Crétacé supérieur. Les terrains mis en place lors de cette transgression sont circonscrits à l'angle nord-est de la carte, où ils marquent la limite occidentale (limite d'érosion ?) du bassin de Paris. Il s'agit de séquences détritiques antérieures aux craies et tuffeaux du Crétacé supérieur, associés à la transgression albo-cénomaniennne.

Les dépôts cénozoïques de la feuille Vihiers sont très réduits et le Tertiaire ne peut qu'y être suspecté. Il s'agit en particulier de formations résiduelles et/ou alluviales non datées à blocs de grès ou petits galets de quartz. C'est également au cours du Cénozoïque que se constitue un épais manteau d'altérites au sein du socle, montrant la succession, du haut en bas, de faciès d'isaltérites arénitiques, puis de faciès allotéritiques argileux et fréquemment oxydés. Là encore, ces faciès d'altération ne sont pas datés et si une attribution aux périodes chaudes et humides du Tertiaire peut être envisagée, elle est ici hypothétique.

Postérieurement au Tertiaire, l'élément majeur de l'histoire géologique locale est le creusement de vallées profondément incisées, révélant des parois de roches cristallines extrêmement fraîches le long de certains cours d'eau. Cette forte dynamique érosive caractérise le Quaternaire, et résulte de profondes variations climatiques faisant alterner des phases glaciaires et interglaciaires. Sur le territoire de la feuille Vihiers, les sédiments grossiers épandus à l'issue des phases glaciaires sont peu abondants, on les trouve par contre en abondance sur des cartes voisines, sous forme d'épandages de blocs variés marquant le débouchés des rivières creusées dans le socle sur les sédiments du bassin de Paris. L'attribution de cette dynamique érosive et sédimentaire à l'une ou l'autre

des périodes glaciaires du Quaternaire est difficile, elle est néanmoins très différente de l'évolution actuelle en contexte interglaciaire. Les dépôts se limitent désormais à des colluvions et alluvions déposés dans des fonds de vallées peu marquées, issus de la remobilisation par ruissellement de particules fines (argiles, limons) prélevées dans les sols.

ABSTRACT

The Vihiers geological map is situated at the boundary between Val-de-Loire (Saumur area) and Vendée (Cholet area). Most of its rocks belong to the crystalline basement of the Americain Massif, at the western edge of the Paris Basin.

The basement is divided into three structural units: 1/ the Mauges Domain, which occupies more than 80% of the surface; 2/ the La Tessoualle Domain, restricted to the southern part of the map, limited to the North by the Cholet – Yzernay dextral shear-zone; 3/ a group of Hercynian granitoids, overlapping the two domains, including the Coron – Vézins (Mauges Domain) to the North, and an ensemble of plutons belonging to the Moulins – Les Aubiers – Gourgé Batholith to the South.

The Mauges Domain includes two lithostratigraphic units:

- a Brioverian volcano-sedimentary unit (U/Pb zircon age at 591 ± 9 Ma) comprising – epizonal metapelitic schists and metagreywackes (Mauges Series), basic volcanic rocks (Breaupréau Formation) and dispersed felsic dikes;
- a mainly felsic volcanic (Choletais Rhyolites) and plutonic (Thouars Microgranite) complex dated to 519 ± 10 Ma (U/Pb zircon age) which emplacement was preceded by the deposition of a reduced detrital formation of Middle Cambrian age including conglomerates, sandstones and pelites, passing laterally to volcanoclastic tuffs with abundant sedimentary clasts.

The petrological data show that both units were emplaced in response to extensional phases having affected a juvenile basement: 1/ the deposit of the Mauges Series was related to the opening of a basin south of the main Neoproterozoic Cadomian Arc located in North-Brittany; 2/ this domain was subsequently affected by the Cadomian Orogeny and a new extensional phase associated with intense magmatism, during the Middle Cambrian, allowed deposition of sedimentary and volcanic rocks in the Choletais area.

The Cadomian deformation in the Mauges Series occurred under epizonal conditions leading to a major schistosity which was further deformed by south- to SSE-verging folds during the Variscan Orogeny.

The intensity of the Variscan deformation strongly increases from North to South across the Choletais Massif. At its northern side, the Middle Cambrian rocks rest unconformably on the Brioverian basement and show similar folds. To the South, they are separated from the high-grade rocks of the La Tessoualle Domain by the Cholet – Yzernay shear-zone. Approaching this tectonic contact, the Cambrian rocks show the progressive development of a tectonic foliation. Deformation culminates along the shear-zone with apparition of gneissic to mylonitic facies derived from Cambrian microgranites, with local evidences of mesozonal metamorphic conditions. Vertical foliations and eastward-directed slow-dipping stretching lineations in these rocks are consistent with a west-directed upward-movement of the La Tessoualle migmatitic Domain which brought it in contact with the epizonal Choletais Complex.

This upward-movement occurred during the Visean, following a Devonian early-Variscan phase which has caused migmatisation in the La Tessoualle gneisses. Shearing along the Cholet – Yzernay shear-zone was concomitant to an intense plutonic activity of calc-alkaline (Coron – Vézins Pluton) to peraluminous (Moulins – Les Aubiers – Gourgé Batholith) affinity attesting for the persistence of a converging setting in the Cholet area during the Carboniferous.

Following the Variscan Orogeny, the crystalline basement of the Vihiers map was eroded, but no evidence exists that a marine transgression could have occurred before the Upper Cretaceous. Mesozoic rocks are restricted to the north-eastern corner of the map. They are represented by a detrital unit of Lower to Upper Cenomanian age corresponding to the basal part of the Upper Cretaceous transgressive series of the Paris Basin.

Continental evolution during the Cenozoic results in the development of alteration profiles at the top of the crystalline basement. On the other hand, deposits were very limited, being restricted to local accumulations of sandstone blocks or quartz pebbles of residual or alluvial origins and probable Tertiary age.

Following the Tertiary, the Quaternary corresponds to a period of intense erosion. Flowing of rivers under periglacial conditions results in the formation of deep valleys. Coarse-grained deposits associated with this period are virtually absent on the Vihiers map, but locally abundant to the NE, a region which corresponds to the north-eastern piedmont of the Cholet crystalline massif. Sedimentation in the recent period is limited to fine-grained alluvial to colluvial deposits characteristic of interglacial conditions.

INTRODUCTION

CADRE GÉOGRAPHIQUE

Le territoire de la feuille Vihiers s'étend sur deux départements : le Maine-et-Loire (région Pays de Loire), au Nord, et les Deux-Sèvres (région Poitou-Charente), au Sud. Son sous-sol est essentiellement constitué de roches anciennes qui s'inscrivent dans la partie sud du Massif armoricain, domaine de socle d'âge Précambrien à Carbonifère affecté par les orogènes cadomienne (Précambrien) et varisque (dite aussi hercynienne, Paléozoïque) (Chantraine *et al.*, 1996).

La ville principale est Vihiers (4 125 hab. en 2006), commune du Maine-et-Loire située au centre de la moitié nord de la feuille, au sein d'une région rurale. Le territoire de la carte est maillé d'un réseau routier dense qui relie de nombreux villages carrefours. C'est une région de plateaux au relief très faiblement contrasté, sauf dans les vallées des rivières principales qui forment des entailles généralement étroites creusées dans les roches cristallines.

Le relief, bien que d'amplitude modérée (210 à 60 m NGF), apparaît très compartimenté. Deux grands plateaux peuvent être distingués de part et d'autre d'une ligne de direction SSE-NNW passant par le centre de la carte (fig. 1, hors texte). À l'Ouest, une zone relativement élevée (210 à 140 m NGF à l'écart des vallées) montre de grands bombements de direction subéquatoriale que séparent les vallées assez évasées du Lys (Nord) et de l'Ouère (Sud). À l'Est, un plateau surbaissé et peu accidenté (130 à 90 m NGF) est profondément entaillé par les vallées du Lys (Nord), du Layon (centre) et de l'Argenton (Sud). Globalement, cette configuration détermine un drainage du réseau hydrographique de l'Ouest

Couverture mésozoïque à cénozoïque		
Alluvions		
Tertiaire		
Crétacé		
Jurassique		
Socle précambrien (néoproterozoïque) à paléozoïque		
Terrains épi- à méso-métamorphiques	Terrains méso- à catamétamorphiques	Roches plutoniques
Carbonifère		
Sillon Houillier		Granites namuriens à westphaliens (~ 335-305 Ma)
Bassin d'Ancenis		Granitoides viséens à tournaisiens (~ 355-335 Ma)
		Gabbros et diorites faméniens à tournaisiens
Ordovicien à Dévonien		
Bassin de Centre Bretagne		
Bassin de Saint-Georges-sur-Loire		
Synclinorium de Chantonnay		
Bassin Ouest-Vendéen	Orthogneiss de Bretagne Sud	Granite de Pouzauges
	Groupe leptyno-amphibolique	
Cambrien		
Microgranites de Thouars		
Rhyolites du Choletais		
Formation de Cléré-sur-Layon		
« Briovérien » de Bretagne centrale		
Briovérien (Néoproterozoïque)		
« Briovérien » du Haut-Bocage	Migmatites du Haut-Bocage	
Schistes des Mauves		
Formation de Beupréau		
Schistes des Mauves		

Schéma lithostratigraphique détaillé de la figure 2

ou le Sud-Ouest vers l'Est ou le Nord-Est, les rivières prenant leur source au sein du plateau supérieur pour s'écouler vers le plateau inférieur puis, au-delà, vers le bassin de la Loire. Un contrôle lithologique sur la morphologie n'est évident que dans le ¼ nord-ouest de la feuille, où le massif plutonique de Coron – Vézins délimite une zone relativement basse où s'alimente le cours supérieur du Lys. En revanche, chaque plateau s'étale largement sur le seul ensemble des Rhyolites du Choletais, et la limite entre les deux plateaux est clairement sécante sur la direction globalement WNW-ESE de cette formation. Il est donc probable que le compartimentage du relief et son inclination globale vers l'ESE est d'origine tectonique et des failles conformes à la limite entre les deux plateaux ont effectivement été identifiées dans la partie sud de la carte (vallée de l'Ouère). L'homogénéité des rhyolites du Choletais n'a pas permis de les poursuivre vers le Nord faute de discontinuité lithologique.

Dans le coin nord-est de la carte, qui correspond à la zone la plus basse, des sédiments créacés recouvrent le socle. L'apparente flexuration dans la partie centrale peut alternativement être interprétée comme la trace d'un effondrement associé à la formation du bassin créacé, ou comme une zone de surrection à l'origine de l'érosion d'une couverture créacée initialement plus étendue vers l'Ouest. Dans la seconde hypothèse, ceci impliquerait que les grandes ondulations du plateau occidental aient été créées après le Crétacé supérieur.

CADRE GÉOLOGIQUE RÉGIONAL

Situé à la limite entre le Massif armoricain et la partie méridionale du Bassin de Paris, le territoire de la feuille Vihiers couvre deux ensembles géologiques tout à fait distincts (fig. 2, hors texte) :

- 1 - un socle cristallin anté-mésozoïque qui couvre plus de 95 % de la surface ;
- 2 - une couverture mésozoïque à cénozoïque circonscrite à la partie nord-est de la carte.

SOCLE ANTÉ-MESOZOÏQUE

Ensembles lithostratigraphiques

Le socle anté-mésozoïque s'étale sur deux domaines géologiques distincts par leur stratigraphie et leur évolution tectono-métamorphique. Les terrains cristallins les plus largement représentés, qui occupent toute la partie centrale de la carte, se rapportent à l'unité des Mauges, tandis qu'une bande oblique de roches métamorphiques (migmatites) et plutoniques formant la partie sud-occidentale de la feuille se rapporte au domaine de La Tessoualle. Chacune de ces unités associe un ensemble de roches supra-crustales variablement métamorphiques d'âge anté-carbonifère et des granitoïdes intrusifs d'âge

carbonifère. Elles sont séparées par l'accident de Cholet – Yzernay, cisaillement dextre (Le Métour, 1979 ; Rolin *et al.*, 2008) qui se connecte vers l'Ouest à un décrochement hercynien majeur : le Cisaillement Sud-armoricain (Jégouzo, 1980). L'accolement entre les unités des Mauges et de La Tessoualle découle du jeu décrochant de l'accident de Cholet – Yzernay. Au Nord du contact, l'unité des Mauges montre un métamorphisme mésozonal localisé. Les roches sont gneissifiées et se disposent selon une bande kilométrique parallèle au décrochement (Clozier *et al.*, 1984 ; Thiéblemont, 1988).

L'**Unité des Mauges** comprend trois ensembles lithostratigraphiques :

- une série d'âge précambrien (Wyns et Le Métour, 1983 ; Wyns *et al.*, 1998a), qu'une datation réalisée dans le cadre du présent travail situe dans le Briovérien inférieur (âge < 590 Ma) (*cf. infra*) ;
- une série d'âge cambrien moyen (Cavet *et al.*, 1966 ; Thiéblemont *et al.*, 2001), comprenant un ensemble détritique de base daté paléontologiquement (*Paradoxides* ; Cavet *et al.*, 1966) et un vaste complexe magmatique sus-jacent, ce dernier associant un terme volcanique (Rhyolites du Choletais) (Santallier, 1964 ; Boyer, 1974 ; Thiéblemont, 1988) et un terme plutonique (microgranite de Thouars et roches basiques associées) daté à 519 ± 10 Ma (Thiéblemont *et al.*, 2001) ;
- un pluton différencié d'âge carbonifère ; le massif calco-alcalin de Coron – Vézins (Le Métour *et al.*, 1989).

La série briovérienne des Mauges comprend un ensemble dominant de micaschistes et paragneiss épi- à mésométamorphiques dans lesquels s'intercale une formation métavolcanique basique (Formation de Beaupréau) d'affinité tholéiitique (Wyns et Le Métour, 1983 ; Joubert *et al.*, 2000 ; Cabanis et Wyns, 1986 ; Cabanis, 1986). Ces roches montrent une foliation majeure synmétamorphe replissée en conditions rétro-morphiques (schistosité de type « strain slip »). La phase majeure ne s'observe pas dans les terrains cambriens sus-jacents (Le Métour et Bernard-Griffiths, 1979 ; Thiéblemont *et al.*, 2001) et peut donc être attribuée à une orogénèse anté-cambrien moyen ; cambrienne inférieure ou précambrienne. En revanche, la phase plicative tardive affecte indifféremment les roches briovériennes et les terrains cambriens, aussi est-elle attribuée à l'orogénèse varisque (Le Métour *et al.*, 1989 ; Rolin *et al.*, 2008).

Le **domaine de La Tessoualle** comprend deux ensembles lithostratigraphiques :

- une série méso- à catamétamorphique essentiellement représentée par des gneiss migmatitiques dont le protolithe est imprécisément calé entre le Précambrien (Briovérien) et le Cambrien (Rolin *et al.*, 2004) ;
- un ensemble de plutons granodioritiques à granitiques d'âge carbonifère (Rolin *et al.*, 2004).

Organisation stratigraphique et structurale

Les domaines des Mauges et de La Tessoualle se placent au sein de la zone « ligéro-arverne », séparée de la zone « sud-armoricaine » par le Cisaillement sud-armoricain (Chantraine *et al.*, 1996). Ces deux zones sont classiquement considérées comme les parties les plus internes de l'orogène varisque en France (Autran et Cogné, 1980). Elles sont caractérisées par un métamorphisme qui atteint localement des conditions catazonales (migmatisation), dans un régime P-T qui peut être de type « très haute pression » (éclogites).

Selon le degré de métamorphisme et l'évolution structurale, différentes unités lithotectoniques sont identifiées au sein de la zone varisque interne et particulièrement dans la région de Nantes – Cholet, où s'observent de très forts contrastes de métamorphisme (Chantraine *et al.*, 1996 ; Ballèvre *et al.*, 2009).

Unité des Mauges

Malgré sa position interne au sein de l'orogène, l'Unité des Mauges se caractérise par un faible métamorphisme. Ceci témoigne de sa persistance à un haut niveau structural tout au long de l'orogénèse. Son âge ancien (Briovérien et Cambrien moyen pour la série supracrustale) est également remarquable, même si l'on ne peut exclure que des formations postérieures au Cambrien moyen y auraient été totalement érodées. Vers l'Ouest, ce « bloc » est en contact anormal avec l'unité méso- à catazonale de Champtoceaux, dont une partie (unité composite) a subi un métamorphisme de très haute pression (Marchand, 1981 ; Godard, 1988). Cette unité est considérée de longue date comme allochtone, mais l'hypothèse initiale d'un charriage sur les schistes des Mauges (« nappe ») (Cogné, 1966) est désormais abandonnée au profit d'une disposition en « dôme » structural d'origine extensive (Ballèvre *et al.*, 2009). Ceci suppose la succession de trois événements métamorphiques et structuraux (Ballèvre *et al.*, 2009) :

- 1 - la subduction de(s) l'unité(s) de haute pression ;
- 2 - la mise en contact (superposition) de cette unité et des schistes des Mauges, ceux-ci restant en position haute dans l'édifice ;
- 3 - l'exhumation des roches catamétamorphiques par « doming » extensif au sein des schistes.

Quoi qu'il en soit, les âges cambriens à ordoviciens reportés pour les protolithes des roches catazonales de l'Unité de Champtoceaux permettent d'attribuer leur métamorphisme au cycle varisque et l'intense évolution tectono-métamorphique dont ils témoignent a clairement épargné l'Unité des Mauges.

L'évolution métamorphique et structurale et le calage stratigraphique des unités des Mauges et de Champtoceaux sont donc tout à fait distincts :

– l'Unité des Mauges est d'âge briovérien et cambrien moyen. Sa structuration majeure est anté-cambrien moyen et opère en conditions épi- à mésozonales. La tectonique varisque se traduit par un plissement en conditions épizonales et le fonctionnement d'accidents transcurrents ;

– l'Unité de Champtoceaux est probablement post-briovérienne. Sa phase de culmination métamorphique est varisque et opère en conditions de très haute pression.

L'âge briovérien inférieur des schistes des Mauges suggère qu'ils pourraient représenter une extension vers le Sud de l'Orogène cadomien (néoproterozoïque supérieur) qui couvre une grande partie du Nord de la Bretagne nord et de la Normandie (Chantraine *et al.*, 1996). Néanmoins, la tectonique synmétamorphe, au sein des schistes des Mauges n'est pas calée avec précision et rien n'indique qu'elle soit contemporaine de la phase cadomienne majeure (~ 570 Ma) (Égal *et al.*, 1996).

Vers le Nord, les schistes des Mauges sont en contact avec deux unités épimétamorphiques relativement « récentes » (Chantraine *et al.*, 1996) : (1) le bassin sédimentaire d'Ancenis, d'âge dévonien supérieur à carbonifère ; (2) le « sillon » de Saint-Georges-sur-Loire, qui associe des roches sédimentaires et volcaniques d'âge ordovicien à dévonien inférieur. Ce sillon est interprété comme un bassin de type arrière-arc, ouvert au sein du domaine interne dans le cours de la convergence varisque et charrié vers le Nord lors de la collision (Ledru *et al.*, 1986 ; Ballèvre *et al.*, 2009). Vers le Sud, le contact avec l'Unité des Mauges est anormal (faille de Nort-sur-Erdre) et c'est le long de ce contact que le bassin d'Ancenis se serait ouvert à un stade tardif de la convergence (bassin tardi-orogénique).

Pour résumer, l'Unité des Mauges constitue un noyau particulier au sein de la zone interne varisque où se trouve conservée une série d'âge briovérien inférieur dont l'évolution tectono-métamorphique majeure s'est déroulée avant le Cambrien moyen. Vers l'Ouest, cette unité est en contact tectonique avec un complexe métamorphique témoin d'une subduction varisque et vers le Nord, une faille le sépare d'une série paléozoïque déposée entre le Dévonien et le Silurien et charriée vers le Nord lors de l'orogénèse varisque. Finalement, un bassin tardi-orogénique s'est mis en place au Carbonifère entre le sillon paléozoïque et le domaine des schistes briovériens.

Domaine de La Tessoualle

Le domaine de La Tessoualle, qui succède à l'Unité des Mauges vers le Sud, s'intègre dans un « bloc » (Haut-Bocage vendéen) limité au Nord par l'accident de Cholet – Yzernay et au Sud, par le Cisaillement sud-armoricain, et qui associe un ensemble migmatitique au Nord et une série micaschisteuse au Sud, séparées par un accident senestre (faille de Mauléon – Bressuire) (Rolin *et al.*,

2004). Ces terrains sont recoupés par des intrusions granitoïdes d'âge varié. La plus ancienne est le granite de Pouzauges, daté de l'Ordovicien, et qui recoupe les micaschistes. Ceci permet de leur assigner un âge cambrien à précambrien. Les granitoïdes ultérieurs ont des âges qui s'échelonnent du Dévonien (~ 360 Ma) au Stéphanien, avec une évolution depuis des tonalites et granodiorites d'affinité calco-alkaline, vers des granites et leucogranites alumineux (Chantraine *et al.*, 1996 ; Rolin *et al.*, 2004). La lignée calco-alkaline, plutôt précoce, se retrouve dans l'Unité des Mauges, où le massif de Coron – Vézins a un âge limite Tournaisien/Viséen (*cf. supra*).

Au Sud, la série anté-ordovicienne comprend des roches métasédimentaires de composition argileuse à silteuse (micaschiste) ou grauwackeuse (métagrès) métamorphisées en conditions épi- à mésozonales (Rolin *et al.*, 2004). L'intrusion du granite de Pouzauges a produit une cornéification des schistes qui amène R. Wyns *et al.* (1986) à conclure que leur déformation majeure se serait produite avant l'Ordovicien et pourrait être cadomienne. En revanche, P. Rolin *et al.* (2004) considèrent que le métamorphisme de contact se serait produit antérieurement à la déformation régionale et qu'il aurait affecté les roches sédimentaires initiales. Par ailleurs, ces auteurs montrent qu'une partie de la déformation des schistes est synchrone de la mise en place de granitoïdes varisques de la lignée calco-alkaline, datés vers 360 Ma.

Les micaschistes de l'unité sud du Haut-Bocage montrent des analogies évidentes avec les schistes des Mauges, aussi est-il assez probable que les deux formations soient une même entité initiale d'âge briovérien inférieur. Dans cette hypothèse, il est envisageable qu'une même histoire tectonique ait affecté les deux unités incluant :

- 1 - une phase précoce d'âge anté-cambrien moyen ;
- 2 - une (des) phase(s) varisque(s) d'âge dévonien à carbonifère.

Les migmatites de l'unité nord du Haut-Bocage (*pro parte* migmatites de La Tessoualle), en contact direct avec les volcanites et microgranites du complexe de Cholet – Thouars, témoignent de conditions métamorphiques de haute température. Ces roches dérivent de sédiments pélitiques à grauwackeux, mais P. Rolin *et al.* (2004) notent que rien ne permet de conclure qu'il s'agirait d'équivalents méso- à catamétamorphiques des micaschistes et métagrès de l'unité méridionale. En revanche, l'étude structurale (Rolin *et al.*, 2004) permet de conclure que la migmatisation et la déformation ultérieure seraient d'âge varisque.

Magmatisme varisque

Les données géochronologiques (Rolin *et al.*, 2004 ; Le Métour *et al.*, 1989) montrent que l'essentiel du magmatisme varisque, dans le domaine du Haut-Bocage et l'Unité des Mauges, est intervenu entre ~ 375 et 340 Ma (Dévonien

supérieur à Viséen). Ce magmatisme débute par la mise en place de plutons d'affinité calco-alkaline et de composition intermédiaire à acide (diorites, tonalites) auxquels succèdent des intrusions plus acides et souvent peralumineuses (monzogranites, granodiorites, leucogranites). Il témoigne d'un régime de haute température, à l'origine probable des migmatites, et plus ou moins synchrone des phases majeures de déformation varisques. Le fonctionnement du cisaillement de Cholet – Yzernay intervient vers 340 Ma (Rolin *et al.*, 2008), vers la fin de cette première période de magmatisme.

Par la suite, de vastes massifs de leucogranites peralumineux se mettent en place entre ~340 et 315 Ma (Viséen à Namurien) dans un régime tectonique marqué par le fonctionnement de vastes décrochements d'échelle probablement crustale.

Synthèse

La feuille Vihiers s'inscrit dans un domaine particulier de la zone interne varisque, marqué par la présence d'un « substratum » d'âge briovérien affecté par une déformation et un métamorphisme anté-cambrien moyen, surmonté en discordance par une série sédimentaire et volcanique d'âge cambrien moyen. Bien que ces terrains se trouvent en contact vers l'Ouest avec une unité ayant subi une subduction varisque (Complexe de Champtoceaux), le métamorphisme varisque y apparaît généralement modéré et montre qu'une grande partie de ce domaine est restée en position structurale « haute » durant les phases de convergence. Celles-ci se sont accompagnées d'un plutonisme intense, témoin de la persistance d'un régime de haute température sur près de 50 Ma. La structuration du bâti s'est essentiellement produite par le jeu d'accidents décrochants qui ont localement permis l'exhumation des aires migmatitiques produites en profondeur.

Dans la zone interne varisque, le « segment » des Mauges et du Haut-Bocage apparaît donc comme un « môle » stable, découpé par le jeu d'accidents décrochants et dont la base a subi un métamorphisme de haute température.

COUVERTURE MÉSOZOÏQUE

La couverture mésozoïque est circonscrite à un triangle plurikilométrique de roches crétacées formant le coin nord-est de la carte. Ces terrains se rattachent au bassin de Paris qui s'appuie ici sur les roches cristallines du Massif armoricain. À l'écart de la feuille, la série sédimentaire du bassin de Paris montre les premières assises du Jurassique reposant sur le socle (Chantraine *et al.*, 1996) et que surmontent en discordance cartographique les dépôts transgressifs du Crétacé supérieur. Cette transgression conduit localement au débordement du Crétacé sur le socle, tel qu'observé sur le territoire de la feuille Vihiers.

Cette disposition pose le problème de l'existence éventuelle d'un recouvrement jurassique sur le socle armoricain antérieurement au Crétacé. Les terrains jurassiques, en bordure du Massif armoricain, ne portent aucun témoignage de la présence d'un môle continental voisin, pour autant, rien de permet d'affirmer qu'ils s'étendaient à l'origine sur le socle actuel.

Le socle armoricain était émergé au Crétacé inférieur, et son érosion produisait des dépôts sableux dans les régions du Perche et du Maine. Ces sables ne s'observent pas sur le territoire de la feuille Vihiers, qui était sans doute émergé à cette époque, avant la transgression du Crétacé supérieur.

CÉNOZOÏQUE

Le Cénozoïque n'affleure que très localement sur le territoire de la feuille Vihiers, sous forme de nappes de dépôts superficiels imprécisément datés d'extension réduite ou d'alluvions récentes.

Outre ces dépôts, tous les faciès d'altération sont à rattacher au Cénozoïque, mais, là encore, aucune datation n'est disponible. Des profils d'altération tronqués sous-jacents aux dépôts cénomaniens et affectant les Schistes des Mauges sont mentionnés sur le territoire de la feuille Montreuil – Bellay (Joubert *et al.*, 2000). De même, certaines altérites du socle y sont considérées comme d'âge anté-Crétacé supérieur.

Les profils d'altération sont aujourd'hui largement démantelés et les vallées profondément incisées. Ces vallées sont fréquemment jalonnées de falaises de roche saine, témoins de l'intense érosion survenue durant les successions glaciaire-interglaciaire du Quaternaire. Cette dynamique se marque également dans la sédimentation par la présence de volumineux blocs de roches cristallines dans des épandages alluviaux déposés au débouché des rivières sur les sédiments du bassin de Paris (Joubert *et al.*, 2000).

CONDITIONS D'ÉTABLISSEMENT DE LA CARTE

Les levés relatifs aux terrains du substrat rocheux ont été effectués de façon classique sur fonds topographiques IGN à 1/25 000, suivis d'une généralisation des données sur fond à 1/50 000. Dans la continuité des cartes géologiques récemment parues sur la région, une attention particulière a été portée à la cartographie des altérites et des formations superficielles. Les limites cartographiques reposent sur les choix conventionnels conformes aux règles décrites dans P. Andreieff (1997).

Les conditions d'affleurement, sur le socle, sont assez variables, dépendantes à la fois de la nature des roches et de la topographie. Les affleurements sont assez abondants le long des vallées, dont l'encaissement est parfois bien marqué. Des falaises de roches fraîches sont fréquentes le long de l'Ouère et de l'Argenton, depuis Étusson, jusqu'à la limite orientale de la carte. Les faciès observés couvrent une grande partie des formations du complexe de Cholet – Thouars : rhyolites, microgranites et roches plutoniques basiques. De telles falaises affectent les schistes des Mauges le long du Lys, au Nord de Vihiers. Les autres vallées sont moins encaissées, néanmoins, des pointements rocheux en parsèment couramment les flancs, qui ont pu donner lieu à de petites extractions pour un usage local.

Sur les zones de plateau, les affleurements sont plutôt rares, inversement proportionnels à l'intensité de l'altération. L'observation des roches est souvent possible à la faveur d'excavations réalisées lors de travaux : « rafraîchissement » de fossés, creusement de routes (à noter en particulier la déviation sud de Vihiers, ouverte peu avant le début des levers) ou de fondations. Le plus généralement, les limites géologiques ont été tracées grâce aux pierres volantes. Les rhyolites offrent des blocs décimétriques souvent très abondants et frais sur les labours. Les blocs de schistes sont moins fréquents, néanmoins, ces roches sont souvent trahies par des fragments issus des « exsudats » quartzeux, même dans les zones de forte altération. Les granitoïdes et roches plutoniques basiques fournissent de fréquentes boules qui correspondent à un faciès d'altération naturel des roches grenues. Il s'agit en particulier du massif de Coron – Vézins, couvert de nombreuses boules et affleurements qui montrent que sa surface d'affleurement actuelle se situe bien en-dessous du sommet de son ancien profil d'altération.

Le lever des formations superficielles, en particulier des altérites, a été effectué indépendamment de celui du socle. Ce travail a fait l'objet d'un mémoire consultable à l'école IGAL – La Salle n° 471 (Maleyx et Ravoux, 2009). Ce document est accompagné de sondages de vérification à la tarière. Quelques points de détail nécessaires à la rédaction de la présente notice ont été vérifiés par la suite.

NOTATIONS UTILISÉES

(Autres que celles explicitées dans la légende de la carte géologique)

Coordonnées : les coordonnées X et Y définissent un point de la carte et se rapportent au quadrillage Lambert 2 étendu pour cette région.

Altitudes : les cotes sont données soit en NGF soit en IGN 1963. Pour la région, les cotes IGN 1963 sont à + 0,30 par rapport aux cotes NGF.

Directions : ex. : N50° : direction définie par un angle de 50° par rapport au méridien (sens horaire).

Pendages des éléments structuraux planaires mesurés en surface de banc : ex. : pour une valeur de 40NW70, 40 exprime une direction N40° et NW70 représente la valeur du pendage soit 70° en direction du Nord-Ouest.

DESCRIPTION DES TERRAINS

SOCLE ANTÉ-MÉSOZOÏQUE

Le socle anté-mésozoïque recouvre deux domaines, de nature très différente, accolés par le jeu de l'accident décrochant de Cholet – Yzernay. Dans plus des 9/10^e de la partie nord de la carte, affleurent des terrains peu métamorphiques d'âge briovérien inférieur à cambrien moyen rapportés à l'Unité des Mauges. Dans la partie méridionale, sur le bord sud de l'accident de Cholet – Yzernay (direction moyenne N110-120), affleurent des terrains fortement remobilisés d'âge précambrien à cambrien rapportés au domaine migmatitique et granitique de La Tessoualle. Un important plutonisme affecte les deux domaines au Viséen. Les granitoïdes se mettent en place lors de l'accolement tectonique, mais relativement indépendamment dans chacun des deux domaines. À l'issue de cette phase, le socle de la feuille Vihiers acquiert son architecture actuelle, et aucune manifestation magmatique postérieure n'y est connue. De même, la région ne comporte aucun dépôt d'âge compris entre le Cambrien moyen et le Cénomaniens inférieur. En revanche, une forte surrection est intervenue dans cette période, qui a amené les granitoïdes viséens en surface.

UNITÉ DES MAUGES

Protérozoïque supérieur : Briovérien inférieur

Série des Mauges (591 ± 9 Ma)

Sur le territoire de la présente feuille, la Série des Mauges constitue un ensemble assez homogène de « schistes » (*sensu lato*) dont l'élément structural dominant est la présence d'une schistosité épizonale (chlorite, mica blanc) de direction moyenne N120, dont l'inclinaison quasi-systématique vers le SSW traduit une réorganisation générale des surfaces structurales selon des plis déversés vers le NNE. Globalement, les roches schisteuses évoluent d'un pôle pélitique à un pôle quartzeux, par variation discontinue du rapport quartz/minéraux phylliteux (chlorite, micas blancs). Néanmoins, une évolution locale vers un terme riche en chlorite et à plagioclase, permet l'individualisation d'une formation spécifique, dont le terme sédimentaire initial aurait été peu mature (grauwacke). Enfin, des roches métavolcanites essentiellement basiques

apparaissent localement au sein des schistes épizonaux qui définissent la Formation de Beaupréau (Wyns et Le Métour, 1983).

Du point de vue lithostratigraphique, les faciès précédents pourraient correspondre à la partie supérieure du Groupe des Mauges telle que définie par R. Wyns et J. Le Métour (1983). La Formation de Beaupréau caractérise la « séquence 3 » de ce groupe, qui succède à des séquences 1 et 2 comprenant des métapélites (séquence 1) et des méta-grauwackes (séquence 2). Surmontant la séquence 3, une séquence 4 est constituée de méta-grauwackes à niveaux phylliteux alternant avec des shales ampélitiques.

Le schéma lithostratigraphique adopté dans la présente carte amène donc à distinguer un ensemble inférieur comprenant des roches quartzo-pélitiques (micaschistes et micaschistes quartzeux) et métavolcaniques (Beaupréau), et un ensemble supérieur associant des méta-grauwackes et des micaschistes quartzeux. Cette succession stratigraphique est cohérente avec l'agencement structural qui place les méta-grauwackes de l'Est de la feuille au cœur d'une structure synclinale déversée vers le NNE. La fermeture de ce pli d'échelle cartographique est « lisible » dans le secteur de Vihiers où de nombreux affleurements dans les schistes mettent en évidence un « enroulement » des directions de la schistosité autour d'un axe E-W à ESE-WNW (fig. 3). On matérialise ici la charnière d'un pli P2 dont les mesures microstructurales montrent que son axe plonge de quelques degrés vers l'ESE.

• *Ensemble inférieur*

ξ-ξq. Micaschistes pélitiques et micaschistes quartzeux. Les grandes aires schisteuses rapportées à l'ensemble inférieur sont essentiellement constituées de micaschistes pélitiques finement feuilletés. Ces roches affleurent largement dans le secteur de Vihiers et des affleurements disséminés sur l'ensemble de la formation permettent d'en cerner l'organisation structurale. Elles alternent avec les micaschistes quartzeux en bancs plurimétriques à décimétriques et passent localement à des schistes chloriteux qui correspondent au terme dominant (méta-grauwackes) de l'ensemble supérieur décrit plus loin.

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 quartzes (exsudats) plus ou moins allongées et parfois replissées. En pierres volantes, ces exsudats quartzes 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.

Sous le microscope, ces micaschistes montrent une paragenèse strictement épizonale, avec alternance de lits phylliteux à muscovite et chlorite, et de lits



Fig. 3 - Carte de la partie NE de la feuille reproduisant les principales unités et les mesures de structures planaires : 1 : schistosité 1 dans les schistes des Mauges ; 2 : stratification dans les roches sédimentaires cambriennes ; 3 : schistosité dans les rhyolites du Choletais. Le faible nombre de mesures dans les roches cambriennes traduit la rareté des affleurements et l'expression ténue de la schistosité. Les mesures sont beaucoup plus abondantes dans les parties sud (voisinage de l'accident de Cholet - Yzemay) et NW de la carte (bordure du Massif de Coron - Vézins) (Fig. 8), en liaison avec une plus grande intensité de la déformation et du métamorphisme

quartzeux plus ou moins abondants. Les termes métagrauwaqueux se distinguent par une prédominance de chlorite sur la muscovite et une certaine abondance de feldspath, parfois en cristaux automorphes. Ils sont décrits plus complètement dans la section suivante.

Structuralement, le trait dominant des roches de l'ensemble inférieur est un plan de schistosité (S1) constant, généralement parallèle au litage (S0), et qui montre un fréquent microplissement associé à une schistosité de type « strain slip ». Sous le microscope, cette schistosité S2 peut s'accompagner de la cristallisation de phyllites de phase 2 (séricite, chlorite) dans les charnières des microlitons (Photo 1), mais ceci n'est pas systématique.

À l'échelle de l'affleurement, la schistosité S1 montre une direction moyenne WSW-ENE (fig. 3) presque systématiquement inclinée vers le SSW. Cette disposition résulte de l'existence de plis de toutes échelles déversés vers le NNE. La dissymétrie des microplis permet d'en détecter les flancs normaux et inverses, rendant possible le tracé d'une coupe en dépit de la monotonie des faciès (cf. coupe adjointe à la carte).

Une étude géochimique (éléments majeurs et traces) (tabl. 1) a été réalisée sur trois échantillons de nature métagrauwaqueuse, prélevés sur un même affleurement dans le secteur de Vihiers. Ces analyses s'ajoutent à celles effectuées par R. Wyns et J. Le Métour (1983) sur une vingtaine de métasédiments.

Les nouvelles analyses mettent en évidence des compositions intermédiaires à acides ($\text{SiO}_2 = 63,1-71,4\%$), alumineuses ($\text{Al}_2\text{O}_3 = 14,5-17,7\%$) et des teneurs en alcalins assez élevées, mais néanmoins plus faibles que celles de roches volcaniques d'acidité comparable ($\text{Na}_2\text{O} = 3,5-4,3\%$; $\text{K}_2\text{O} = 1,7-2,8\%$). Les teneurs en CaO sont par contre très faibles ($< 0,3\%$).

Le niveau plutôt élevé des teneurs en Na_2O implique une faible altération des roches sédimentaires initiales (le sodium étant particulièrement mobile lors des processus supergènes). Par ailleurs, il suggère une origine *pro-parte* épicyclastique des sédiments originaux. Ces caractères se retrouvent dans l'ensemble des métasédiments analysés par R. Wyns et J. Le Métour (1983), qui sont souvent assez riches en CaO. Là encore une origine épicyclastique est la plus probable. Dans les métagrauwaques de l'ensemble supérieur (cf. *supra*), le feldspath est très abondant et fréquemment à l'état de porphyroclastes. Ceci suggère que les métasédiments de la Série des Mauges étaient en grande partie issus du démantèlement mécanique d'ensembles magmatiques, tout au moins pour le terme métagrauwaqueux.

Les spectres de Terres Rares normalisés à la composition moyenne de la croûte continentale supérieure (Taylor et McLennan, 1985) (fig. 4) mettent en évidence une certaine divergence des roches analysées relativement à un

	Série des Mauges			Rhyolites du Choletais			Microgranite					
	Filon rhyolitique	Méta-grauwacke	Méta-grauwacke	Roche hybride	Dacite bréchique	Dacite bréchique	Rhyolite à sulfures	Rhyolite à ilite	Rhyolite sub-aphyrique	Breche rhyolitique	Breche rhyolitique	Microgranite
	DV443B	DV259B	DV269D	DV147	DV136	DV110B	DV135	DV141	DV146	DV157	DV162.A	DV31
SiO ₂ (%)	69,9	63,1	67,6	63,2	63,6	68,7	75,1	74,2	76,5	77,4	75,9	73,42
TiO ₂	0,11	1,07	0,74	0,59	0,8	0,59	0,27	0,27	0,11	0,18	0,3	0,33
Al ₂ O ₃	16,9	17,7	15,7	13,5	11,7	12,2	11,4	12	11,9	11,2	11	12,66
Fe ₂ O _{3t}	1,35	6,94	5,24	9,98	10,47	7,36	3,45	3,59	1,58	1,95	3,17	2,82
MnO	0,02	0,07	0,08	0,19	0,18	0,12	0,12	0,1	0,08	0,07	0,06	0,04
MgO	1	2,2	1,9	0,7	1,4	0,4	nd	nd	nd	nd	0,3	0,3
CaO	1,7	0,2	0,3	3,7	3,9	2	0,5	0,4	0,2	0,4	0,8	0,57
Na ₂ O	5,7	3,5	4,3	2,9	2,6	4,1	3,5	3,9	3,4	3,9	2,8	3,45
K ₂ O	1,09	2,81	1,78	1,71	2,74	2,81	3,92	4,18	4,73	3,73	4,19	4,74
P ₂ O ₅	nd	0,17	0,15	0,12	0,18	0,08	nd	nd	nd	nd	nd	0,05
PF	1,55	3	2,3	1,7	1,9	2,5	0,7	0,5	0,4	0,4	0,6	1,01
Total	89,33	100,46	100,08	99,18	99,07	99,06	98,85	98,94	98,88	99,21	99,15	99,15
Li (ppm)	11,3	29	20	21	63	94	124	130	169	87	138	nd
Rb	25,2	84	58	52	36	530	705	788	403	602	614	94
Ba	203	673	452	405	643	530	72	39	44	18	33	31
Sr	556,5	111	102	104	117	123	72	39	44	18	33	6
U	0,5	2,8	1,4	1,7	3,4	3,5	4,4	5,1	5,9	6,6	8,3	6
Th	1,2	15,3	10,9	10,1	8,3	8	9,9	11,8	13,8	17,1	16,4	11,1
Ta	nd	1,9	1,4	1,2	1,1	1	1,1	1,1	0,8	1	1	0,9
Ta	nd	1,9	1,4	1,2	1,1	1	1,1	1,1	0,8	1	1	0,9
Nb	0,9	28	19,6	15,8	16,9	14,5	13	9,2	12,6	6,4	10,5	9,8
Hf	2	8,2	5,7	5,6	10,1	7,8	10,8	7,5	10,3	4,7	6,4	6,2
Nb	0,9	28	19,6	15,8	16,9	14,5	13	9,2	12,6	6,4	10,5	9,8
Hf	2	8,2	5,7	5,6	10,1	7,8	10,8	7,5	10,3	4,7	6,4	6,2
Zr	64,5	296	219	191	418	303	455	298	423	131	250	150
Y	5,2	32,2	24,1	17,4	75,9	70,2	74	83,8	64,2	33,5	61	34
V	8,7	131	97	78	7	6	6	6	6	6	6	28
Co	2,4	14	14	9	6	6	6	6	6	6	6	nd
Cr	20,3	89	59	55	15	27	44	55	43	60	47	76
Ni	14,4	33	27	23	14	14	16	23	18	21	19	23
La	3,8	42,9	12,6	19,8	36,8	40,5	47,1	61,3	26,6	34,6	52,9	17,3
Ce	7,3	90,4	26	45	95	95,1	101	126,7	26,6	74,2	112,7	43,1
Pr	1	10,2	2,8	4,8	11,1	11,1	12	17	3,1	8,6	13,2	5,5
Nd	4,1	36,8	11,3	17,8	46	48,3	45,5	60,2	14,3	33,3	55,5	22,8
Sm	1	7,9	3,1	4,1	10,5	11	10,5	11,4	1,9	7,6	12,2	5,3
Eu	0,3	1,8	1	1,2	2,5	2,4	1,8	2,2	0,3	1,1	1,8	0,6
Gd	0,9	6	3,1	3,8	13,1	13,2	15	16,6	4,5	9,2	15	6,2
Tb	0,2	0,8	0,5	0,5	2,3	2,2	2,3	2,9	0,8	1,7	2,6	1
Dy	0,9	4,8	3,4	2,8	13,2	12,9	14,4	16,5	5,1	9,6	13,9	6,7
Ho	0,2	0,8	0,7	0,6	2,7	2,5	2,6	3,2	1,3	2	2,7	1,5
Er	0,5	2,1	2	1,6	6,3	7,3	8,1	9	4,8	6,7	8,2	4,6
Tm	nd	0,3	0,3	0,2	1,1	1,2	1,3	1,5	0,8	1	1,2	0,7
Yb	0,6	1,6	1,4	1,2	7,8	7,1	7,9	8,7	5,4	6,1	8,4	4,4
Lu	nd	0,3	0,2	0,2	1,2	1,1	1,3	1,4	0,8	1	1,3	0,7
Sn	0,4	3	2	1	7	6	5	4	5	8	5	1
W	0,2	3	2	3	3	2	3	2	2	2	2	2

Tabl. 1 - Analyses chimiques de roches briovériennes (Série des Mauges) et cambriennes (Rhyolites du Choletais, Microgranite de Thouars) du Domaine des Mauges

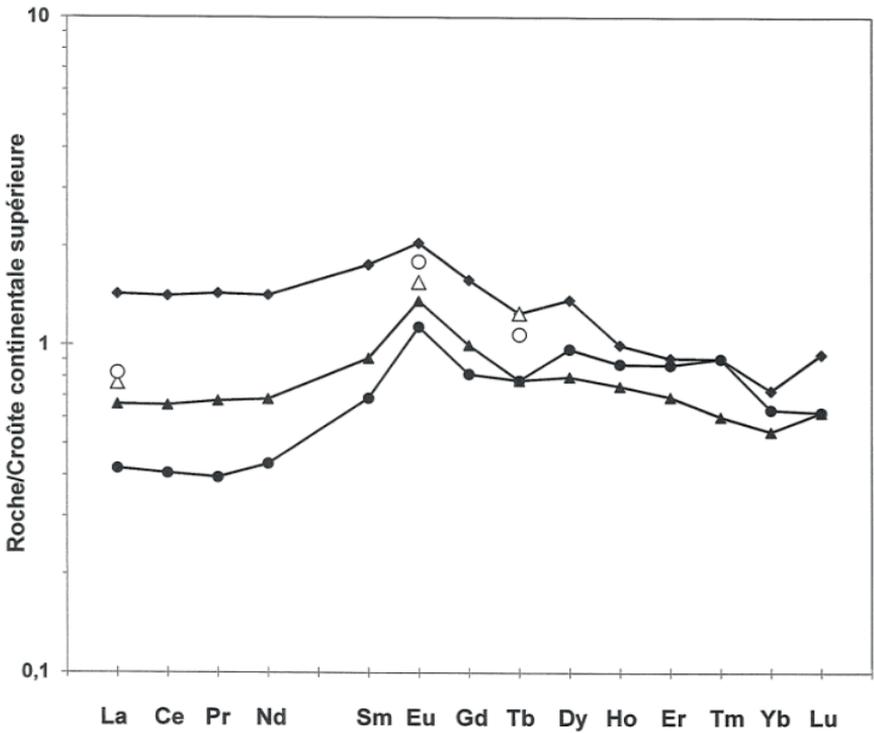


Fig. 4 - Spectre de Terres Rares normalisé à la moyenne de la croûte continentale supérieure (Taylor et McLennan, 1985) pour trois métasédiments de l'ensemble inférieur de la Série des Mauges, comparaison avec deux roches de la même unité analysées par Wyns et Le Métour (1983). Seuls La, Eu et Tb ont été dosés dans ces dernières, mais la disposition de ces analyses montre que leurs traits majeurs sont comparables à ceux des roches étudiées sur la feuille Vihiers (spectres complets)

matériau supracrustal moyen. Des spectres « en cloche » montrent que ces roches sont à la fois moins enrichies en Terres Rares légères, plus fractionnées en Terres Rares lourdes et dépourvues des anomalies négatives en Eu qui caractérisent la plupart des matériaux supracrustaux « évolués ».

Mβ. Formation de Beaupréau : schistes amphiboliques (métatufs basaltiques probables), métadolérites. Ces roches métavolcaniques n'affleurent que localement. Des entités d'extension cartographique ont été individualisées en deux secteurs : au Nord de la feuille, à proximité du bourg de Vihiers, et sur la bordure est, où elles prolongent une bande plurikilométrique bien développée sur le territoire de la feuille Montreuil – Bellay (Joubert *et al.*, 2000).

Deux types de faciès ont été observés qu'il n'est pas possible de distinguer cartographiquement :

1 - des schistes amphiboliques vert sombre, aphanitiques et assez massifs, bien que finement schistosés ;

2 - des 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 schistes verts.

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. Épidote 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, interprétés comme d'anciennes vacuoles comblées par de l'épidote (Joubert *et al.*, 2000).

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.

J.-M. Joubert *et al.* (2000) notent que la texture des métadolérites est cohérente avec 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 schistes verts, 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.

Une étude géochimique des metabasites de la Formation de Beaupréau a été effectuée par B. Cabanis et R. Wyns (1986) et ses conclusions reprises par J.-M. Joubert *et al.* (2000). Ces roches basiques ont une affinité subalcaline et des signatures qui les apparentent aux tholéiites continentales. Ceci suggère un environnement de type plutôt extensif pour la mise en place des laves originelles, qui contraste avec le contexte clairement « orogénique » des roches acides filoniennes qui recoupent l'ensemble supérieur (*cf. infra*).

Des metabasites d'affinité tholéitique continentale constitue une large proportion des termes orthodérivés constitutifs de « l'arc cadomien » de Bretagne nord (Série de Lanvallon ; Égal *et al.*, 1996), d'âge néoprotérozoïque (Briovérien). Le modèle géodynamique envisagé pour cet « arc », mettant en jeu la juxtaposition-succession d'environnements d'arc *sensu stricto* et de bassins en extension (arrière- ou intra-arcs) (Cabanis *et al.*, 1987), pourrait donc être transposé au domaine des Mauges, plus méridional mais dans une même configuration géodynamique.

ρα. Filons de rhyolite à microgranite blanc (U-Pb/Zr 591 ± 9 Ma). Ces filons ont été observés sur des affleurements ponctuels dispersés ; ils peuvent être directement encaissés dans les schistes, mais ont également été trouvés en étroite association avec les metabasites de Beaupréau. La roche est aphanitique, hololeucocrate, de grain fin et de teinte blanche à blanc verdâtre.

Dans le secteur de Vihiers, dans des falaises de la rive gauche du Lys, elle se présente en bandes pluridécimétriques encaissées dans des schistes massifs phylliteux verts (chloritoschistes), au sein de faciès metabasiques à métagrauwackeux que nous rapportons à la Formation de Beaupréau. Ces bandes présentent une schistosité interne qui apparaît plus ou moins parallèle aux épontes. Le contact tranché entre chloritoschistes et roches acides conduit à interpréter ces occurrences comme d'anciens filons. Sur d'autres affleurements (partie est de la carte) et au-delà, sur le territoire de la feuille Montreuil – Bellay (Joubert *et al.*, 2000), l'agencement de ces roches est plus difficile à percevoir.

Sous le microscope (ph. 2-3), la roche de la vallée du Lys montre une texture volcanique à subvolcanique associant de nombreux phénocristaux de plagioclase automorphes et une matrice cryptocristalline à microcristalline. Cette dernière montre l'alternance de plages phylliteuses (chlorite, séricite) et de plages leucocrates probablement albitiques. Comme la matrice, les feldspaths sont totalement recristallisés, envahis de fines paillettes de séricite. Des granules opaques d'aspect sale ponctuent la matrice. Ces observations confirment la nature ignée de cette roche. Elles sont cohérentes avec une mise en place sous forme de filon, subvolcanique.

À proximité, une roche verte rapportée à l'unité de Beaupréau montre une texture clairement volcanique, avec de grands feldspaths automorphes, parfois

en association glomérophyrique, disposés dans une matrice microlitique orientée (type « trachytique ») riche en granules opaques et chlorite. Sur cet échantillon, également, la recristallisation est totale, associée au développement d'une schistosité de basse température (paragenèse à albite, chlorite, séricite, leucoxène).

L'échantillon étudié au microscope (DVI443B) a fait l'objet d'une datation géochronologique U/Pb par dissolution sur zircons (rapport complet en Annexe). D'assez rares zircons ont été obtenus lors de la séparation, petits, incolores à légèrement fumés et limpides. Ils sont souvent automorphes, mais il existe également une population de zircons très ovoïdes et complètement incolores. Trop peu de cristaux (une dizaine) présentaient un habitus permettant une indexation typologique (Pupin, 1980) et les résultats obtenus ne sont pas significatifs. Quatre fractions ont été analysées par spectrométrie de masse. Une fraction était composée d'un unique cristal automorphe, incolore et limpide et non magnétique. Deux autres comprenaient plusieurs cristaux provenant d'un lot non magnétique. Une dernière incluait les cristaux arrondis.

Les trois premières fractions ont donné des âges identiques à 590 Ma. Ces trois fractions sont concordantes à subconcordantes. La quatrième fraction donne un âge beaucoup plus ancien, sans doute paléoprotérozoïque. Du fait de son faible rapport $^{206}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$, la fraction 1 n'a pas été prise en compte. L'âge calculé d'après les fractions 2 et 3 est de **591 ± 9 Ma**, ce qui situe la cristallisation de la roche magmatique initiale dans le **Briovérien inférieur**. On remarque par ailleurs que la droite passant par la fraction 4 et reliant la concordia à 590 Ma, a un intercept supérieur à 2 080 Ma qui correspond aux âges obtenus sur les gneiss icartiens (paléoprotérozoïques) du Nord de la Bretagne (Chantraine *et al.*, 1996).

Ces résultats sont tout à fait cohérents pour faire de l'Unité des Mauges un témoin des séries sédimentaires à volcaniques déposées au Néoprotérozoïque supérieur, dont la déformation initiale est classiquement attribuée à l'orogénèse cadomienne (~ 570-540 Ma). Ce calage stratigraphique est précisé par la datation à ~ 520 Ma de la série cambrienne du Choletais. Néanmoins, il n'est pas possible d'attribuer la déformation majeure (schistosité S1) à une phase précise de l'orogénèse cadomienne : phase précoce à ~ 570 Ma ou tardive à ~ 540 Ma ?

Une analyse géochimique (éléments majeurs et traces) a été réalisée sur l'échantillon DVI443A (tabl. 1). La roche a une composition acide ($\text{SiO}_2 = 69,9\%$), essentiellement sodique ($\text{Na}_2\text{O} = 5,7\%$), dont on peut penser qu'elle constituait effectivement un trait primaire de la roche dans la mesure où celle-ci est pauvre en l'ensemble des éléments incompatibles (Th = 1,2 ppm ; La = 3,8 ppm ; Nb = 0,9 ppm ; Zr = 64,5 ppm). Ceci suggère en effet une nature initialement faiblement potassique ($\text{K}_2\text{O} = 1,09\%$). La roche est par contre particulièrement riche en alumine ($\text{Al}_2\text{O}_3 = 16,9\%$), Sr (= 557 ppm), mais

pauvres en Terres Rares lourdes, son spectre de Terres Rares normalisé aux chondrites apparaissant très fractionné (fig. 5).

Ces caractères situent l'échantillon étudié dans la « famille » des adakites (Defant et Drummond, 1990), roches calco-alkalines interprétées comme les produits de la fusion partielle directe de plaques en subduction. L'affinité « orogénique » de cette rhyolite est également cohérente avec ses très faibles teneurs en Ta (non détecté) et Nb (= 0,9 ppm), dont découlent des rapports Th/Nb (~ 1) et La/Nb (~ 4) élevés (Joron et Treuil, 1977 ; Gill, 1981).

Les signatures « orogénique » et « adakitique » semblent à la fois robustes et cohérentes pour ce magmatisme acide. Ceci est en accord avec une évolution du domaine néoprotérozoïque armoricain (Cadomien) en régime de convergence vers 590 Ma (Auvray, 1979 ; Cabanis *et al.*, 1987 ; Égal *et al.*, 1996). Dans ce contexte, l'affinité tholéiitique (signatures de type « tholéiites continentales ») de certaines séries basiques : Formation de Beaupréau dans les Mauges (*cf. supra*) ou Formation de Lanvollon en Bretagne nord (Cabanis *et al.*, 1987 ; Égal *et al.*, 1996), amène à envisager une dynamique localement extensive du domaine Cadomien, à l'origine probable de bassins arrière-arcs.

• **Ensemble supérieur**

MGξ. Métagrauwackes massifs et micaschistes quartzeux.
L'ensemble supérieur associe deux faciès qu'il n'est pas possible de cartographier séparément. Des métagrauwackes massifs, foliés, 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. Des micaschistes quartzeux de teinte grise, foliés, montrant des alternances de niveaux phylliteux et de niveaux essentiellement quartzeux. Les éléments structuraux -schistosités et plis- y sont bien exprimés, ce faciès constituant un matériel bien adapté aux études structurales.

Sous le microscope, les métagrauwackes apparaissent essentiellement constitués de quartz, plagioclase (albite), chlorite, épidote et leucoxène, en grains plus ou moins agrégés, le mica blanc se trouvant soit en cristaux liés à la chlorite, soit en lits indépendants associant épidote et leucoxène. De la calcite s'observe localement. Le principal accessoire est le zircon. Du grenat accidentel est mentionné sur le territoire de la feuille Montreuil – Bellay (Joubert *et al.*, 2000).

Les roches présentent une texture granonématoblastique. Une schistosité majeure s'y exprime à la fois par la disposition planaire des minéraux phylliteux

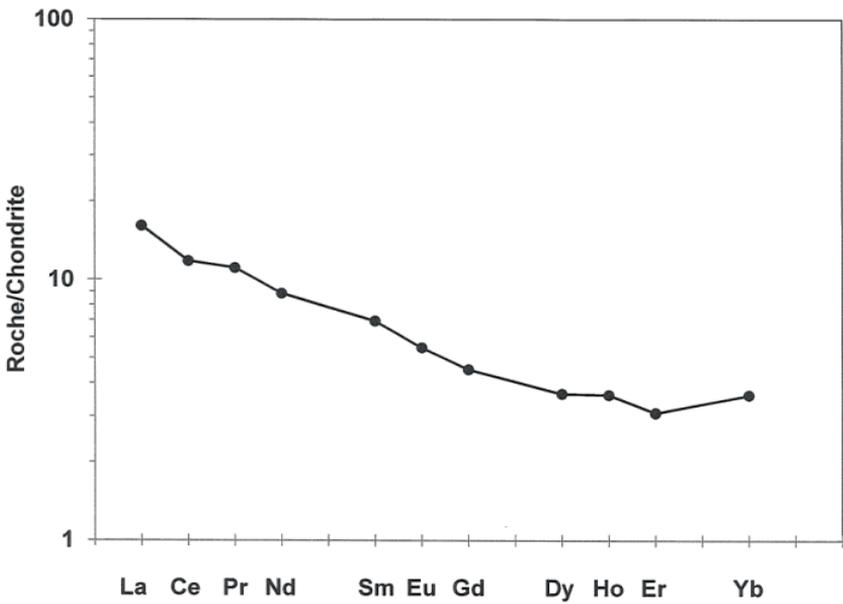


Fig. 5 - Spectre de Terres Rares normalisé aux chondrites (Anders et Grévesse, 1989) pour la rhyolite subvolcanique néoprotérozoïque DVI443B

et l'allure « aplatie » des quartz et feldspaths. Cette schistosité se superpose à un fin litage traduisant la superposition de niveaux millimétriques à centimétriques plus ou moins riches en éléments d'origine volcanique (composante épyclastique : feldspath, chlorite) ou sédimentaire (mica blanc). En accord avec l'importance d'une composante épyclastique, des faciès à porphyroclastes sub-automorphes de feldspath (ph. 4) ou d'épidote (ph. 5) ont été observés, ces derniers dérivant probablement de la pseudomorphose de minéraux magmatiques originels.

Certains échantillons montrent des structures plissées : 1) lits centimétriques de quartz plissés isoclinalement ; 2) plissements (« kinks ») au sein d'amas phylliteux. Ces derniers affectent une paragenèse identique à la paragenèse synschisteuse majeure (S2) et présentent une schistosité de plan axial conforme à S2. La distinction entre phases précoces et tardives (syn-S2) au sein de ces structures est difficile à faire, les minéraux d'habitus précoce semblant se reposer conformément à la S2. Ceci suggère que l'ensemble de la déformation principale a opéré dans des conditions de métamorphisme (épizonales) (schistes verts), ce qui rejoint les conclusions tirées de l'étude pétrographique des micaschistes de l'ensemble inférieur (*cf. supra*).

Les micaschistes quartzeux sont plus pauvres en feldspath et plus riches en minéraux phylliteux que les méta-grauwackes, ce qui témoigne d'une « empreinte sédimentaire » plus marquée. Leur litage, traduit l'alternance de niveaux essentiellement quartzeux et de niveaux phylliteux (mica blanc > chlorite). Dans ces derniers, on observe fréquemment une schistosité de type « strain-slip », encadrant des microlithons de mica blanc. Quelques grenats de petite taille, « frais » ou recristallisés en chlorite et épidote sont mentionnés sur le territoire de la feuille Montreuil – Bellay (Joubert *et al.*, 2000).

L'étude de l'ensemble supérieur confirme l'origine partiellement épyclastique de la Série des Mauges, celle-ci y apparaît d'ailleurs plus nettement que dans l'ensemble inférieur dont la nature est plus pélitique. De façon générale, la succession, à toutes les échelles, de niveaux feldspathiques et ferro-magnésiens (chlorite) et de niveaux micacés suggère une alimentation du bassin initial par deux sources : une source magmatique, donnant des produits juvéniles, et une source évoluée, donnant des sédiments alumineux (pélites). Cette superposition opère à l'échelle cartographique, où la prédominance de l'un ou l'autre terme caractérise les différents ensembles ou « séquences » (Wyns et Le Métour, 1983), et à l'échelle de l'échantillon, dont le fréquent litage (alternance de niveaux grauwackeux et pélitiques) évoque les dépôts épyclastiques fins (cinérites) actuels.

SN. Schistes graphiteux. Ces roches s'observent à différents niveaux de la série schisteuse. Il s'agit de schistes noirs feuilletés, gras au touché et qui tâchent les doigts.

Une certaine continuité des affleurements sur le pourtour des métagrauwackes de l'Est de la feuille pourrait laisser supposer que ces horizons graphiteux auraient une position stratigraphique bien déterminée, marquant des « accidents » particuliers dans le cours de la sédimentation.

Cambrien moyen

k4cg. Conglomérat quartzeux, quartzite. Cette formation conglomératique à quartzitique, affleure sur toute la longueur de la carte sous forme d'une bande discontinue et dilacérée, de puissance modérée (probablement < 100 m) et de direction ESE-WNW jalonnant le contact entre la Série des Mauges et le Paléozoïque. Tel qu'elle est représentée sur les cartes de petite échelle (ex. : au 1/1 000 000, Chantraine *et al.*, 1996), elle pourrait apparaître comme un « conglomérat de base » marquant la discordance du Cambrien sur le Néoprotérozoïque, mais la réalité est un peu plus complexe. Sur la feuille Saumur au 1/80 000, G. Lecointre *et al.* (1948) figurent des bandes de conglomérat (« Poudingue de Trémentines et de Vihiers ») traversant indifféremment les Schistes des Mauges et les Rhyolites du Choletais. À la terminaison occidentale du Complexe de Cholet – Thouars, L. Clozier et J. Le Métour (1984) le placent à la limite entre roches précambriennes et paléozoïques. Des investigations ultérieures sur le territoire de la présente feuille amènent J. Le Métour et J. Bernard-Griffiths (1979) à envisager la répétition de plusieurs bandes de conglomérats et quartzites s'intercalant à différents niveaux entre des roches volcaniques, conduisant à la définition de trois unités sédimentaires et volcaniques dont la plus ancienne serait d'âge cambrien moyen et la plus récente, ordovicienne, d'après les analyses géochronologiques de ces auteurs (441 ± 18 Ma ; méthode Rb-Sr ; Le Métour et Bernard-Griffiths, 1979).

Des investigations ultérieures montrent que l'âge du « volcano-plutonisme » est bien cambrien moyen (datation U/Pb sur zircon à 519 ± 10 Ma du microgranite de Thouars) et qu'il constitue un ensemble pétrologique unique (Thiéblemont *et al.*, 2001 ; Joubert *et al.*, 2000). Par ailleurs, l'existence de bandes de conglomérat au sein des Schistes des Mauges est confirmée par J.-M. Joubert *et al.* (2000), qui interprètent ces faciès comme des dykes rhyolitiques contaminés, pouvant traduire « l'injection d'un magma acide surchargé en éléments quartzeux ovoïdes dans l'encaissant schisteux ». Ils notent par ailleurs que l'aspect de ces roches est très voisin de celui des conglomérats qui marquent la base de la série volcanique sur le territoire de la feuille Vihiers (Cavet *et al.*, 1966 ; Le Métour et Bernard-Griffiths, 1979).

Nos levés confirment que l'unité détritique grossière de la base du Cambrien, effectivement discordante sur les Schistes des Mauges (Cavet *et al.*, 1966 ; le Métour et Bernard-Griffiths, 1979 ; Clozier et Le Métour, 1984 ; Thiéblemont *et al.*, 2001), ne forme pas une bande unique, mais se divise en plusieurs que l'on

trouve indifféremment intercalées dans les schistes briovériens ou les volcanites paléozoïques, et dont certaines ne semblent pas avoir de continuité latérale.

Cette disposition traduit une diversité de mode de mise en place des faciès dont le point commun, pour le terme conglomératique, est la présence de « billes » de quartz ovoïdes suggérant une communauté d'origine. C'est sur cette base que les faciès ont été maintenus dans une unité lithostratigraphique unique, mais une cartographie plus détaillée imposerait qu'ils soient distingués en fonction de leur mode de mise en place ; les uns étant franchement sédimentaires (conglomérats *stricto-sensu*), d'autres « volcano-sédimentaires » et les autres franchement volcaniques (tufs décrits ci-après) ou sub-volcaniques (dykes rhyolitiques à billes quartzzeuses décrits par Joubert *et al.*, 2000).

Les faciès « communs » de la formation détritique basale du Cambrien associent deux faciès dominants : un quartzite blanc bien stratifié, en bancs plats épais de 0,20 à 1 m, parfois séparés par des interbancs schisteux roses ou violacés, et des horizons de conglomérat quartzzeux blanc. Un exemple-type en est fourni par les affleurements de la vallée du Layon, entre le lieu-dit la Perrière et le Château des Landes. Les roches détritiques grossières apparaissent essentiellement quartzzeuses (quartzites et conglomérat à « billes » de quartz) et affleurent en bancs de direction ESE-WNW plongeant d'une trentaine de degrés vers le Sud. Plus haut dans la série, les conglomérats intercalés au sein de l'unité volcanique sont décrits comme « polygéniques » (Le Métour et Bernard-Griffiths, 1979) ou « polymorphes » (Cavet *et al.*, 1966), incluant des galets de quartz, de rhyolite et schistes dans un ciment gréseux (Lecointre *et al.*, 1949).

Nos propres observations dans le secteur de Cléré-sur-Layon, confirment la succession d'une bande de conglomérats polygéniques au Sud, puis de conglomérats quartzitiques près du contact avec les Schistes des Mauges. Le conglomérat polygénique diffère du précédent ; à la fois par la diversité de ses constituants et par leurs formes. En plus des quartz polycristallins arrondis communs (« billes »), on y observe des quartz poly- ou monocristallins de toutes tailles, souvent sous forme d'éclats aux arêtes aigües. Des feldspaths apparaissent ici ou là, parfois plurimillimétriques et automorphes à arrondis. Des fragments « schisteux » sont assez rares, et certains, de grain très fin et d'habitus flexueux, évoquent des débris de lave recristallisée. L'origine est clairement magmatique pour certains éléments : fragment de granitoïde de grain fin à plagioclase, feldspath et chlorite, et fragment micropegmatitique. La matrice est essentiellement constituée de quartz, en grains arrondis à anguleux, parfois en éclats, de quelques feldspaths souvent automorphes, de phyllites (mica blanc > chlorite), souvent reployées dans un plan de schistosité naissant, et de granules opaques. Ce faciès requiert un environnement de sédimentation distinct de celui des conglomérats de base. Son intercalation dans la série volcanique s'accorde avec des traits que l'on qualifierait de volcano-sédimentaires.

Plus au Nord, le conglomérat « de base » comporte presque exclusivement des dragées de quartz polycristallines auréolées d'un liseré oxydé et de rares fragments de schistes, dont certains de grain très fin. La matrice est quartzosériciteuse, avec des grains de quartz d'aspect souvent « éclaté ». Une orientation préférentielle des phyllites n'y est que localement perceptible. Associés aux conglomérats, les roches gréseuses (quartzites) ne diffèrent que par l'absence de gros éléments quartzeux. Ils passent à des roches schisteuses de grain fin (siltites) représentées par un caisson séparé (*cf. infra*).

En direction du Sud-Est, en continuité avec la bande principale de conglomérats, les faciès deviennent clairement volcano-sédimentaires, et même volcaniques (tufs), tout en renfermant les fréquentes billes de quartz caractéristiques de la formation. Parmi eux, des tufs vitroclastiques associent des fragments vitreux aux textures variées : ponces, laves vacuolaires, laves aphyriques (ph. 6), et des éléments quartzeux polycristallins, parfaitement ovoïdes (ph. 7) ou anguleux (ph. 8).

Plus vers l'intérieur du massif volcanique, les tufs vitroclastiques, bien que plutôt riches en quartz (ph. 9), renferment d'assez nombreux fragments (lapilli) de lave basique (chlorite abondante) (ph. 10).

Outre les faciès de « conglomérats » (roches sédimentaires et tufs) observées au sein de la série cambrienne, la présente formation inclut des bandes des mêmes roches intercalées dans les Schistes des Mauges. Cette occurrence est singulière mais était établie dès 1949 sur la seconde édition de la carte géologique de Saumur à 1/80 000 (Lecointre *et al.*, 1949). L'occurrence de ce type désignée « dyke rhyolitique à bille quartzeuse » (trouvée à l'affleurement sur le territoire de la feuille Montreuil – Bellay, Joubert *et al.*, 2000) est une roche massive qui contient de très nombreuses billes centimétriques à pluricentimétriques (maximum 2 à 3 cm de diamètre) de quartz incluses dans une matrice vitreuse. Elle forme un « banc » massif d'épaisseur métrique et d'attitude verticale qui a pu être suivi en pierres volantes, révélant ainsi une direction NW-SE. Ce « banc » est en contact avec des schistes graphiteux au Nord, et avec un filon rhyolitique au Sud. Au Sud de ce dernier, les schistes graphiteux réapparaissent. J.-M. Joubert *et al.* (2000) envisagent une origine filonienne, confirmée par la mise en évidence, au microscope, d'un verre rhyolitique à texture felsitique entre les galets de quartz. Ceci justifie l'appellation de « dyke rhyolitique » proposée pour ce faciès.

Sur le territoire de la présente feuille, aucun affleurement de conglomérat n'a été observé dans les schistes, par contre, la cartographie en pierres volantes a révélé des alignements, de direction conforme à la direction structurale globale (ESE-WNW). Le faciès de dyke décrit par J.-M. Joubert *et al.* (2000) n'a pas été retrouvé, au contraire, les roches observées montraient des aspects très semblables aux faciès sédimentaires communs, plus ou moins polygéniques,

mais avec des indices très ténus d'une contribution volcanique (micro-fragment de lave chloriteuse dans un échantillon).

Une explication définitive ne peut être avancée pour ces occurrences singulières : effet de la tectonique précoce qui situerait les conglomérats dans des charnières synclinales ? Accolement par faille ? Notons enfin que l'on ne peut exclure une mise en place sous forme de dykes sédimentaires, mais dans ce cas, il faudrait envisager une intrusion « per-descensum ».

k4S. Schistes et grès grauwackeux. Ces faciès de grain fin à moyen n'ont été que très localement observés, et uniquement dans le secteur de Cléré-sur-Layon. C'est dans cette zone qu'ils ont fourni une faune à Paradoxides, indiquant un âge Cambrien moyen pour le paléozoïque du Choletais (Cavet *et al.*, 1966). Notons que cet âge s'est trouvé entièrement confirmé par la datation à 519 ± 10 Ma obtenue sur l'ensemble volcano-plutonique sus-jacent (*cf. infra*).

Malgré des recherches dans le secteur indiqué par P. Cavet *et al.* (1966), aucun fossile n'a pu être retrouvé. Leur préservation s'accorde avec la déformation pénétrative généralement modérée dans une grande partie du domaine paléozoïque du Choletais.

Les quelques affleurements observés montrent des roches grises de grain fin à texture schisteuse correspondant à d'anciennes siltites. Il s'y ajoute des termes gréseux de nature grauwackeuse, assez comparables au faciès volcano-sédimentaire de l'ensemble conglomératique, mais de grain plus fin. Des structures sédimentaires peuvent très localement y être observées.

Les quelques échantillons étudiés en lame mince varient de grès fins micacés à des grès grauwackeux, ces faciès se trouvant localement en contact. Le terme grauwackeux (ph. 11) montre localement des billes centimétriques de quartz polycristallin identiques à celles trouvées dans les conglomérats. Le quartz est abondant (plus de 50 % de l'ensemble), en grains anguleux ou en éclats. Le feldspath est moins fréquent et d'habitus comparable ou subautomorphe. Quelques fragments de lave altérée d'aspect fusiforme et des éléments de schistes et micaschistes quartzeux s'observent localement. Des phyllites et grains opaques s'intercalent entre les grains de quartz ou feldspath. Les minéraux micacés sont principalement du mica blanc, fréquemment du mica noir et de la chlorite. Dans les zones de grain fin et riches en phyllites, une schistosité se développe, marquée par une réorientation des micas détritiques, réorientation qui s'accompagne d'une opacification du mica noir.

Les faciès fins sont fréquemment lités, et leur richesse en phyllites leur confère un débit schisteux. Ils sont essentiellement constitués de quartz, plus rarement de feldspath, de mica blanc, chlorite, rare biotite et de grains opaques. Ces siltites évoluent vers des faciès très fins, cryptocristallins et totalement

aphyriques (argilites *sensu lato*). Un litage très régulier et un aspect souvent très anguleux des quartz suggèrent une origine volcano-sédimentaire pour certaines roches (cinérites).

Synthèse sur la série sédimentaire cambrienne

Cette série constitue une unité de puissance réduite faisant alterner des faciès grossiers et des faciès fins, d'origine *pro-parte* volcano-sédimentaire. Son contenu faunistique indique une mise en place au sein d'un bassin « en eau », et l'ouverture de ce dernier peut être supposée synchrone du déclenchement du volcanisme. L'intrication entre sédimentation et volcanisme est bien illustrée par les faciès grossiers, dont certains ont une origine volcanique franche (tufs vitroclastiques), tout en comportant une fraction sédimentaire souvent abondante (galets de quartz polycristallins). Ces galets trouvent probablement leur origine dans les exsudats quartzeux fréquents dans les Schistes des Mauges. On peut penser que cette fraction détritique grossière, issue de l'érosion du substratum du bassin, s'est trouvée rapidement interceptée par les magmas lors de leur émission en surface et partiellement reprise dans les éruptions pyroclastiques. De tels mélanges intimes d'éléments sédimentaires et volcaniques est un trait commun des tufs phréatomagmatiques produits par la fragmentation conjointe des magmas et de leur encaissant, et caractéristiques de l'initiation d'épisodes volcaniques en contexte extensif (Ross et White, 2006).

Dans son état actuel, la série sédimentaire cambrienne montre une déformation modérée, distincte de la phase synschisteuse précoce affectant la Série des Mauges (phase 1 ou « D₁ »). Une schistosité pénétrative ne se développe que dans les roches les plus fines et les plus micacées, néanmoins un plissement affecte l'ensemble. Il est responsable d'une organisation globale des terrains selon un axe ESE-WNW. Ce plissement présente les mêmes caractéristiques que celui repleyant la schistosité des Schistes des Mauges, ces éléments structuraux se rattachant à une phase varisque unique (phase 2 ou « D₂ »).

Complexe volcano-plutonique de Cholet – Thouars (519 ± 10 Ma)

Le complexe volcano-plutonique de Cholet – Thouars, daté du Cambrien moyen (méthode U/Pb sur zircon) (Thiéblemont *et al.*, 2001), occupe près des 2/3 de la présente feuille et associe un ensemble volcanique occupant toute la partie centrale et un ensemble plutonique occupant la partie sud-est, et se prolongeant selon deux bandes encadrant les volcanites au Nord et au Sud. Au Nord, ces volcanites font suite aux roches sédimentaires cambriennes (ou se mêlent intimement à elles), l'organisation d'ensemble montrant la superposition entre un substratum polydéformé (Série des Mauges) et sa couverture sédimentaire et volcanique plissée.

Au Sud, l'organisation est très différente puisque la bande de Microgranite de Thouars constitue également une zone d'intense déformation marquant le

contact faillé entre le domaine épizonal des Mauges et le domaine méso- à catazonal de La Tessoualle. Le long de cette faille (cisaillement dextre de Cholet – Yzernay), un jeu coulissant a induit un mouvement ascendant vers l'Ouest du compartiment méridional, conduisant à l'accolement entre les terrains mésométamorphiques et peu métamorphiques, et à un recuit de ces derniers le long d'une zone étroite jalonnant la faille sur son bord septentrional.

Le plus vraisemblablement, le mouvement coulissant le long de l'accident de Cholet – Yzernay et le plissement dans les terrains situés au Nord (Briovérien et Cambrien moyen) seraient liés à une même phase varisque D₂ en contexte transpressif.

• *Rhyolites du Choletais*

Sur la présente feuille, les Rhyolites du Choletais affleurent principalement selon un vaste massif en position centrale, néanmoins, de tels levés apparaissent également en filons orientés ESE-WNW recoupant les Schistes des Mauges et circonscrits à une zone comprise entre la bordure nord du massif volcanique et la bande de microgranite la longeant vers le Nord. Sur le territoire de la feuille Montreuil – Bellay, J.-M. Joubert *et al.* (2000) notent l'existence d'un ensemble filonien rhyolitique à granophyrique très dense localisé sur la bordure nord du complexe volcano-plutonique. Cet ensemble se prolonge dans la partie orientale de la présente feuille, pour s'interrompre brusquement à l'Est de Genneton à la faveur d'une faille. Il est représenté ici sous un faciès principalement subvolcanique (granophyre rose à beige et porphyre microgranitique). Ce domaine correspond vraisemblablement à une zone d'alimentation du volcanisme rhyolitique. Plus vers l'Ouest, les filons rhyolitiques mentionnés plus haut pourraient marquer une extension de ce système d'alimentation. Par ailleurs, J.-M. Joubert *et al.* (2000) reportent l'existence de panneaux de rhyolite de dimension kilométrique à métrique enclavés dans le microgranite. Ceux-ci témoignent de l'intrusion du microgranite dans l'ensemble volcanique, selon une dynamique « résurgente » amenant la remontée du système d'alimentation au sein même de « l'étage » volcanique antérieur.

À l'échelle locale, les Rhyolites du Choletais montrent une grande diversité de faciès que la rareté des affleurements et le plissement ne permettent d'individualiser en unités cartographiques (il est possible que, de toute façon, elles ne constituent pas des entités cartographiques, quelle que soit l'échelle). Néanmoins, un aspect très significatif de ce volcanisme est son caractère quasi-exclusivement acide et son volume probablement très important, si l'on en juge par son extension géographique. Par ailleurs, on n'y observe jamais d'intercalation sédimentaire, ce qui suggère un rythme d'émission particulièrement intense.

μγρ. Granophyre rose à beige et porphyre microgranitique. Ces roches sont constituées en entités cartographiques dans deux secteurs : sur le bord oriental de la feuille, où elles prolongent le complexe filonien rhyolitique à granophyrique bien caractérisé sur la carte Montreuil – Bellay (Joubert *et al.*, 2000), et au Sud, où elles sont généralement « coincées » entre les rhyolites, au Nord, et les microgranites, au Sud.

Dans le premier cas, la disposition filonienne des faciès subvolcaniques permet de les interpréter comme les témoins du système d'alimentation des laves acides du Choletais, d'où leur regroupement avec ces dernières. Dans le second cas, on ne peut exclure qu'il s'agisse de termes de passage entre rhyolites et microgranites, ce qui conduirait à les interpréter comme des faciès de bordure de l'ensemble plutonique. Outre ces zones à dominante granophyrique, des faciès granophyriques à porphyriques s'observent ponctuellement dans l'ensemble du massif rhyolitique, où ils sont associés aux laves communes. On les trouve également en filons au sein des Schistes des Mauges, le long de la bordure nord du massif rhyolitique.

Le faciès granophyrique est une roche massive de teinte chocolat à rosâtre dans laquelle les minéraux automorphes sont bien reconnaissables à l'œil nu, ces derniers étant principalement des feldspaths et du quartz, plus localement du mica noir. Ces minéraux « flottent » dans une matrice micro- à cryptocristalline : micropegmatitique, felsitique ou sphérolitique. L'appellation « porphyre microgranitique » désigne un faciès particulièrement riche en cristaux, ceux-ci pouvant être d'assez grande taille (centimétrique).

Péetrographiquement, ces termes subvolcaniques constituent un jalon entre rhyolites et microgranites : plus riches en cristaux que les premières et plus riches en matrice que les secondes.

αρ. Dacites et rhyolites aphanitiques sombres vitreuses, ± litées ; tufs rhyolitiques. Cette formation, de loin la plus étendue de la feuille, regroupe un ensemble de faciès volcaniques dont le plus abondant est une rhyolite subaphyrique noire. Les variations locales portent à la fois sur le chimisme des roches et leur texture, indicatrices d'une certaine variabilité des modes d'éruption, en partie liée à une plus ou moins grande proximité des centres d'émission. Vers des chimismes intermédiaires, on peut distinguer localement des roches répondant à la définition de dacite et, très exceptionnellement, de probables laves basiques, difficilement reconnaissables du fait d'une intense altération. Cette présence de laves intermédiaires (andésites) et basiques est également mentionnée sur le territoire de la feuille Montreuil – Bellay, dont le faciès le plus sombre est un « metabasalte à amygdales de lave acide » probablement hybride (mélange) (Joubert *et al.*, 2000). Son occurrence au sein d'un panneau kilométrique enclavé dans le microgranite de Thouars suggère qu'il constituerait un terme plutôt précoce de la séquence éruptive, ultérieurement

enclavé dans le microgranite lors de la résurgence du magma acide. D'autres roches hybrides décrites par J.-M. Joubert *et al.* (2000) témoignent de l'existence de ce discret pôle basique, en particulier au sein de termes bréchiques polygéniques.

Au sein des rhyolites, on reconnaît des termes plus ou moins structurés (faciès pyroclastiques, faciès de dôme ...) ou plus ou moins cristallins (rhyolite subaphyrique à porphyrique). L'occurrence de tel ou tel faciès est toujours d'échelle locale, et aucun faciès particulier ne semble avoir une répartition préférentielle à l'échelle du massif. Il en est différemment des termes subvolcaniques (granophyres) ou plutoniques (microgranites), distingués cartographiquement, et qui caractérisent des zones plus profondes du système magmatique (*cf. infra*).

Laves basiques

Des laves basiques ont été observées vers la base de la série cambrienne, au voisinage des conglomérats, et un unique affleurement en a été trouvé plus au cœur du massif rhyolitique, vers la terminaison orientale du massif de Coron – Vézins.

Une bonne coupe exposant à la fois des laves acides et basiques a été étudiée à l'écart de la vallée du Layon, au Sud-Ouest de Cléré-sur-Layon (X = 389 657 ; Y = 2 235 050). Les faciès basiques incluent des laves massives aphyriques à vacuoles noires parfois très abondantes (caractère indubitablement effusif), des laves aphanitiques vertes pauvres en vacuoles et des roches d'aspect scoriacé.

Un peu au Sud-Est (X = 390 439 ; Y = 2 233 567) une lave basique faiblement vacuolaire et porphyrique a été observée au voisinage du conglomérat. L'étude en lame mince (ph. 12) met en évidence une matrice à rares vacuoles, microlites feldspathiques et nombreux grains d'opacités baignant dans un fond chloriteux. L'abondance de minéraux ferromagnésiens s'accorde avec une nature basique ou, tout au moins intermédiaire. Les phénocristaux sont des plagioclases automorphes.

À la terminaison orientale du massif de Coron – Vézins, la roche basique à l'affleurement se définit comme une métabasite de grain très fin, dont la foliation très marquée, de direction N75, apparaît parallèle à la bordure du massif. L'étude en lame mince (ph. 13) montre une roche intensément foliée et comportant quelques phénocristaux subautomorphes de feldspath. Le fond assez mafique (composition probablement andésitique) comporte des biotites bien visibles et une multitude de petits cristaux noirs difficiles à identifier (amphibole et/ou biotite ?). Dans ce secteur, le métamorphisme marqué (mésozone) découle de l'intrusion syntectonique du massif de Coron – Vézins (*cf. infra*).

Faciès dacitique

Le faciès dacitique a été observé sur une douzaine d'affleurements, prenant localement un développement assez important (pluridécamétrique sur un affleurement en tranchée situé à ~ 1,7 km au Nord-Est de Saint-Paul-du-Bois, X = 382 448 ; Y = 2 236 513). Nous identifions le caractère peu acide par une certaine abondance de minéraux noirs, tels la chlorite, parfois en remplissage de vacuole, plus rarement l'amphibole, ou la fréquence de l'épidote. À l'affleurement, ces laves ne sont pas nécessairement plus sombres que les roches rhyolitiques communes, par contre elles sont moins « brillantes » que les faciès acides vitreux (*cf. infra*). Leurs textures sont laviques (laves vacuolaires) à localement pyroclastiques (brèche, ignimbrite). On notera que leur caractère plutôt basique est confirmé par l'étude géochimique, révélant une gamme de teneur en SiO₂ de l'ordre de 63 à 69 % pour des roches identifiées sur le terrain (*cf. infra*).

Sous le microscope, les dacites se caractérisent essentiellement par une relative abondance de minéraux noirs (micas, chlorite, amphibole) en fins cristaux dans la matrice ou plus rarement en phénocristaux plus ou moins « fantômes ». L'épidote est également assez abondante, fréquemment en plages secondaires développées aux dépens d'anciens éléments de nature inconnue. Pour la plupart, les roches sont des laves porphyriques à cristaux millimétriques à subcentimétriques de feldspath automorphe. Ces feldspaths ont un aspect souvent très frais (ph. 14), paraissent parfois un peu corrodés, et se présentent localement en association (texture glomérporphyrique) avec des minéraux ferro-magnésiens (biotite ?) largement recristallisés (chlorite secondaire) (ph. 15). La matrice est essentiellement quartzo-(feldspathique), piquetées de fins minéraux noirs parfois difficilement identifiables, et qui soulignent une schistosité bien marquée (quelques échantillons).

Outre les faciès laviques, quelques roches sont des pyroclastites fiammées de type ignimbrite. Dans une roche, les « fiammes » apparaissent entièrement recristallisées en produits oxydés rouille (ph. 16), ces derniers pouvant représenter d'anciennes plages de magma basique en situation de mélange avec le magma acide. Notons que des phénomènes de mélange acide-basique ont été abondamment (et même cartographiés) décrits au sein du complexe plutonique de Thouars sur le territoire de la feuille Montreuil – Bellay (Autran *in* Le Métour et Bernard-Griffiths, 1979 ; Thiéblemont, 1988 ; Joubert *et al.*, 2000).

Faciès rhyolitique

Le faciès rhyolitique commun a été abondamment décrit (Lecointre *et al.*, 1949 ; Santallier, 1964 ; Boyer, 1974 ; Clozier et Le Métour, 1984 ; Thiéblemont, 1988 ; Joubert *et al.*, 2000) et les descriptions successives diffèrent peu de celle initialement donnée par G. Lecointre *et al.* (1949) : « roche noire à petits phénocristaux blancs, à quartz peu abondant et feldspath de type albite,

sans orthose ». Selon différents auteurs (Santallier, 1964 ; Boyer, 1974 ; Thiéblemont, 1988) ce faciès sombre serait plutôt caractéristique de la partie centrale du massif, un faciès clair plus varié (rhyolites porphyriques, ignimbrites, brèches ...) en constituant la périphérie. Cette organisation cartographique n'est pas confirmée par les présents levés.

Le faciès sombre est massif, de teinte brun foncé à lie-de-vin en patine, noire à la cassure, et se débite en parallélépipèdes plus ou moins aplatis. La roche est quasi-aphyrique (seuls quelques phénocristaux millimétriques de feldspath peuvent être observés à l'oeil nu) et présente une matrice très fine qui lui confère un aspect vitreux (« obsidienne »).

À 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). Comme le note D. Santallier (1964), le quartz ne s'observe quasiment jamais en phénocristaux, malgré des teneurs en SiO₂ qui atteignent des niveaux très élevés (*cf. infra*).

La matrice est généralement constituée de minuscules grains de quartz et feldspaths engrenés. Dans quelques échantillons, l'existence d'un litage traduit une variation du rapport quartz/feldspaths et l'existence de concentrations d'oxydes. De façon générale, la teinte très sombre des roches résulte de la présence de fins minéraux noirs « ponctuant » la matrice : oxydes opaques, biotite ou amphibole. Ceux-ci sont moins abondants dans les rhyolites que dans les dacites. 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). Nous ne l'avons pas retrouvée. Plus généralement, aucune des analyses chimiques récentes n'indique un chimisme peralcalin (*cf. infra*). Les minéraux accessoires sont l'épidote, le sphène (parfois bien cristallisé) et le zircon.

Les faciès rhyolitiques clairs sont plus variés et généralement mieux cristallisés. Différents types sont observés : des roches pyroclastiques bréchiques ou fiammées (ignimbrites), des laves amygdalaires (peu abondantes), litées (faciès de dôme ?), porphyriques et/ou sphérolitiques.

Les termes pyroclastiques ont été observés sur l'ensemble du massif, sans distribution préférentielle. Néanmoins, on rappellera qu'une partie des roches attribuées au conglomérat sont en fait des tufs mixtes issus d'un mélange magma-sédiment et que ceux-ci sont circonscrits à la partie basale de la séquence volcanique. Plus haut, les roches pyroclastiques sont dépourvues de fragments sédimentaires. À l'affleurement, leur caractère pyroclastique est

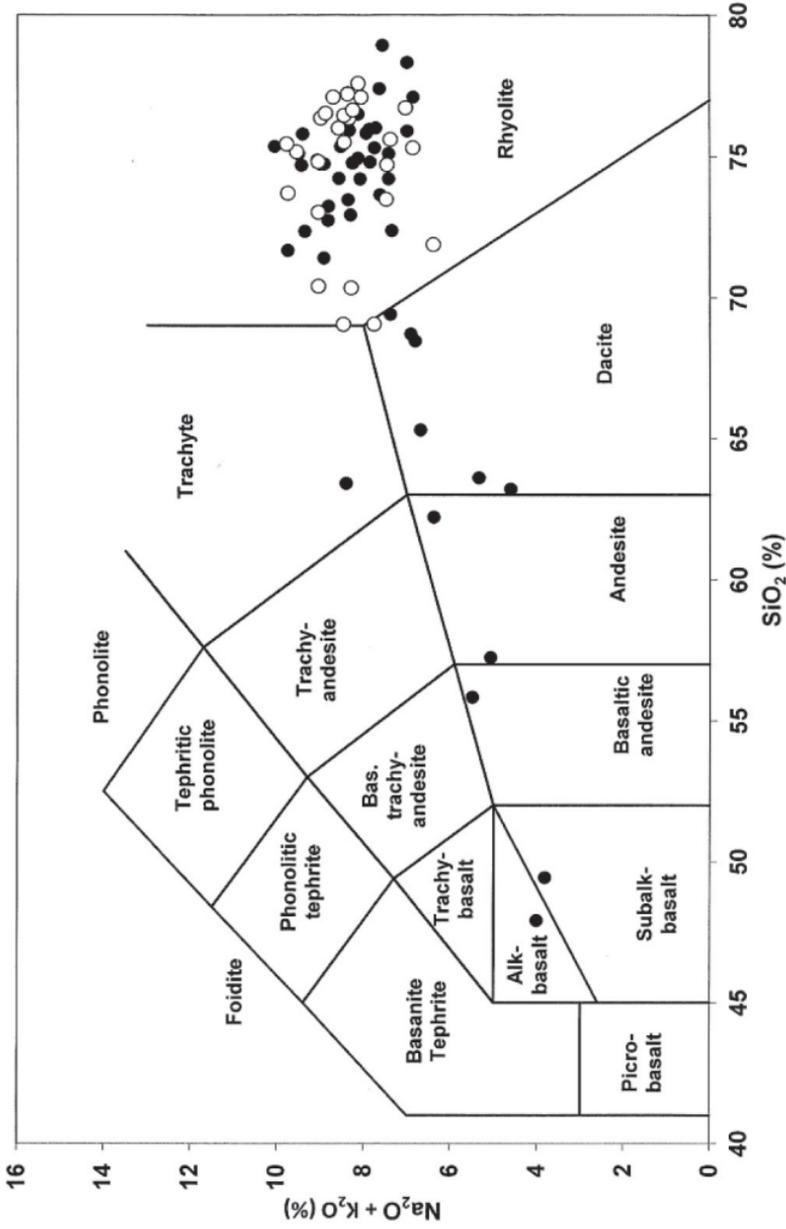


Fig. 6 - Diagramme SiO_2 vs. $\text{Na}_2\text{O} + \text{K}_2\text{O}$ (Le Maitre et al., 1989) pour l'ensemble des analyses de l'ensemble volcanique essentiellement rhyolitique du Choletais (ronds pleins) et les microgranites de Thouars (ronds vides)

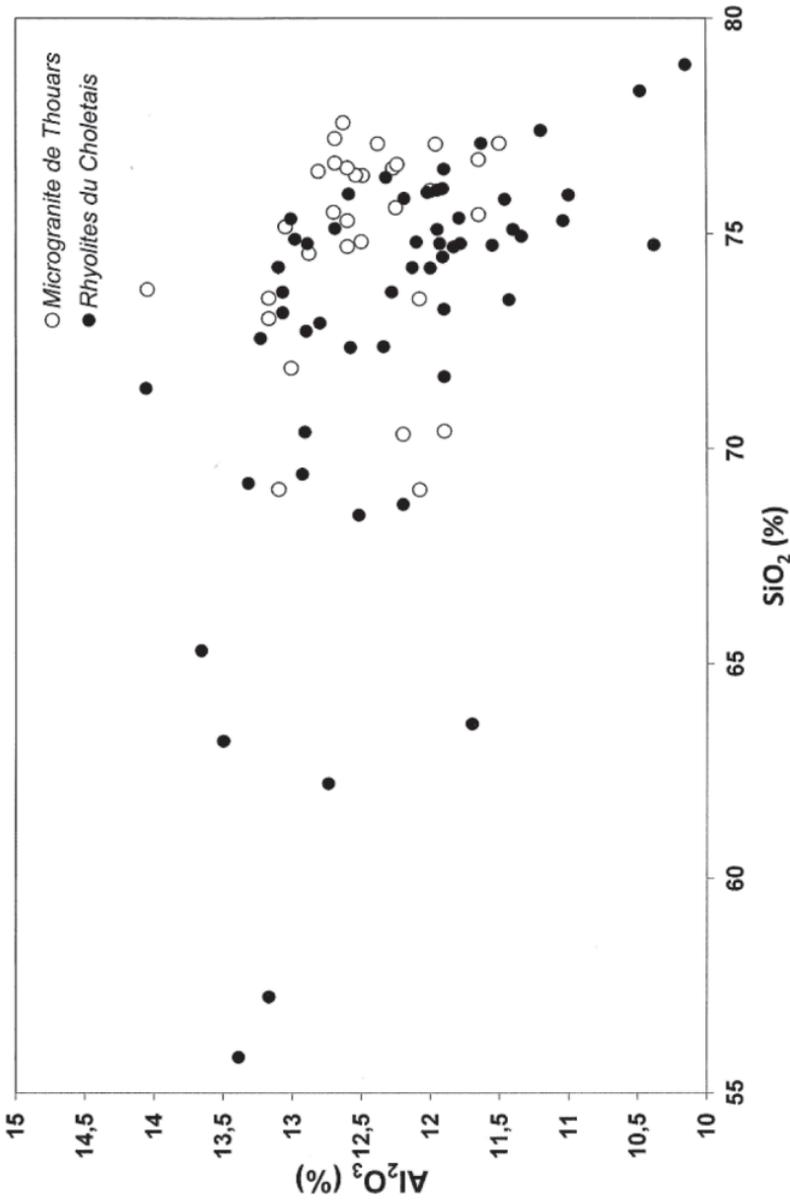


Fig. 7 - Diagramme SiO₂ vs. Al₂O₃ pour les laves du Choletais et le microgranite de Thouars

révélé par la présence de lapilli laviques d'aspect variable, l'existence de fiammes ou de structures d'écoulement irrégulières et l'état fragmenté des cristaux (ph. 17 à 19).

Caractères géochimiques

Pour cette caractérisation géochimique du volcanisme Choletais, un grand nombre d'analyses a été pris en compte incluant celles de D. Santallier (1964), D. Thiéblemont (1988), J.-M. Joubert *et al.* (2000), ainsi que des données non publiées transmises par J. Le Métour et des analyses nouvelles acquises dans le cadre du présent lever (tabl. 1). Ce volcanisme a fait l'objet de nombreuses études, dont les plus récentes incluaient un dosage précis d'un grand nombre d'éléments traces. Leurs conclusions ne nous semblent pas devoir être remises en cause.

Le volcanisme Choletais est très largement acide (fig. 6) et même très acide, avec une large prédominance de laves à plus de 73 % de SiO₂. Ces dernières s'inscrivent dans le champ des rhyolites, mais le spectre global de compositions évolue assez régulièrement depuis le champ des basaltes, vers ceux des andésites basaltiques, andésites, puis dacites. Cette occurrence de laves basiques à intermédiaires a été mentionnée plus haut, celles-ci ne constituant qu'une part tout à fait subordonnée de l'ensemble, avec un caractère hybride (mélange magmatique) des termes andésitiques (Joubert *et al.*, 2000).

Les laves acides se caractérisent par des teneurs toujours très modérées en Al₂O₃ (< 13 %) (fig. 7) et qui tendent à décroître à SiO₂ croissant, pour atteindre à peine plus de 10 % dans les termes les plus acides.

D'après les analyses récentes, toutes les laves acides choletaises présentent un caractère majoritairement métalumineux (Al₂O₃/[CaO + Na₂O + K₂O] en proportions moléculaires ≤ 1,1), à très marginalement peralumineux (Al₂O₃/[CaO + Na₂O + K₂O] > 1,1), pour quelques laves parmi les plus acides. En revanche, aucune des laves analysées récemment ne se définit comme peralcaline (soit Al₂O₃/[Na₂O + K₂O] ≥ 1), ce qui contraste avec les résultats déduits des analyses de D. Santallier (1964) selon lesquels la majorité des laves acides seraient peralcalines. Il est probable que cette dérive systématique traduise une imprécision analytique, néanmoins, un caractère peralcalin ne peut être exclu pour quelques laves dans lesquelles l'auteur décrit une amphibole sodique.

Quoi qu'il en soit, le caractère essentiellement métalumineux des laves choletaises les définit comme des rhyolites assez riches en alcalins, mais non hyperalcalines, leurs compositions caractérisant cet épisode de volcanisme comme acide et faiblement alumineux.

Les investigations portant sur les éléments traces (Thiéblemont, 1988 ; Joubert *et al.*, 2000) permettent de montrer que la genèse des magmas acides s'est produite à relativement basse pression, à partir d'un matériau largement contaminé par la croûte continentale. Il s'agit là d'un modèle classique pour ce type de volcanisme, qui se rattache à une famille dite « High-Al – Low-Yb » (Arth, 1979 ; Barker, 1979) caractéristique des environnements continentaux en extension.

Nous examinerons plus loin (*cf. infra*) les interprétations géodynamiques que permettent une analyse globale du magmatisme choletais : volcanisme acide et plutonisme basique à acide contemporain.

• **Gabbro de Massais**

ØT. Gabbro, dolérite (filons). Le gabbro de Massais constitue le terme le plus mafique de la suite plutonique de Thouars, cette dernière étant majoritairement acide (microgranite de Thouars, *cf. infra*). Ces roches apparaissent selon deux occurrences regroupées au sein d'une même entité cartographique : 1) des massifs kilométriques à pluricentimétriques de roche grenue (gabbro) formant des panneaux et enclaves synplutoniques circonscrits au massif de microgranite ; 2) des filons doléritiques souvent voisins, voire adjacents aux filons acides au sein du « corridor » de schistes compris entre la bordure septentrionale du massif volcanique et l'apophyse nord du microgranite. De tels filons se trouvent également ponctuellement au sein de l'ensemble volcanique. Enfin, on peut ajouter à ces occurrences, les amphibolites associées aux microgranites orthogneissifiés de la partie sud de la feuille, décrites plus bas.

Sur le territoire de la présente carte, le gabbro forme deux petits massifs qui se prolongent sur les feuilles adjacentes : l'un à l'Est, qui passe sur la feuille Montreuil – Bellay (Joubert *et al.*, 2000), et l'autre au Sud, à proximité du bourg d'Argenton-Château, qui déborde sur la feuille Thouars (Blaise *et al.*, 1986).

Le gabbro est une roche massive sombre, noire à vert sombre, généralement de grain assez grossier. Des minéraux magmatiques primaires (pyroxène en particulier) peuvent y être bien reconnaissables à l'œil nu, mais les roches sont souvent plus ou moins totalement recristallisées en liaison avec des phénomènes d'hydratation post-solidus (Thiéblemont, 1988). La roche peut alors être qualifiée de métagabbro, bien que non déformée. Les dolérites montrent un grain plus fin, les minéraux y sont parfois difficilement discernables à l'œil nu, et comme les gabbros, ces filons peuvent être largement recristallisés.

Une étude pétrographique détaillée du gabbro de Massais a été effectuée par D. Thiéblemont (1988). À l'observation microscopique, les roches basiques diffèrent essentiellement par l'intensité des transformations post-magmatiques. Les roches « fraîches » sont rares et, dans de nombreux cas,

la recristallisation est totale. Ces transformations apparaissent toujours strictement « statiques ». D. Thiéblemont (1988) distingue trois types de roche basique :

- 1 - les roches partiellement recristallisées présentant des minéraux reliques abondants ;
- 2 - les roches recristallisées dans le faciès amphibolite ;
- 3 - les roches recristallisées dans le faciès schistes verts.

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 indices de la contamination du magma gabbroïque par le magma granitique.

Les gabbros recristallisés dans le faciès amphibolite montrent différentes étapes de rétrogenèse : 1) recristallisation partielle (périphérie des cristaux, fractures) du clinopyroxène en hornblende brune à verte, parfois en lamelles intercristallisées ; 2) pseudomorphose du clinopyroxène ou des hornblendes précédentes par une amphibole bleu-vert clair ou vert pâle (cunningtonite et/ou actinote ?), fréquemment associée à des granules opaques ; 3/ 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 schistes verts. 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.

Ces transformations sont attribuées à un métamorphisme hydrothermal comparable au métamorphisme océanique. Elles impliquent l'introduction massive de fluides dans le bâti plutonique en cours de refroidissement.

• **Diorite quartzifère de Bateviande**

ηΤq. **Diorite quartzifère « hybride », tonalite.** La diorite quartzifère de Bateviande affleure en enclaves et massifs kilométriques à plurikilométriques de même occurrence que le gabbro de Massais. On en retrouve également quelques pointements au sein même du massif volcanique, (secteur de Somloire) et elle peut constituer des filons recoupant les Schistes des Mauges.

Cette roche diffère du gabbro par un caractère moins mafique, le feldspath y est plus abondant, et le quartz s'y exprime au sein de plages leucocrates alternant avec le fond basique. Cette association témoigne du caractère « hybride » du magma originel (mélange gabbro-microgranite) (Thiéblemont, 1988). Néanmoins, le caractère hybride n'est pas toujours décelable à l'observation, les roches se définissant alors comme des tonalites.

Cette occurrence de termes hybrides au sein du bâti plutonique est cohérente avec l'existence de nombreux indices de mélange acide-basique indiquant une contemporanéité des magmas (Autran *in* Le Métour et Bernard-Griffiths, 1979 ; Thiéblemont, 1988).

Sous le microscope, les roches hybrides apparaissent constituées d'une mosaïque de plages granitiques et de plages gabbroïques, ces dernières totalement rétro-morphosées dans le faciès schistes verts. 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).

Caractères géochimiques

La plupart des roches basiques se définissent comme tholéitiques. Elles montrent un enrichissement en titane à taux de différenciation croissant caractéristique d'une évolution de type ferro-titanée (Thiéblemont, 1988). Quelques roches échantillonnées sur le territoire de la feuille Montreuil – Bellay, d'affinité transitionnelle, sont singulièrement parfaitement fraîches (filons tardifs ?). Les signatures géochimiques de la majorité des gabbros sont typiquement celles de tholéites continentales, telles que discriminées par le diagramme Th-Tb-Ta (Cabanis et Thiéblemont, 1988) où ces roches occupent une position intermédiaire entre les basaltes transitionnels et les laves orogéniques (calco-alcalines) (Thiéblemont, 1988).

Les roches hybrides présentent des caractéristiques géochimiques compatibles avec un modèle de mélange magmatique dont les pôles seraient le gabbro et Massais, pour le terme mantellique, et le microgranite de Thouars pour le terme acide (Thiéblemont, 1988).

Les caractéristiques géochimiques des roches plutoniques basiques (tholéiites continentales) et acides (microgranites et rhyolites métalumineuses pauvres en alumine) du Complexe de Cholet – Thouars ont amené J. Le Métour et J. Bernard-Griffiths, (1979) et D. Thiéblemont *et al.* (1987) à envisager une mise en place en contexte d'extension sur croûte continentale (rift ou « pré-rift »). Notons toutefois que, par son caractère largement acide, le Complexe de Cholet – Thouars se distingue des séries, essentiellement basiques, des provinces tholéiitiques continentales récentes (Deccan, Parana ...). Nous reviendrons sur ce point dans le chapitre « Conditions de formation des entités géologiques ».

• **Microgranite de Thouars**

Le Microgranite de Thouars constitue le terme largement dominant de la suite plutonique choletaise, qui inclut également les roches mafiques (gabbro de Massais) et intermédiaires (diorite quartzifère de Bateviande) décrites plus haut. Les microgranites constituent un massif pluridécakilométrique formant le prolongement vers le Sud-Est de la suite volcanique du Choletais et qui l'encadre au Nord et au Sud selon deux apophyses. Au-delà de la feuille Vihiers, dont ils occupent le coin sud-est, ils recouvrent partiellement les feuilles Montreuil – Bellay (Joubert *et al.*, 2000), Bressuire (Rolin *et al.*, 2004) et Thouars (Dhoste *et al.*, 1987), et c'est sur cette dernière qu'ils sont les plus étendus. Globalement, la surface du massif plutonique est d'environ la moitié celle des roches volcaniques (Chantraine *et al.*, 1996).

Le caractère microgrenu quasi-constant des roches plutoniques acides est un trait caractéristique du massif de Thouars. Il témoigne d'une intrusion à un niveau relativement élevé de la croûte. De fait, l'hypothèse d'une parenté entre le microgranite de Thouars et les rhyolites du Choletais, initialement envisagée par D. Santallier (1964) sur la base des analogies pétrologiques entre les deux faciès, a trouvé depuis de nombreux arguments tirés à la fois des observations de terrain, pétrographiques et géochimiques (Thiéblemont, 1998 ; Thiéblemont *et al.*, 2001 ; Joubert *et al.*, 2000), et d'une datation géochronologique situant la mise en place du massif plutonique à 519 ± 10 Ma (*cf. infra*), soit un âge cambrien moyen parfaitement cohérent avec la présence de Paradoxides (Cavet *et al.*, 1966) dans la suite détritique jalonnant la base du complexe volcanique (*cf. supra*).

L'hypothèse évoquée précédemment (*cf. supra*) est celle d'une mise en place résurgente des microgranites, dans un ensemble volcanique préexistant, le tout caractérisant une province magmatique unique. Deux phases majeures d'activité magmatique sont donc définies : une phase volcanique, dont les systèmes d'alimentation restent partiellement visibles (granophyres et porphyres microgranitiques), et une phase plutonique ultérieure.

μΥR. **Microgranite rose** (519 ± 10 Ma). Le Microgranite de Thouars a été abondamment décrit (Lecointre *et al.*, 1949 ; Santallier, 1964 ; Dhoste *et al.*, 1987 ; Legendre *et al.*, 1989 ; Le Métour et Bernard-Griffiths, 1979 ; Le Métour *et al.*, 1989 ; Thiéblemont, 1988 ; Joubert *et al.*, 2000) et de toutes ces descriptions ressortent une grande homogénéité pétrographique à l'échelle du massif.

Le faciès dominant est une roche massive rose, à violacée et très leucocrate. Localement, elle peut prendre une teinte verte par épidotisation secondaire. La texture est équante et le grain millimétrique (≤ 2 mm). Les constituants majeurs sont le quartz et des feldspaths finement engrenés auxquels s'ajoute de la biotite assez dispersée. Des appellations de « microleucogranite » (Dhoste *et al.*, 1987) « microgranite alcalin » (Le Métour et Bernard-Griffiths, 1979) ont été proposées, qui nous semblent pouvoir porter à confusion dans la mesure où la roche est très largement métalumineuse et qu'exceptionnellement peralumineuse ou hyperalcaline (Santallier, 1964).

Localement, le microgranite montre des enclaves ovoïdes de roches basiques qui témoignent de l'injection symmagmatique de magmas basiques au sein du magma acide. Ces phénomènes d'interaction magmatique ont été décrits pour la première fois par A. Autran (*in* Le Métour et Bernard-Griffiths, 1979). Ils sont omniprésents sur le territoire de la feuille Montreuil – Bellay (Joubert *et al.*, 2000) où des zones de mélange entre gabbro et microgranite sont représentées cartographiquement. Sur cette même feuille, une évolution locale du microgranite vers une microgranodiorite de teinte gris pâle est signalée. Cette roche n'a pas été rencontrée lors des présents levés.

Sous le microscope, les microgranites se présentent comme des roches sub-hololeucocrates dont les principaux constituants sont le quartz et le feldspath alcalin perthitique, souvent fortement « corrodés ». Le plagioclase est moins abondant, il est fréquemment saussuritisé (épidote) ou damouritisé (séricite). Dans le faciès commun, ces minéraux sont jointifs. 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 et, exceptionnellement, le sphène.

L'échantillon daté (DVI31), prélevé près de la limite entre le microgranite et les rhyolites, montre une texture microgrenue à nombreuses plages micropegmatitiques (ph. 20-21), cohérente avec la position de la roche en bordure du complexe plutonique. La matrice est constituée d'un assemblage de cristaux infra-millimétriques de quartz et feldspath (principalement du feldspath potassique) jointifs entre lesquels s'intercalent de fréquentes plages micropegmatitiques et que ponctuent quelques phénocristaux millimétriques

automorphes de plagioclase. Des plages chloriteuses millimétriques sont assez fréquentes, certaines sont mimétiques d'anciens phénocristaux de ferromagnésiens. Les accessoires sont l'épidote, en grains anguleux et granules, le zircon et quelques apatites.

La datation du microgranite DVI31 ci-dessus a été effectuée par la méthode U/Pb sur zircon. Ce résultat a été publié en 2001 (Thiéblemont *et al.*, 2001), conjointement de la datation d'une granodiorite calco-alkaline de la feuille Montreuil – Bellay, distincte du microgranite de Thouars, mais d'âge tout à fait comparable (521 ± 7 Ma). Le microgranite DVI31 a fourni des zircons peu abondants, petits et de couleur jaune. Bien que peu nombreux, ceux-ci se concentrent dans le cadran inférieur droit du diagramme typologique de J.-P. Pupin (1980), ce qui témoigne d'une affinité « alcaline », cohérente avec les données géochimiques (dans l'acception donnée par J.-P. Pupin (1980) au terme « granite alcalin »). Six fractions de zircons ont été mises en solution dont cinq ont fourni un signal exploitable. Malgré des corrections importantes (plomb commun), les résultats sont homogènes avec des âges toujours voisins de 520 Ma. Trois fractions subconcordantes et pratiquement confondues ont été conservées pour le calcul de l'âge, obtenu en « forçant » le passage de la droite de régression à 0 ± 50 Ma. Un âge de $519 +14/-10$ Ma est ainsi calculé dont l'erreur assez importante traduit l'imprécision liée aux corrections de plomb commun.

Caractères géochimiques

Le Microgranite de Thouars a été étudié conjointement aux Rhyolites du Choletais par D. Thiéblemont (1988), ce travail faisant suite à ceux de D. Santallier (1966), J. Le Métour et J. Bernard-Griffiths (1979) et à une étude non publiée de J. Le Métour (com. pers.). Le seul échantillon analysé dans le cadre du présent lever est le microgranite daté (DVI31 ; tabl. 1).

L'analogie entre microgranites et rhyolites apparaît clairement dans les diagrammes SiO_2 vs. $\text{Na}_2\text{O} + \text{K}_2\text{O}$ (fig. 6) et SiO_2 vs. Al_2O_3 (fig. 7). Les gammes de teneurs en silice sont identiques, ainsi que l'alcalinité ($\text{SiO}_2/\text{Na}_2\text{O} + \text{K}_2\text{O}$) et les teneurs en alumine. De même, le microgranite est généralement métalumineux, mais montre une certaine tendance à devenir plus alumineux ($\text{Al}_2\text{O}_3/[\text{CaO} + \text{Na}_2\text{O} + \text{K}_2\text{O}] = 1,1-1,2$) s'observe dans les roches les plus acides ($\text{SiO}_2 > 74\%$).

Les signatures géochimiques (éléments traces) sont également très comparables, incluant une quasi-absence de fractionnement entre Terres Rares lourdes, indicatrice d'une origine des magmas à relativement basse pression (Thiéblemont, 1988). Un modèle quantitatif développé par D. Thiéblemont (1988) conclut à une origine mixte des magmas acides,

combinant la différenciation d'un magma mantellique de nature sub-alcaline et une contamination par une source crustale.

Comme les rhyolites, les microgranites se rattachent à un type pétrologique dit « Low-Al – High-Yb » (Arth, 1979 ; Barker, 1979) caractéristique des domaines en extension.

$\mu\gamma\zeta^1$. **Microgranite orthogneissifié.** Ce faciès particulier, reconnu de longue date comme un équivalent déformé du Microgranite de Thouars (Lecointre *et al.*, 1949), occupe la partie méridionale de l'apophyse de ce microgranite dans la partie sud de la feuille. Cette bande déformée, de puissance kilométrique assez constante, naît dans les faciès peu ou pas orientés du microgranite et s'interrompt brusquement en passant aux gneiss et granites du domaine de La Tessoualle. Elle marque le passage du cisaillement dextre de Cholet – Yzernay. La transition est donc très brusque puisque, sur 2 km, un domaine méso- à catazonal passe à un domaine épizonal. L'accident a donc entraîné une « ascension » du bloc profond l'amenant au contact du bloc superficiel. La déformation et le métamorphisme enregistrés dans le microgranite sont la conséquence de cet accolement. Ces phénomènes, d'âge clairement varisque, sont attribués à la phase D₂.

Le microgranite déformé a un faciès typiquement gneissique, qualifié par P. Rolin *et al.* (2004) de « leptynitique ». L'organisation planaire y est très marquée et évolue en foliation par aplatissement des constituants minéraux, dans les termes les plus déformés. Cette déformation apparaît de plus en plus intense dans le sens NNE → le SSW, pour culminer à l'approche de la faille. La taille des grains, d'abord stable et constante, diminue ensuite fortement dans une roche qui se débite en plaquettes d'épaisseur millimétrique. Celles-ci sont constituées de quartz et de feldspaths, les minéraux sombres ne formant plus alors que les joints selon lesquels la roche se débite. La foliation porte une linéation d'étirement très marquée faiblement incinée vers l'Est.

Sur un affleurement de rhyolites de la vallée de l'Ouère (X = 376 683, Y = 2 230 255), à environ 30 m du lit de la rivière et 3,5 km au Nord du cisaillement, on peut observer, au sein des rhyolites sombres et massives, un superbe faciès à « lithophysés » aplaties. Ces dernières sont constituées d'une auréole feldspathique (blanc) et d'un cœur gris (quartzueux ?). L'aplatissement est parallèle à la schistosité, marquée par les minéraux noirs. Les lithophysés ont une forme en « galette » sans étirement préférentiel. Néanmoins, dans le même secteur, certaines rhyolites montrent une structure très linéaire avec une linéation de direction N110° et une inclinaison de 10° au N110. L'effet du cisaillement s'étend donc assez profondément au sein du massif volcanique.

Sur la feuille de Cholet (Le Métour *et al.*, 1989), le microgranite est décrit comme totalement mylonitisé. La structure mylonitique est caractérisée par

l'association de plans de cisaillement subverticaux et peu espacés, de plans de schistosité sigmoïdes obliques de 10 à 40° sur les précédents et de linéations minérales ou d'étirement subhorizontales. L'observation des surfaces d'affleurement horizontales indique un sens de cisaillement dextre et un fort gradient d'intensité croissante de la déformation finie, depuis le contact métarhyolites-métamicrogranites jusqu'à la faille subverticale de Cholet. La structure mylonitique détermine, parallèlement aux plans de cisaillement, un plan de débit préférentiel qui a favorisé son exploitation comme matériau de construction, utilisé en particulier dans la ville de Cholet.

Sur la feuille Bressuire, P. Rolin *et al.* (2004) notent également une augmentation de la déformation à l'approche de la faille de Cholet – Yzernay, avec passage continu du microgranite rose à texture équante, vers des faciès de plus en plus orientés, puis vers des faciès orthogneissiques finement foliés et fortement étirés le long de la faille, sur une largeur de 0,5 à 1 km. Cette foliation de direction N100 à N120 est parfois associée à des plans de cisaillement « C » N120 à N140 qui portent une linéation minérale intense et des stries faiblement pentées vers l'Est. Là encore, l'obliquité entre les plans de foliation et de cisaillement suggère un fonctionnement dextre de la faille. Avec l'intensité de la déformation, les structures planaires tendent à s'estomper au profit d'un étirement horizontal.

Les observations faites dans les différents secteurs sont donc tout à fait cohérentes, néanmoins, P. Rolin *et al.* (2004) notent une tendance à la diminution de l'intensité de la déformation et à la puissance de la zone déformée de l'Ouest vers l'Est (de Cholet vers Boësse, sur la feuille Bressuire).

En lames minces, la texture mylonitique est marquée par la présence de nombreux phénoclastes plurimillimétriques (microcline et orthose), prolongés par des queues de cristallisation dissymétriques (ombres de pression) et moulés par la foliation. Le fond de la roche est recristallisé en un assemblage finement granoblastique de quartz amiboïforme-oligoclase-orthose et microcline, auxquels s'ajoute une biotite chloritisée. Un mica blanc s'observe localement. De l'ilménite auréolée de leucoxène et de la magnétite peuvent être localement abondants (Le Métour *et al.*, 1989). Zircon et apatite sont accessoires, parfois accompagnés d'allanite. Enfin le mica blanc est rarement présent et toujours en très faible proportion.

(2). Enclaves d'amphibolite à hornblende verte (équivalents métamorphiques du gabbro de Massais). Des d'amphibolites sont ponctuellement associées au faciès déformé du Microgranite de Thouars tout au long de l'accident de Cholet – Yzernay (Le Métour *et al.*, 1989 ; Rolin *et al.*, 2004) et quelques pointements en ont été figurés sur la présente carte. Au regard de leur occurrence en enclaves, ces amphibolites sont communément interprétées

comme des équivalents du gabbro de Massais (*cf. infra*), métamorphisés et déformés avec leur encaissant sous l'effet du cisaillement.

Il s'agit d'amphibolites banales, de teinte sombre et de grain fin à moyen, à la foliation bien marquée. Leur intérêt provient surtout de leur capacité à fournir un enregistrement précis des conditions de métamorphisme au travers d'une succession paragéométrique plus riche que celle du microgranite et d'une variation de composition de l'amphibole. D. Thiéblemont (1988) montre, en particulier, que les conditions du faciès amphibolite étaient atteintes à proximité de la faille de Cholet – Yzernay, et que les amphiboles des roches basiques y avaient subi une évolution prograde traduit par une zonation régulière de l'amphibole, depuis une actinote au cœur vers une hornblende verte à la périphérie. Nous interprétons ce métamorphisme, dans le compartiment « élevé », comme un effet de recuit induit par l'accrolement avec le domaine profond en cours de refroidissement lors de sa remontée vers la surface.

Carbonifère (Viséen)

Massif calco-alcalin de Coron – Vézins (345 ± 5 Ma)

Le massif calco-alcalin de Coron – Vézins est un pluton zoné d'extension plurikilométrique dont les 2/3 orientaux affleurent dans la partie nord-ouest de la présente carte et le 1/3 occidental au Nord-Est de la feuille Cholet (Le Métour *et al.*, 1989). Il recoupe les formations cambriennes de l'Unité des Mauges, principalement les rhyolites et microgranites de l'ensemble volcanique et plutonique de Cholet – Thouars. Le pluton présente un allongement de direction subméridienne, avec une longueur d'environ 10 km de l'Ouest vers l'Est et 5 km du Sud au Nord. Les roches montrent une orientation planaire (fabrique magmatique) souvent bien marquée, conforme à la direction d'allongement principale et qui tend à se paralléliser à la bordure externe du massif (fig. 8). Dans l'encaissant, les directions structurales (foliation localement mylonitique ou schistosité) moulent la bordure du pluton (fig. 8). À ces structures est associé un métamorphisme de relativement haute température (ph. 13). Ceci suggère que la mise en place du massif s'est produite dans le cours de la déformation varisque, probablement lors de la phase majeure corrélative du fonctionnement du cisaillement de Cholet – Yzernay (phase D₂) (Rolin *et al.*, 2008).

Le spectre de compositions s'étend de diorites à un granite à biotite, mais la masse principale du pluton est composée de granodiorite à hornblende et biotite. La zonation plus ou moins régulière du massif mise en évidence par le lever cartographique détaillé résulte d'une localisation préférentielle des faciès les moins différenciés vers la périphérie et des faciès les plus acides vers le centre.

Massif de Coron - Vézins

	JN-32	JN-11	JN-45	JN-1B	JN-29	JN-30	JN-24	JN-27	JN-113	JN-5
SiO ₂ (%)	45,9	56,9	58,5	59,6	61,3	62	63,8	63,7	64,5	70
TiO ₂	0,94	0,52	0,5	0,35	0,39	0,37	0,29	0,33	0,34	0,15
Al ₂ O ₃	20,6	17,2	18,7	18,8	18	18	17,6	17,4	17,1	16,9
Fe ₂ O _{3t}	11,93	7,07	7,21	5,48	5,21	5,19	4,14	4,60	4,35	1,54
MnO	0,21	0,17	0,21	0,15	0,12	0,13	0,12	0,12	0,11	0,05
MgO	5,1	4	2,5	2,1	2,2	2,2	1,7	1,9	1,8	0,3
CaO	12,2	7,1	8,5	6,5	5,6	5,7	4,8	5,5	4,9	3,1
Na ₂ O	2,3	3,3	3,1	4	3,6	3,8	4	3,9	3,7	4,5
K ₂ O	0,37	2,64	0,74	2,06	2,82	2,4	2,72	2,13	2,92	2,88
P ₂ O ₅	0,15	0,15	0,09	0,17	0,16	0,14	0,16	0,13	0,12	0,08
PF	0,6	0,9	0,8	0,8	0,7	0,5	0,6	0,5	0,4	0,6
Total	100,30	99,95	100,85	100,01	100,00	100,43	99,93	100,21	100,24	100,10
Li (ppm)				16						
Rb	9	74	22	81	113	88	111	103	110	116
Ba	111	1607	360	904	1238	1162	1447	976	1000	1796
Sr	471	667	358	556	431	556	613	478	440	593
Th	0,8	8,3	1,6	10,2	11,1	14,3	16	13,3	16,1	7
U	0,5	6,2	0,8	4,7	3,9	7,6	8,2	7,1	18,9	6,9
Ta	0,2	0,6	0,1	0,7	0,9	0,6	0,9	1,1	0,9	1,1
Nb	1,5	5,1	1,4	5,4	5,8	4,9	6,2	6,2	5,1	8,6
Hf	1,1	2,8	1	3,4	3	3,4	3,3	3	3,2	3
Zr	25	79	22	105	85	99	99	88	85	89
Y	29,1	21,3	20,2	20,7	20,9	18,4	16,7	16,3	17	13,8
V	144	160	80	73	67	69	60	71	91	40
Co	18	18	9	9	9	9	nd	7	7	7
Cr	49	nd	22	11	11	27	18	16	18	18
Ni	6,8	17,4	6,6	17,2	22,2	nd	29,5	26,8	23,4	11,8
La	16	36	13,9	34,2	42,1	47,3	54,1	43,6	42,3	25,3
Ce	2,5	4,6	2	4,1	4,8	5,2	5,3	4,7	4,5	2,2
Pr	13,2	20,5	9,7	16,9	18,3	18,5	19,6	16,2	16,6	8
Nd	3,9	4,5	2,5	3,8	3,6	3,6	3,3	3	3	1,5
Eu	1,3	1,2	0,9	0,8	0,9	0,9	0,9	0,8	0,7	0,6
Gd	4,7	4,2	3	3,2	3,4	2,9	3	2,6	2,6	1,5
Tb	0,8	0,6	0,5	0,5	0,5	0,4	0,4	0,4	0,4	0,3
Dy	4,6	3,5	3	2,7	2,7	2,5	2,4	2,4	2,5	1,4
Ho	1	0,7	0,7	0,6	0,6	0,5	0,5	0,4	0,5	0,3
Er	3	1,9	2	1,7	1,7	1,5	1,5	1,4	1,5	1,1
Tm	0,4	0,3	0,3	0,3	0,3	0,2	0,2	0,2	0,2	0,2
Yb	2,8	1,9	2,3	2,1	1,6	1,6	1,6	1,6	1,7	1,5
Lu	0,4	0,3	0,4	0,4	0,3	0,3	0,3	0,3	0,3	0,2

Tabl. 2 - Analyses géochimiques d'échantillons représentatifs du massif de Coron - Vézins



Fig. 8 - Direction et sens de pendage des fabriques magmatiques et foliations/schistosités respectivement dans le Massif de Coron - Vézins et son encaissant rhyolitique

η. Diorite. La diorite est définie au Bois Besnard, à l'extrémité sud-orientale du massif. Il s'agit d'une roche sombre à la cassure et qui présente une patine blanchâtre. Sa texture est grenue hétérogène et montre localement une orientation planaire sub-verticale. Elle comporte de très nombreuses enclaves de taille décimétrique d'une roche basique de type gabbro.

Elle affleure en trois masses kilométriques à infrakilométriques :

- selon une pseudo-ellipse d'orientation NE-SW, en contact direct avec les Rhyolites du Choletais, à l'extrémité est du massif. De très bons affleurements s'observent dans les secteurs de Bois Besnard, la Chalopinière, ainsi qu'au Nord du village de Grignon ;
- selon une lentille d'orientation subméridienne dans le secteur de Chanteloup-les-Bois, dont la bordure sud est en contact avec les Rhyolites du Choletais ;
- Selon une lentille beaucoup plus petite, située à l'Ouest de Coron et au Nord de la Bête, entièrement circonscrite à la diorite quartzique.

La composition de la diorite est typiquement celle d'une roche intermédiaire avec une large prédominance de plagioclase (andésine) et d'amphibole (hornblende verte). Il s'y ajoute du feldspath potassique, un très faible pourcentage de quartz et un peu de biotite.

Les enclaves gabbroïques ont une texture microgrenue à finement grenue et comportent fréquemment des phénocristaux de plagioclase de dimension centimétrique (maximum ~ 2 cm).

γ⁵⁻⁴. Diorite quartzifère à granodiorite. Les faciès regroupés dans cette entité évoluent d'une composition quartzo-dioritique (ou tonalitique) à granodioritique, ces deux termes ne pouvant ici être distingués cartographiquement. La diorite quartzifère, dont le faciès type s'observe au bord de la route D960 menant de Coron à Vézins, est la lithologie la plus caractéristique. Il s'agit d'une roche claire et grenue, qui présente des cristaux de plagioclase et d'amphibole en tablettes. Elle constitue un faciès intermédiaire entre la diorite et la granodiorite à hornblende et biotite, et possède une foliation magmatique très marquée. Elle s'observe sur les contreforts nord du massif et s'étend en direction de l'Est et du Sud-Est, où elle fait le lien entre la diorite précédente et la granodiorite à hornblende et biotite ci-dessous.

Sa composition minéralogique associe du plagioclase, de la hornblende verte en cristaux de 4 à 7 mm, du feldspath potassique et du quartz, en grains de 2 à 3 mm, et quelques cristaux de biotite. Cette roche contient également de nombreuses enclaves sombres décimétriques aplaties (habitus « en galettes »).

γ_{h,bi}⁴. Granodiorite à hornblende et biotite (hornblende > biotite). Cette granodiorite à hornblende dominante est le faciès le plus abondant du

massif. Il s'agit d'une roche grenue (taille de grain de 3 à 5 mm) qui constitue un terme de transition entre le pôle dioritique, plutôt mafique, et le pôle évolué, à biotite dominante. Elle est présente sur la quasi-totalité du massif, mais apparaît largement dominante dans sa partie centrale, ceinturant un pointement de granitoïdes plus acides. Elle possède une foliation particulièrement bien exprimée au Nord et à l'Est du massif. On y observe des enclaves basiques généralement déformées, mais celles-ci sont moins abondantes que dans la diorite quartzifère.

La composition minéralogique associe un plagioclase dominant, du quartz, du feldspath potassique, de la hornblende verte et de la biotite.

$\gamma_{bi,h}^4$. **Granodiorite à biotite et hornblende (biotite > hornblende).**

Cette granodiorite à biotite dominante, et d'aspect assez leucocrate, peut être observée au Sud des Mazeries. Elle se place vers le cœur du massif de Coron – Vézins, légèrement décalé vers le Sud relativement à l'axe du pluton. Elle ne montre aucune foliation magmatique et que peu d'enclaves.

Elle est composée de plagioclase, feldspath potassique, quartz en gros cristaux globuleux et biotite en petits cristaux automorphes. Il s'y ajoute quelques mégacristaux prismatiques d'amphibole entourés d'un liseré d'oxydation.

γ_{bi}^4 . **Granite à biotite.** Le granite à biotite est uniquement visible au lieu-dit les Mazeries, au Sud-Est de Vézins, et son étendue est très limitée. Cette roche rose clair possède de très beaux cristaux de biotite hexagonaux automorphes (6 à 10 mm). Il s'y ajoute du plagioclase, du feldspath potassique (orthose), des cristaux de biotite gris-noir à mordoré, disposés en plans. Ce granite ne contient pas d'amphibole et le quartz y est plutôt peu abondant.

Données géochronologiques

Une datation par la méthode K-Ar sur minéraux séparés amphibole et biotite a été effectuée sur une granodiorite à hornblende et biotite. Ces minéraux étaient remarquablement frais rendant envisageable l'obtention d'âge représentatifs du refroidissement post-solidus du pluton. Les âges obtenus sont de **346,6 ± 3,5 Ma** sur l'amphibole et **342,2 ± 3,5 Ma** sur la biotite. Cette coïncidence est remarquable et nous incite à penser que le massif de Coron – Vézins serait effectivement d'âge limite Tournaisien-Viséen. Cet âge est également tout à fait cohérent avec ceux obtenus sur les granitoïdes partiellement syntectoniques du domaine de La Tessoualle (massif de Moulins – Les Aubiers – Gourgé) (*cf. infra*).

Il émerge donc de ces données une certaine cohérence suggérant que le plutonisme varisque, dans les domaines des Mauges et de La Tessoualle, se serait produit au Tournaisien supérieur à Viséen inférieur, synchrone d'une phase

majeure de tectonique décrochante responsable de l'accolement de « blocs » aux évolutions métamorphiques et structurales bien distinctes (Rolin *et al.*, 2008).

Caractéristiques pétrographiques et géochimiques

Pétrographiquement, les granitoïdes du Massif de Coron – Vézins forment une suite continue évoluant d'un terme basique dioritique à plagioclase et hornblende (proportions ~ 50/50), vers une granodiorite à deux feldspaths, quartz, hornblende et biotite. Les roches sont généralement équantes ou à tendance porphyrique. Dans ce dernier cas, les ferromagnésiens et les plagioclases s'individualisent en cristaux subcentimétriques automorphes coexistant avec une phase plus finement cristallisée associant plagioclase et amphibole (\pm biotite), et s'enrichissant en quartz et feldspath potassique à degré de différenciation croissant. Le plagioclase est presque systématiquement zoné. Le feldspath potassique se présente en plages pœcilitiques englobant plagioclases et ferromagnésiens ou en cristaux isolés. Les opaques sont ubiquistes. Le quartz est généralement interstitiel et fréquemment recristallisé. L'épidote est accessoire et l'apatite anecdotique. De petites enclaves ultrabasiques ovoïdes à amphibole pâle (trémolite actinote) et grains d'oxydes s'observent dans les roches basiques. Elles sont entourées d'une auréole irrégulière de cristaux de hornblende et biotite plus ou moins rayonnants.

Dans les échantillons foliés, la fabrique se marque principalement par une orientation des minéraux noirs, une orientation moins fréquente du feldspath et une disposition du quartz en petits rubans polycristallins « coincés » entre les feldspaths et ferromagnésiens. Fréquemment, deux types d'amphibole coexistent : 1) une hornblende verte trapue et souvent de grande taille ; 2) une hornblende verte à bleu-vert synfoliale. La biotite est également partiellement synfoliale, les cristaux orientés étant souvent plus petits que les phénocristaux. Ces observations suggèrent que la déformation a opéré à un stade tardif de refroidissement du pluton, entraînant une recristallisation partielle de l'amphibole et une réorganisation du quartz.

Une dizaine d'analyses chimiques (majeurs et traces) nouvelles ont été effectuées sur des roches qui ont également fait l'objet d'une étude pétrographique détaillée (tabl. 2). Ces données pétrologiques s'ajoutent à celles publiées par J. Le Métour *et al.* (1989) dont les auteurs déduisent l'affinité calco-alcaline du Massif de Coron – Vézins, et son évolution depuis un terme basique (gabbro-diorite), vers un terme intermédiaire à acide (tonalite à granodiorite). Il est qualifié de « pauvre en potassium », mais l'utilisation de diagrammes de discrimination classiques le définit plutôt comme « modérément potassique ». À l'échelle de la chaîne varisque française, ce plutonisme calco-alcalin, d'âge faménien à tournaisien, montre une organisation en province. Celle-ci inclut, en particulier, les plutons de la « ligne tonalitique du Limousin » (Pfeiffer, 1985) et la diorite de Moncoutant (Cuney *et al.*, 1993).

Les analyses nouvelles, qui comportent un dosage précis de nombreux éléments traces (Terres Rares etc.), permettent, par l'analyse des signatures géochimiques des différents échantillons, d'évaluer leur cogénéisme et de cerner ainsi précisément l'organisation du pluton. Les spectres de Terres Rares normalisés aux chondrites (fig. 9) mettent en évidence trois familles :

1 - deux roches (JN34, JN45) se caractérisent par des spectres peu fractionnés, l'un légèrement décroissant (JN34) et l'autre quasi-plat (JN45) ;

2 - une majorité des échantillons présente des spectres régulièrement décroissants, à peu près parallèles les uns aux autres, avec de faibles anomalies négatives en Eu. Ils traduisent une légère augmentation des teneurs en Terres Rares légères à SiO₂ croissant ;

3 - un dernier échantillon, le plus acide (granite à biotite), diffère totalement des autres par ses teneurs plutôt faibles en Terres Rares, une anomalie positive en Eu et une inflexion dans la partie intermédiaire du spectre.

Ces trois familles pétrologiques sont bien discriminées par le diagramme Th vs. Ta (fig. 10), avec une augmentation de la teneur en Th corrélative de SiO₂ pour le groupe le plus abondant, des teneurs faibles en Th et Ta pour les deux roches dont les spectres de Terres Rares sont peu fractionnés et un rapport Th/Ta assez faible pour le granite à biotite.

Dans le groupe principal, la teneur en SiO₂ est d'autant plus élevée que les roches sont en position interne dans le pluton. La roche la plus basique provient de la périphérie du pluton (faciès η), et les roches les plus acides de sa partie interne (faciès $\gamma_{bi,h}^4$), les autres échantillons se plaçant en position intermédiaire, à cheval entre les faciès γ^{5-4} et $\gamma_{h,bi}^4$.

Cette répartition témoigne d'une zonation normale compatible avec une différenciation « sur place » du magma. La cristallisation aurait opéré de façon centripète, livrant un magma d'autant plus acide, plus différencié et moins chaud qu'il se trouverait vers le centre du pluton.

Les trois autres roches occupent des positions particulières. Les deux échantillons basiques proviennent de la périphérie du pluton et pourraient correspondre à des injections basiques distinctes du stock principal. Le granite à biotite est circonscrit au centre du massif (faciès γ_{bi}). Il pourrait s'agir d'une injection tardive issue de la différenciation d'un magma calco-alcalin distinct, ayant évolué plus en profondeur.

Globalement, les signatures géochimiques du Massif de Coron – Vézins sont typiquement celles de suites orogéniques : nature calco-alcaline, richesse en alumine ($\sim \geq 16\%$) et Sr ($\sim 400-700$ ppm), mais pauvreté en Terres Rares lourdes (ex. : Yb < 2 ppm) témoignant d'une « tendance adakitique » (Defant et Dummond, 1990), rapport Th/Ta élevé (> 10) (Joron et Treuil, 1977).

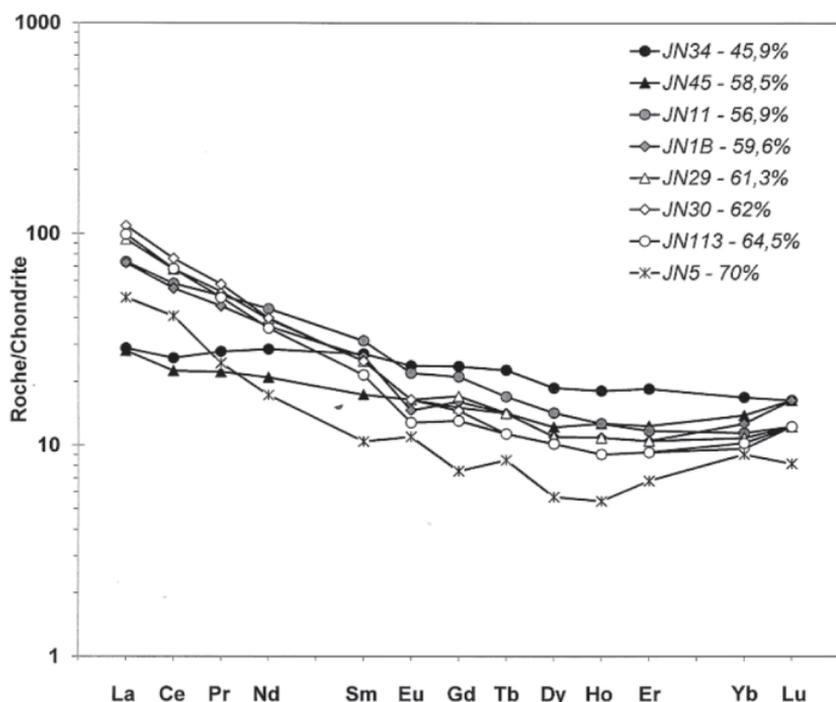


Fig. 9 - Spectres de Terres Rares normalisés aux chondrites (Anders et Grévesse, 1989) pour un ensemble de roches représentatives du Massif de Coron – Vézins. Les n° d'échantillons renvoient au tableau 2, es teneurs en SiO₂ exprimées en % leurs sont associées

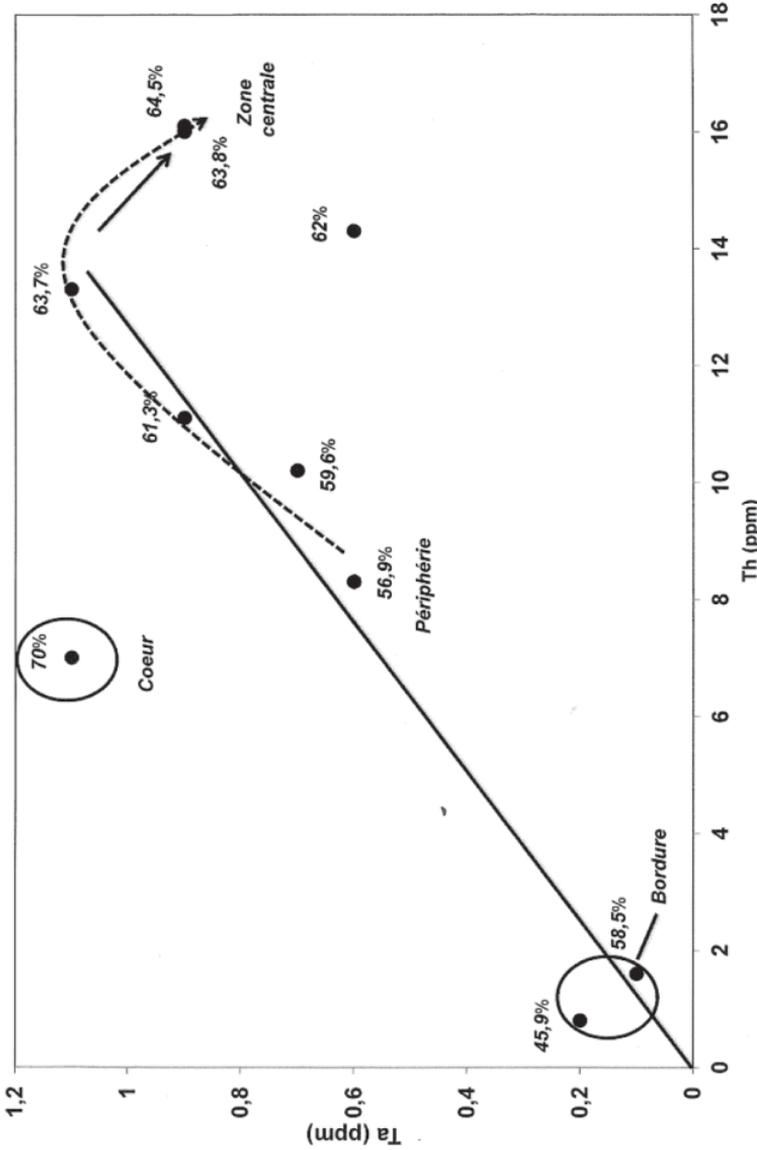


Fig. 10 - Diagramme Th vs. Ta (Joron et Treuil, 1977) pour un ensemble de roches représentatives du Massif de Coron - Vézins. La droite du centre du diagramme correspond à une valeur du rapport Th/Ta élevée (~12), typique de roches magmatiques associées à des environnements « orogéniques ». Les points représentatifs ont été indexés des teneurs en SiO₂ exprimées en %. La courbe en tirets réunit des échantillons de plus en plus acides attribuables à une même lignée de différenciation et s'ordonnant de la périphérie à la zone centrale du pluton. A l'écart, deux roches beaucoup plus pauvres en Th et Ta proviennent de la bordure du pluton et un granite à biotite de signature géochimique distincte correspond à un faciès en position centrale

L'hypothèse de mise en place en liaison avec une zone de convergence de plaques impliquant un processus de subduction océanique semble la plus probable (Autran et Cogné, 1980), mais pose de multiples problèmes de détail quand elle est appréhendée à une échelle régionale (Ballèvre *et al.*, 2009) (*cf. infra*).

DOMAINE DE LA TESSOUALLE

Protérozoïque supérieur à Cambrien

Gneiss et migmatites de l'Unité nord du Haut Bocage

Ces roches affleurent selon une bande plurikilométrique de direction N120 dans la partie sud-est de la feuille. Elles sont limitées au Nord par le cisaillement de Cholet – Yzernay (Le Métour, 1976) et au Sud par les granitoïdes de l'ensemble de Moulins – Les Aubiers – Gourgé. Elle se poursuit vers le Sud et l'Est sur le territoire de la feuille Bressuire (Rolin *et al.*, 2004) et à l'Ouest sur celui de la feuille Cholet (Clozier et Le Métour, 1984). De tels faciès migmatitiques ne se retrouvent que très ponctuellement au Sud du massif de Moulins – Les Aubiers – Gourgé, ils forment un ensemble d'extension plurikilométrique dans le secteur de Mauléon – Le Peu, dans l'emprise de la carte Bressuire.

Trois groupes de faciès ont pu être distingués cartographiquement sur la présente feuille, dont le plus abondant comprend des gneiss migmatitiques désignés comme les « diatexites et granitoïdes d'anatexie de La Tessoualle » sur la feuille Bressuire (Rolin *et al.*, 2004). Outre ce faciès dominant, les présents levés ont mis en évidence une formation d'extension réduite de gneiss plagioclasiques, circonscrite à la bordure sud de l'accident de Cholet – Yzernay, et qui prolonge vers l'Est une formation par ailleurs définie sur le territoire de la feuille Cholet (Clozier et Le Métour, 1984). Enfin, des enclaves d'amphibolites ont été cartographiées au sein des gneiss migmatitiques qui sont également présentes à l'Ouest (feuille Cholet), mais ne sont pas mentionnées sur la feuille Bressuire.

M¹⁻². **Gneiss migmatitiques.** Sur le territoire de la présente feuille, cette formation regroupe deux faciès intimement liés et d'origine migmatitique commune : un faciès granitique à composition de microleucogranite à deux micas et nombreux schlierens sombres (diatexites et granites d'anatexie), et un gneiss à biotite moins remobilisé (métatexites). Ces deux faciès se reconnaissent bien sur le terrain, mais leur association spatiale d'échelle métrique et décimétrique rend impossible une distinction cartographique.

Le premier domine largement au Sud. La roche est de grain fin, isogranulaire et associe du quartz, des feldspaths, de la muscovite et de la biotite. Les schlierens sombres, essentiellement biotitiques, sont plus ou moins abondants.

Une orientation préférentielle de direction N120 est bien exprimée par l'allongement des micas. Celle-ci est conforme à la déformation régionale majeure, parallèle à l'accident de Cholet – Yzernay. Cette structuration due à la phase D₂ serait ici syn- à post-anatexie.

Le second faciès, moins fréquent au Sud, mais dominant au Nord, est un gneiss à biotite à texture rubanée, faisant alterner des lits clairs quartzofeldspathiques de 1 à 3 cm, et des lits mélanocrates souvent discontinus et de puissance millimétrique, essentiellement constitués de biotite.

Sur le territoire de la feuille Bressuire (Rolin *et al.*, 2004), les gneiss migmatitiques dominants sont décrits comme des granitoïdes d'aspect hétérogène isogranulaire et de grain millimétrique, qui correspondent au faciès commun de la présente feuille. L'aspect hétérogène est dû à la présence d'amas micacés ovoïdes aux limites floues (désignés plus haut « schlierens ») de taille centimétrique, très irréguliers et fréquemment orientés. À ces granitoïdes s'adjoignent des « diatexites », distinctes par leur texture gneissique, à rubanement millimétrique nébuleux discontinu, flexueux et plissé. Les auteurs interprètent ces structures comme une foliation gneissique résiduelle, incomplètement remobilisée par l'anatexie.

Les études pétrographiques en lames minces réalisées sur le territoire de la feuille Bressuire confirment la composition essentiellement quartzofeldspathique du faciès granitoïde, dont la texture est granoblastique sub-isogranulaire. Les roches comportent de petits feldspaths sub-automorphes à automorphes (parfois du microcline) souvent pertitiques, des plagioclases (An 20-30), des myrmékites, qui apparaissent au contact avec le feldspath potassique, du quartz (en plages plutôt monocristallines, légèrement étirées à extinction onduleuse), de la biotite et de la muscovite. On y observe du grenat, sous forme de petits grains chagrinés blindés dans le plagioclase, de l'apatite et quelques zircons inclus dans la biotite. La sillimanite et la cordiérite sont accessoires, et se trouvent en particulier dans les amas. Contrairement au grenat, dont l'habitus est relique, la cordiérite s'observe en blastes synchrones de l'anatexie. Finalement, P. Rolin *et al.* (2004) notent l'abondance de muscovite secondaire à proximité de l'accident de Cholet – Yzernay. Ce minéral est postérieur à l'anatexie, apparaissant parfois aux dépens de la sillimanite ou de la cordiérite.

Ces paragenèses situent les conditions de température à relativement haut degré, avec stabilité du feldspath potassique au détriment de la muscovite, et dans des conditions de pression initiales sans doute assez fortes (stabilité du grenat) (Rolin *et al.*, 2004 ; Dhoste, 1980).

Les structures les plus évidentes (phase D₂), au sein des migmatites de La Tessoualle (Rolin *et al.*, 2004), se concentrent dans la zone de cisaillement de

Cholet – Yzernay où peut se développer, sur quelques dizaines de mètres, une schistosité protomylonitique verticale de direction N100 à N120 portant une linéation horizontale ou à léger pitch vers l'Est. Ces structures sont interprétées comme témoignant d'un cisaillement dextre, conforme à ce qui est déduit pour l'accident de Cholet – Yzernay (Le Métour, 1976). Dans les migmatites de La Tessoualle, ce mouvement opère à relativement haute température (stabilité de la biotite), mais en conditions rétro-morphiques relativement à l'épisode d'anatexis (cristallisation de muscovite).

P. Rolin *et al.* (2004) interprètent les migmatites de La Tessoualle comme d'anciens sédiments de nature possiblement grauwackeuse. Sur le territoire de la présente feuille, une telle nature semble surtout évidente pour les gneiss plagioclasiques décrits ci-après.

ζ². **Gneiss plagioclasiques à biotite (muscovite secondaire).** Deux masses kilométriques de ces roches ont été cartographiées le long de la bordure nord des gneiss migmatitiques. Aucun affleurement naturel n'en a été observé. Les meilleures informations ont été obtenues à l'entrée sud-ouest du bourg d'Yzernay, le long d'une tranchée de 150 m de long et sur les bords d'un étang nouvellement creusé.

Les roches observées sur l'affleurement d'Yzernay sont assez différentes de celles décrites sur le territoire de la feuille Cholet (Le Métour *et al.*, 1989). Sur cette carte, la formation des gneiss plagioclasiques est essentiellement constituée de roches rubanées, riches en feldspath et peu micacées dénommées « métagrauwackes ». À Yzernay, le point le plus intéressant est la coexistence, à l'échelle de l'affleurement, de deux faciès : un faciès massif granodioritique ou monzogranitique et un faciès méta-arkosique à feldspaths automorphes, que nous supposons issu de l'altération « sur place » du précédent. Cette roche s'organise en lentilles de granulométrie variable dont l'origine pourrait être sédimentaire (chenaux) ou tectonique (boudinage).

(1). **Enclaves d'amphibolite.** Des pointements de roches basiques ont été observés çà et là au sein des gneiss plagioclasiques, mais elles n'ont été distinguées cartographiquement que dans le secteur d'Yzernay, où elles sont affleurantes et assez abondantes. Il s'agit de roches sombres de grain fin organisées sous forme de bandes de puissance décimétrique à décamétrique, qui pourraient représenter des filons intercalés dans la série sédimentaire initiale.

Carbonifère (Viséen)

Massif de Moulins – Les Aubiers – Gourgé

Sur le territoire de la présente feuille, le vaste massif de Moulins – Les Aubiers – Gourgé associe trois faciès pétrographiques correspondant à trois

généralisations d'intrusions, parfois sous forme de corps isolés ou étroitement associées les unes avec les autres. Ces granitoïdes sont intrusifs dans les gneiss migmatitiques de La Tessoualle, ceux-ci y apparaissant localement en enclaves.

$g\gamma^4$. **Granodiorite de gros grain à biotite, localement porphyrique** (356 à 344 ± 5 Ma). Ce faciès semble constituer le terme le plus précoce de la suite plutonique. Il affleure sur quatre massifs dont certains (secteurs des Cerqueux-de-Maulévrier et du Vermail en particulier) se présentent en corps allongés d'extension plurikilométrique légèrement sécants sur la direction moyenne de l'accident de Chole – Yzernay.

Le plus fréquemment, la roche affleure en boules résistantes et relativement fraîches de 1 à 3-4 m de diamètre. À la cassure, elle a une teinte bleutée à gris-bleu. Par endroits (ex. : vallée de la Moine), les boules forment des chaos. Dans des zones planes (les Cerqueux-de-Maulévrier), elles peuvent être isolées ou disposées « en grappes » (les Foucheries).

Le long de la bordure sud de l'accident de Cholet – Yzernay, un chapelet d'intrusions allongées recouvrant les massifs des Cerqueux-de-Maulévrier, l'Aubourgère et le Vermail renferme une roche particulièrement riche en biotite, de nette tendance mésocrate. Ce caractère est atténué dans secteur de l'Humeau, où la granodiorite se localise vers l'extrémité occidentale du massif principal de Moulins – Les Aubiers – Gourgé.

Le plus généralement, la granodiorite est plus ou moins isogranulaire et de grain moyen à grossier (≥ 5 mm). Les cristaux de quartz ont un habitus « gris – gros sel », et les biotites se disposent en petits amas. Les feldspaths sont toujours plus gros que les autres minéraux, mais le faciès porphyroïde, dont les feldspaths peuvent atteindre 6 à 7 cm (la Fradonnière), n'affleure que localement. L'amphibole est toujours beaucoup moins fréquente que la biotite. La présence de pyroxène a été localement suspectée, mais ce point n'a pas fait l'objet d'une vérification en lame mince.

Sur tous les affleurements observés, la granodiorite montre une orientation préférentielle au N120, bien marquée par la biotite, et qui confère localement à la roche une structure quasi-foliée (planaire). Ceci est particulièrement bien marqué au niveau de l'usine Pasquier des Cerqueux-de-Maulévrier et au lieu-dit « la Justice », à la limite avec la carte Cholet. Vers le Sud (feuille Bressuire), P. Rolin *et al.* (2004) notent l'existence d'une fabrique magmatique fruste et d'une déformation post-solidus marquée par une extinction roulante des quartz et feldspaths, et une torsion de la biotite.

À l'étude en lame mince, ces auteurs notent la difficulté de distinguer les granodiorites du monzogranite de grain moyen (*cf. infra*). Les différences principales reflètent le caractère plus mafique et moins acide des granodiorites :

teneur en quartz plus faible, teneur en plagioclase et biotite plus fortes, avec présence d'un plagioclase zoné de type andésine (An35-38). En revanche le feldspath potassique montre un habitus très semblable dans les deux faciès, avec présence d'orthose et microcline subautomorphes ou xénomorphes. Notons enfin que la présence locale d'amphibole est confirmée par M. Dhoste (1980).

Les analyses chimiques effectuées par M. Cuney *et al.* (1992) sur le massif de Moulins – les Aubiers – Gourgé confirment la composition granodioritique du faciès commun. La composition mésonormative moyenne est à quartz - 22,1 % ; albite - 31,7 % ; anorthite - 14,4 % ; orthose - 8,5 % ; biotite - 21,6 % ; muscovite - 0,8 % ; apatite - 0,56 % ; hématite - 0,2 %.

L'âge de mise en place de la granodiorite à biotite est contraint à la fois par une datation U/Pb sur zircon (Rolin *et al.*, 2004) et des datations K/Ar convergentes effectuées sur des roches échantillonnées lors des présents levés. Un âge U/Pb à **336 ± 3 Ma** a été obtenu sur un faciès sombre des bandes du Nord, tandis qu'une granodiorite non orientée du massif des Cerqueux-de-Maulévrier a donné un âge K/Ar sur biotite à **344,6 ± 4,9 Ma**. Des âges (K/Ar sur biotite) plus anciens ou plus jeunes ont été obtenus respectivement sur une granodiorite non orientée (**355 ± 5,1 Ma**) et une granodiorite orientée (**321,6 ± 4,6 Ma**) de la bande sud.

D'après ces données, il nous semble raisonnable d'encadrer la mise en place de la granodiorite entre 356 et 344 Ma, l'âge à 321,6 Ma pouvant refléter un « rajeunissement ». Notons que les âges K/Ar obtenus sur la granodiorite de Moulins – Les Aubiers – Gourgé sont tout à fait cohérents avec ceux déterminés pour l'intrusion de Coron – Vézins par la même méthode (~ 345 Ma, *cf. supra*).

γ^{3M} . **Monzogranite de grain moyen à fin à biotite**. Cette roche se présente rarement sous forme de boules. Elle est plus leucocrate que la granodiorite et sa teinte à la cassure est plus claire, jaune à beige selon le degré d'altération. Ses meilleurs affleurements se trouvent dans le coin sud-ouest de la feuille, dans les secteurs des Plessis et de l'Augustinière.

La roche montre une texture hétérogranulaire, voire de tendance porphyroïde, avec des phénocristaux de feldspath pouvant atteindre 1 cm ou plus. Des cristaux de biotite, relativement bien formés, se présentent en tablettes hexagonales souvent isolées, et les quartz sont gris ou ambrés.

Sur le territoire de la feuille Bressuire, où il affleure beaucoup plus largement, P. Rolin *et al.* (2004) définissent ce granitoïde comme un monzogranite leucocrate à biotite et notent la régularité de son grain (1-3 mm). Sous le microscope, la roche expose une grande abondance de quartz, feldspath potassique (orthose-microcline) et plagioclase (oligoclase), de biotite, d'un peu

de muscovite primaire et de muscovite secondaire développée aux dépens des feldspaths ou de la biotite.

La composition mésonormative (Cuney *et al.*, 1992) confirme une tendance très leucocrate (proche d'un leucogranite), avec : quartz - 28,6 % ; orthose - 22,1 % ; albite - 29,1 % et An - 5,8 % ; biotite - 7,3 % ; muscovite - 6,2 %, apatite - 0,36 % ; ilménite - 0,17 % et hématite - 0,31 %.

Notons enfin que des analyses chimiques réalisées sur des granites à biotite (*sensu lato*) du massif de Moulins – Les Aubiers – Gourgé (ceci incluant à la fois les granodiorites précédentes et le monzogranite) mettent en évidence un caractère plus ou moins peralumineux, mais des spectres d'éléments traces typiquement calco-alcalins (cf. fig. 10 in Rolin *et al.*, 2004). Entre autres caractéristiques, on peut noter : un fractionnement très marqué entre Terres Rares lourdes et des teneurs plutôt fortes en CaO, Sr et Al₂O₃. De telles caractéristiques sont symptomatiques de magmas acides produits à haute pression (Arth, 1979 ; Barker, 1979). Elles témoignent de la stabilité au résidu de grenat (fractionnement entre terres lourdes) et de l'absence probable de plagioclase (fortes teneurs en Sr). Ceci conduit à envisager une fusion en conditions éclogitiques, en relation probable avec un processus de subduction (continentale ?) (cf. *infra*).

⁴⁰K/⁴⁰Ar. **Leucomonzogranite à biotite et muscovite** (341 ± 5 Ma). D'après les relations de terrain, cette roche représente la manifestation plutonique la plus récente du Massif de Moulins – Les Aubiers – Gourgé. Elle recoupe cartographiquement le monzogranite dans la zone de la Brétonière (coin sud-est de la feuille), et les gneiss migmatitiques dans les secteurs de Sainte-Marie-la-Noue, la Tremblaye ou la Nourière, à la limite avec la feuille Cholet.

La roche est leucocrate, avec une teinte jaune-crème, parfois rosée. La texture est isogranulaire, avec des grains de quartz, feldspaths, biotite et muscovite de 1 à 3 mm. De petites variations sont perceptibles à différentes échelles et portent sur l'abondance relative de biotite et muscovite, cette dernière étant toujours dominante.

La distinction avec les leucogranites associés aux gneiss migmatitiques n'est pas évidente, le principal critère étant l'existence ou non d'une orientation. Toutefois, le leucomonzogranite peut être localement orienté (Le Métour *et al.*, 1989).

Une datation de ce granite par la méthode K/Ar sur muscovite a donné un âge 340,6 ± 4,8 Ma se situant dans la gamme obtenue sur la granodiorite. Ceci justifie le rattachement du leucomonzogranite au même ensemble plutonique. Notons enfin qu'une datation par la méthode U-Th-Pb sur monazite (feuille Bressuire) a permis le calcul de deux âges isochrones : l'un à 372 ± 4 Ma et l'autre à 345 ±

16 Ma (Rolin *et al.*, 2004). Le premier serait à attribuer à un événement supposé antérieur à la fusion.

Filons de quartz

Q. Quartz blanc laiteux. Deux filons de quartz d'extension cartographique sont reconnus sur le territoire de la présente feuille. L'un affleure dans le bord sud de la carte et montre une orientation proche de N120 voisine de celle de l'accident de Cholet – Yzernay, et l'autre se place à la limite entre le microgranite déformé de la bande sud et les Rhyolites du Choletais.

De tels filons s'observent sur le territoire de la feuille Bressuire et recourent tous types de formations. P. Rolin *et al.* (2004) notent qu'ils peuvent être minéralisés en antimoine.

MÉSOZOÏQUE

Seul le coin nord-est de la feuille est concerné par des dépôts du Mésozoïque. Il s'agit de sables glauconieux du Cénomaniens inférieur surmontés de marnes blanches du Cénomaniens supérieur. Ces deux couches traduisent les premiers stades de la transgression du Crétacé supérieur qui est bien exprimée dans tout le bassin de Paris dont la limite formelle passe sur le territoire de la feuille.

Ces dépôts du Crétacé sont d'une part en contact faillé avec le substrat plus ancien sur le reste de la feuille, et d'autre part à une altitude inférieure. L'absence d'indice fiable ne permet pas de savoir si les maximums de transgression du Crétacé supérieur (Turonien et Maastrichtien) ont permis la submersion du territoire de la région, même si c'est vraisemblable : les faciès crayeux des cartes de Saumur et Montreuil – Bellay, plus à l'Est, signalent une mer de la craie relativement profonde et un environnement de dépôt très éloigné de sources en éléments terrigènes. La faille qui limite actuellement ces assises crétacées aurait donc joué *a posteriori*, vraisemblablement au cours du Cénozoïque (compression pyrénéenne à l'Éocène ?).

C1S. Sables argileux fins glauconieux, grès, argiles feuilletées grises, graviers (Cénomaniens inférieur). En fonction des affleurements, on peut identifier divers faciès transgressifs : sables, argiles et/ou graviers de quartz blanc.

Le forage F75-A80 montre la succession suivante, de bas en haut, sur un niveau de roche « saine » du socle :

– 1,40 m environ : argile sableuse violet-noir à grain centimétrique de quartz roulés nombreux ;

- 4,00 m environ : alternance de sables bleu-turquoise en gros bancs de 4 à 5 cm d'épaisseur et de bancs fins d'argile noire ;
- 0,80 m environ : sable grossier gris clair à noir, riche en quartz ;
- 4,40 m environ : argiles sableuses noir-vert ;
- 0,80 m environ : sable vert-noir grossier ;
- 0,40 m environ : argile noir-violet à manganèse ;
- 0,30 m environ : argile grise ;
- 1,40 m environ : argile orange-rouille sableuse granulométrie fine ;
- 2,20 m environ : argile sableuse jaune-vert homogène, granulométrie fine
- 0,50 m : terre végétale.

Ce forage évoque la possibilité de trois séquences faisant alterner des argiles puis des sables. Aucune étude paléontologique de ces formations sur la feuille n'a été réalisée.

Situés en continuité des dépôts la feuille Montreuil – Bellay (Joubert *et al.*, 2000), ces sédiments sont attribués à un ensemble daté du Cénomaniens (sur base paléontologique) qui reposerait sur des altérites du Jurassique et du Crétacé inférieur, développées sur des dépôts sédimentaires et/ou du socle paléozoïque.

c1M. Marnes blanches (Cénomaniens supérieur). Il s'agit d'argiles calcaires (marnes) blanches à beige clair. Leur extension sur la feuille de Vihiers est très limitée (2 km²).

Cette unité est bien mieux connue sur le territoire de la feuille de Montreuil – Bellay (Joubert *et al.*, 2000a-b), où l'on peut voir une couche de 5 à 7 m de marnes sous une calcarénite de plus de 3 m d'épaisseur formant une dalle dure et protectrice des marnes sous-jacentes, tendres et fragiles. Ces marnes sont signalées comme riches en fossiles d'huître de grande taille (*Pycnodonta bauriculata*) du Cénomaniens supérieur.

Ces marnes blanches constituent la base d'une séquence de dépôts rapportée au Cénomaniens supérieur du fait de son contenu paléontologique (Joubert *et al.*, 2000a-b) et qui atteint 21 m d'épaisseur.

CÉNOZOÏQUE

Dans la région, le socle paléozoïque n'est recouvert par aucun témoin d'âge jurassique, sans que l'on puisse confirmer s'il s'agit d'une lacune de dépôt ou un effet de l'érosion. Il en est de même pour le Tertiaire, auquel ou pourrait toutefois attribuer quelques formations résiduelles. Seuls les profils d'altération plus ou moins érodés sont vraiment notables sur le territoire de la présente carte.

Faciès d'altération

Les faciès d'altération ou « altérites » traduisent l'effet de phénomènes supergènes affectant la surface continentale. Deux grands types sont classiquement distingués qu'il a été possible d'individualiser cartographiquement : les isaltérites et les allotérites.

Les « **isaltérites** » (ou « saprolite ») sont des altérites dont il est possible de reconnaître la roche originelle. Les minéraux les plus fragiles (feldspaths ou felspathoïdes) sont en partie pseudomorphosés, mais conservent leur squelette minéral. La roche perd alors en masse et en densité sans perdre en volume. Dans le Massif armoricain, le type le plus fréquent en est représenté par les arènes granitiques.

Les « **allotérites** » traduisent un stade d'altération plus poussé rendant méconnaissable la roche originelle. Les minéraux constitutifs ont disparu par argilisation, avec une perte corrélative de volume. Ce sont souvent des « latérites » à dominante kaolinique. Parfois, les profils sont suffisamment préservés pour montrer des horizons particuliers initialement situés au sommet des profils d'altération : cuirasses ferrugineuses ou « silcrètes ».

Pour la représentation des isaltérites, la teinte de la roche substrat est conservée « abaissée » (éclaircie) avec une étiquette qui garde la nature de la roche initiale exprimée (pour une roche « r » : r \mathcal{A}).

Sur la feuille de Vihiers, la plupart des roches armant les plateaux sont altérées et offrent un faciès de « roche pourrie » ou d'arène qui signale la racine d'au moins un paléosol associé à une paléosurface d'altération en milieu continental et climat humide. Les faciès altérés varient en fonction de la nature de la roche mère.

Les roches grenues (magmatiques ou métamorphiques) vont généralement évoluer vers des arènes, avec des profils d'altération à boules en profondeur, de plus en plus nombreuses et importantes, passant à un horizon de roches simplement fissurées.

Les roches à grain fin, comme les aplites, les quartzites, les quartz filoniens ou les dolérites, forment souvent des chicots de roche apparemment plus saine couvrant la surface. À l'opposé, les roches sédimentaires ou métasédimentaires, comme les schistes ou grauwackes, très sensibles à l'altération, fournissent des altérites de grain fin (limons, argiles) très vulnérables à l'érosion.

Les allotérites sont repérées par une surcharge (points) couvrant la teinte abaissée et en inversant la notation (pour une roche « r » : $\mathcal{A}r$). À ce stade, les

profils argilisés montrent une teinte rose rougeâtre à gris-blanc suivant la quantité d'oxydes de fer.

Les analyses réalisées dans le cadre du présent lever (Maleyx et Ravoux, 2009) ont montré que les allotérites de la feuille Vihiers contiennent en proportions variables trois familles d'argiles : argile kaolinique, smectites et illite. L'argile kaolinique se concentre dans l'horizon le plus près de la surface, considéré comme le plus altéré. De même, ce travail a montré l'hétérogénéité des fractions sableuses (quartz), révélatrices de la grande variabilité des roches mères.

Le report du mur des allotérites sur une image du relief colorée (MNT) (fig. 11, hors texte) met en évidence une décroissance marquée de l'altitude de la base de l'horizon d'altération maximum (de ~ 190 m à 90) vers l'Est, et une « culmination » dans la partie centre-ouest de la carte. Dans le détail, la base des allotérites montre une géométrie très variable : nappant plus ou moins le relief par endroit, ou suivant la pente indifféremment du sens de celle-ci. Une forte montée du front d'altération s'observe au Nord-Ouest où aucune formation allotéritique n'est observée. Sur les granitoïdes du massif de Coron – Vézins, l'altération est effectivement toujours limitée, avec des affleurements nombreux et/ou des boules signalant le toit de la roche « fraîche » (*cf. infra*, fig. 13).

Tertiaire

Rlllg. Grès résiduels en blocs décimétriques rouge à jaune (« Pierre du déluge »). Il s'agit d'une surface plate dans les champs, à 1 km à l'Ouest de Saint-Maurice-la-Fougereuse, près du lieu-dit « la Maison Neuve », vers 127 m d'altitude NGF, où l'on trouve des fragments décimétriques, anguleux, d'un grès fin. Les blocs de grès sont rougeâtres en surface et beige clair à l'intérieur. Les fragments sont remontés par la charrue et mélangés à la terre arable limono-argileuse (altérite remaniée, plus ou moins soufflée en surface). Il n'existe pas de coupe connue dans ces dépôts superficiels, dont l'épaisseur ne semble pas importante (moins de 1 m ?). Rien n'indique en profondeur une organisation ou un litage de dépôts en relation avec ces blocs résiduels remaniés.

À la loupe binoculaire, ces fragments de roches sont des grès fins composés de quartz émoussés millimétriques dans une matrice de grains de quartz émoussés, plus fins (quelques centaines de microns). Il n'apparaît pas de matrice entre ces grains, vraisemblablement suite à une phase d'altération qui a lessivé ces composantes fines et généré une importante porosité.

Les blocs sont très nombreux dans les champs et forment presque un cailloutis. Ils sont recouverts d'un enduit rougeâtre, de 1 à 2 mm d'épaisseur,

plus riche en oxyde de fer autour des grains de quartz par rapport à l'intérieur des fragments où les oxydes de fer sont moins concentrés.

L'âge de cette unité est inconnu, mais il pourrait s'agir de grès altérés issus des dépôts de la transgression du Crétacé supérieur (?). Rien ne permet non plus de dater la phase d'altération qui, au vu de ce qui est plus connu à l'échelle régionale, pourrait couvrir une partie du Paléogène. La destruction de ces grès en fragments est vraisemblablement synchrone de la phase d'altération, l'enduit qui enrobe les fragments étant généralisé à la plupart des facettes. Les gels intenses au Pléistocène ont peu fragmenté ces blocs malgré leur importante porosité et leur fragilité relative.

Rm-IV. Galets de quartz blanc fluviatiles résiduels. Il s'agit d'un cailloutis de galets de quartz de 1 à 1,5 cm de longueur, émoussés blancs à jaune pâle, qui occupe quelques placages sur les plateaux entre 103 m et 110 m d'altitude NGF, à quelques kilomètres à l'Est de Breuil-sur-Argenton. Trois placages différents ont été identifiés avec le même faciès, circonscrits à la partie sud-est de la carte. Les dragées de quartz sont incluses dans une matrice silto-argileuse brune issue du remaniement des altérites des plateaux. Il n'a pas été repéré, dans les sites examinés, de morceaux de silex ou de silcrète parmi les galets.

La dénomination « **Rm-IV** » a été choisie pour être en cohérence avec celle de la feuille adjacente de Montreuil – Bellay (Joubert *et al.*, 2000). Il est possible que l'on soit confronté à un reste d'alluvions anciennes, issues d'un réseau fluviatile aujourd'hui disparu, ou à un des premiers stades de sédimentation quaternaire de l'Argenton, contemporain des périodes froides (contexte périglaciaire) et antérieur à l'enfoncement de la rivière dans la vallée actuelle.

On ne doit pas non plus exclure la possibilité que ces épandages soient une extension latérale vers le Nord du « Cailloutis à dragée de silex et galets de quartz » de la feuille Bressuire (Rolin *et al.*, 2004a-b), daté de façon indirecte de l'Yprésien (Godard *et al.*, 1994).

On ne peut également éliminer l'hypothèse d'une origine résiduelle de ces cailloutis, qui pourraient être issus du démantèlement d'un niveau transgressif de base du Crétacé (maximum transgressif du Turonien ou du Maastrichtien), comme l'évoque également la notice de la feuille Bressuire (Rolin *et al.*, 2004b).

À grande échelle, ces cailloutis se disposent en alignements associés à des axes d'origine tectonique (Chevalier, 1988 ; Camuzard, 2000) : couloirs de dépôts résiduels protégés issus du Crétacé ou sédiments fluviatiles mimétiques d'une paléovallée paléogène initiée par la tectonique (?).

Quaternaire

Le Quaternaire comprend deux types de formation : des formations fluviales (alluvions) et des formations de versant (colluvions *sensu lato*). Les premières se trouvent dans les lits actuels des rivières, pour les plus récentes et sur les plateaux adjacents, pour les plus anciennes. Dans tous les cas, elles sont disposées « à plat » sur une surface qui constituait initialement le toit du substratum sur lequel la rivière coulait. Les secondes s'observent sur les versants et sont déposées le long des pentes.

Fx. Alluvions grossières (Pléistocène). Il s'agit d'alluvions grossières constituées principalement de galets de quartz et de roches dures régionales (gneiss, micaschistes, granite...), qui se sont mises en place lors des phases glaciaires du Quaternaire. Sur le territoire de la présente feuille, leur extension à l'affleurement est très réduite, limitée à la vallée du Layon en amont de Cléré-sur-Layon. Néanmoins, on les retrouve çà et là en affleurements ponctuels.

Ces alluvions sont en position latérale par rapport aux alluvions de fond de vallée, mais les conditions d'affleurement ne permettent pas de savoir si cet ensemble de dépôts est simple, au-dessus du niveau actuel, ou complexe et en partie en relation avec le fond de vallée actuelle. Les matériaux sont généralement frais et peu altérés.

Le faciès grossier signe l'origine périglaciaire de ces alluvions. Leur mise en place est à rattacher à la seconde partie du Pléistocène moyen, vraisemblablement entre -300 000 et -100 000 ans, mais il n'est pas exclu qu'une partie soit liée à une glaciation du pléistocène supérieur.

FCz. Alluvions et colluvions de fond de vallées sèches (Holocène). Il s'agit de dépôts fins (argiles et silts) déposés dans les fonds de vallées sèches ou à écoulement intermittent. Ces dépôts proviennent de l'érosion des sols, active depuis le début de l'interglaciaire actuel. Ils recouvrent généralement des dépôts périglaciaires de versants (« heads ») issus de processus de solifluxion aux périodes froides du Pléistocène.

L'absence de ruisseau permanent explique pourquoi ces dépôts fins ne sont pas encore structurés au point de constituer un véritable prisme alluvionnaire. Leur nature et leur position, en relation avec la topographie et les écoulements actuels, situent leur âge à l'holocène. Leur épaisseur est souvent inférieure à 1 m.

Fz/Fy. Alluvions fines (Holocène - Fz) sur alluvions grossières (Pléistocène supérieur - Fy). Il s'agit des alluvions situées dans les fonds de vallées des rivières permanentes. Les alluvions fines, qui déterminent l'existence du fond plat des thalwegs, sont composées d'argiles et de silts entraînés par

ruissellement et issus de l'érosion des altérites et limons éoliens de l'interglaciaire actuel (< 10 000 ans, Holocène), localisés sur les plateaux.

Ces alluvions masquent et fossilisent des alluvions grossières déposées sur le substratum des fonds de vallées, dans l'état où elles étaient à la fin de la dernière glaciation (Weichsélien, Pléistocène supérieur).

Leur mise en place traduit les débâcles de printemps succédant aux périodes glaciaires, liées à un dégel partiel des sols provoquant un afflux d'eau important et des dépôts de versant de nature diverse (« heads »). Les particules fines sont alors éliminées vers l'aval (suspension, turbidité), tandis que les particules grossières (cailloux) sont déplacées par saltation en s'émoussant par frottement pour former des galets. Ces dépôts grossiers peuvent être représentés par des sables grossiers lorsqu'ils sont alimentés par des arènes granitiques.

Sur les rares affleurements visibles, l'épaisseur totale de ces alluvions avoisine 1 m, la partie fine (holocène) pouvant atteindre 0,80 m.

X. Remblais anthropiques divers. Les remblais courants (X) sont des « levées de terre » (mélanges de formations superficielles le plus souvent), suite à des terrassements par grattage des formations superficielles disponibles immédiatement sur le site concerné.

Le plus souvent, la partie visible est un mélange de terre et de cailloux ou blocs de roches issus du déplacement de matériaux d'origine locale. Sur le territoire de la présente carte, hormis quelques remblais récents de soubassement de voirie, la plupart des remblais sont des levées de terre anciennes (Moyen-âge et/ou plus récentes ?) à usage de barrages retenant des étangs artificiels dans les fonds de vallées.

Tout terrassement ou construction dans ces remblais doit être effectué avec précautions : leur tenue géotechnique peut être très variable (et parfois très médiocre) et leur nature chimique parfois surprenante, notamment s'il s'agit d'anciennes décharges.

CONDITIONS DE FORMATION DES ENTITÉS GÉOLOGIQUES

LA SÉRIE DES MAUGES : UNE UNITÉ BRIOVÉRIENNE AU SEIN DU DOMAINE VARISQUE

Environnement de mise en place

L'âge à 591 Ma obtenu sur le filon rhyolitique recoupant les Schistes des Mauges rattache cette série au Briovérien inférieur. Cet âge est quasi-similaire à

celui obtenu sur les métavolcaniques de la Formation de Lanvollon (Égal *et al.*, 1996), localisée au cœur du domaine cadomien de Bretagne nord, et dont l'affinité géochimique (signature de tholéiites continentales) (Cabanis *et al.*, 1987 ; Égal *et al.*, 1996) est très comparable à celle notée pour la Formation de Beaupréau (*cf. supra*). Cette signature suggère une évolution distensive du domaine cadomien (élargi aux Mauges) à cette époque, avec toutefois des indices concomitants d'un régime de subduction océanique. Il s'agit en particulier des signatures clairement « orogéniques » des filons rhyolitiques, sur le territoire de la présente feuille (*cf. supra*) et de l'affinité calco-alcaline des volcanites basiques de la Formation de Paimpol, en Bretagne nord (Auvray, 1979 ; Cabanis *et al.*, 1987).

Vers 590 Ma, le domaine cadomien armoricain semble donc constituer un arc volcanique évoluant en régime extensif, en liaison avec le fonctionnement d'une zone de subduction que l'on peut supposer s'être trouvée quelque part vers le Nord, si on considère la polarité apparente enregistrée dans l'arc cadomien (Auvray, 1979 ; Cabanis *et al.*, 1987 ; Chantraine *et al.*, 2001).

À l'échelle de ce domaine, cette évolution se traduit par une sédimentation d'un type immature, largement issue du remaniement des produits volcaniques juvéniles constitutifs de l'arc cadomien (Dabard, 1990 ; Denis et Dabard, 1988). En revanche, en allant vers le Sud, les sédiments de Bretagne centrale réputés briovériens montrent une composition plus évoluée, caractéristique d'une source continentale (Denis et Dabard, 1988). Ceci est cohérent avec l'âge paléozoïque, et par conséquent post-cadomien, désormais admis pour ce domaine (Guerrot *et al.*, 1992).

Le report, dans le diagramme CaO vs. Na₂O (fig. 12), des sédiments terrigènes des deux domaines illustre clairement ce contraste génétique. La discrimination est quasi-totale, avec un décalage des sédiments juvéniles vers des teneurs en CaO et Na₂O élevées, ceci caractérisant une faible altération de la phase feldspathique. Dans ce schéma, les Schistes des Mauges s'inscrivent totalement dans le domaine juvénile, montrant une répartition assez comparable à celle des roches briovériennes de l'arc cadomien, mais avec une prédominance de termes fortement calciques.

Deux autres séries d'analyses ont été reportées pour comparaison : 1) les micaschistes et gneiss plagioclasiques du « dôme » de Plouguenast, considérés comme de possibles témoins d'un soubassement briovérien en Bretagne centrale (Saunier, 1986 ; Georget, 1986) ; 2) un micaschiste de l'unité métamorphique de Cirières (Rolin *et al.*, 2004), qui occupe une position assez comparable aux Schistes des Mauges au sein du Haut Bocage vendéen (Chantraine *et al.*, 1996). On notera l'excellente analogie entre ces analyses et celles des Schistes des Mauges et, *a contrario*, leur très nette différence avec les métasédiments du « Briovérien » de Bretagne centrale.

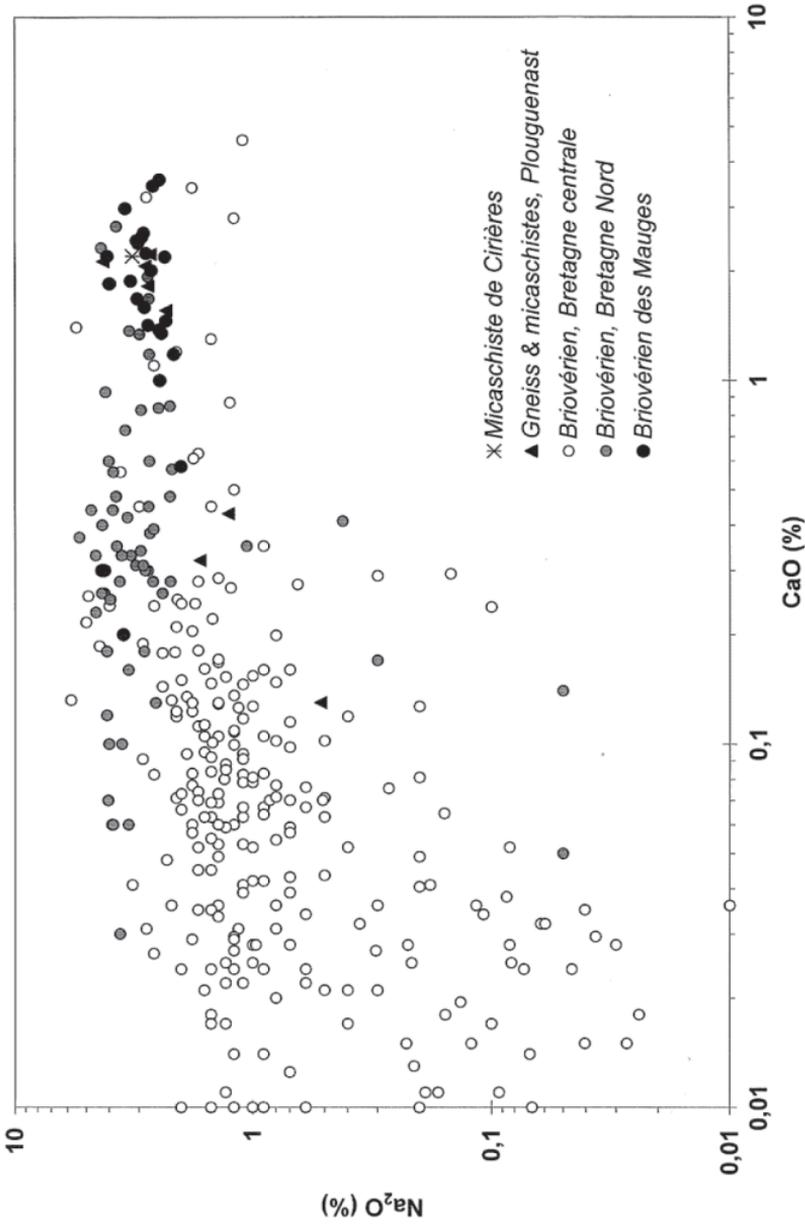


Fig. 12 - Diagramme CaO vs. Na_2O pour un ensemble de roches sédimentaires du Massif Armoricain (références dans le texte) et comparaison avec les schistes des Mauges

Évolution tectonométamorphique

Les Schistes de Mauges sont recouverts en discordance par la série volcano-sédimentaire cambrien moyen du Choletais (Cavet *et al.*, 1966). Cette disposition des terrains est également démontrée par :

- 1 - l'existence de filons rhyolitiques non déformés recoupant les schistes à l'emporte-pièce (Joubert *et al.*, 2000) ;
- 2 - la présence d'enclaves déformées et cornéifiées de schistes dans un pluton non déformé d'âge cambrien moyen localisé au Nord du massif de Cholet – Thouars (granodiorite de la Mouclerie $\sim 521 \pm 7$ Ma ; Thiéblemont *et al.*, 2001) ;
- 3 - la présence de schistes cornéifiés au contact du Microgranite de Thouars (Joubert *et al.*, 2000).

La déformation anté-cambrien moyen (phase D₁) sur le territoire de la présente feuille a produit une schistosité de flux majeure en conditions épizonales (faciès schistes verts). Nous n'avons jamais observé d'indices d'un métamorphisme antérieur de degré plus élevé, néanmoins, à l'échelle du Domaine des Mauges, des conditions mésozonales ont été atteintes (Wyns et le Métour, 1979). L'âge de cette déformation est encadré entre ~ 590 et 520 Ma, ce qui recouvre deux phases majeures au sein de l'arc cadomien (Chantraine *et al.*, 2001) : 1) l'une précoce vers 570 Ma ; 2) l'autre tardive vers 540 Ma. Dans l'état actuel des connaissances, il est impossible d'attribuer la déformation des Schistes des Mauges à l'une ou l'autre de ces phases.

Postérieurement au Cambrien, les Schistes des Mauges ont été (re)plissés (phase D₂), et cette déformation a affecté la surface majeure préexistante que représentait la schistosité de flux « cadomienne ». Cette phase varisque, probablement contemporaine du fonctionnement de l'accident de Cholet – Yzernay (*cf. infra*) est à l'origine de la disposition actuelle des schistes en plis de toutes échelles déversés vers le NNE (fig. 3). De façon caractéristique, les axes de plis, de direction ESE-WNW et à faible plongement vers l'ESE, apparaissent confondus avec la linéation d'étirement associée au cisaillement de Cholet – Yzernay. Cette phase de déformation s'est donc vraisemblablement produite dans un contexte transpressif, la remontée du compartiment sud le long de l'accident s'étant accompagnée d'une compression dans le compartiment nord.

LE BASSIN VOLCANO-SÉDIMENTAIRE CAMBRIEN MOYEN

Dynamique du volcanisme choletais

Une caractéristique essentielle du magmatisme cambrien des Mauges (Rhyolites du Choletais et Microgranite de Thouars) est son caractère très

majoritairement acide, et même souvent très acide. Il s'y ajoute que ce magmatisme représente un volume sans doute très important, si l'on en juge par son extension géographique, mais néanmoins difficile à estimer de façon précise.

La mise en place du complexe volcano-plutonique semble avoir opéré en deux phases majeures :

1 - émission des rhyolites relayant la formation du bassin et le dépôt d'une série sédimentaire réduite (conglomérats, grès, pélites) ;

2 - ré-intrusion de la suite volcanique, par résurgence des magmas acides dans sa partie sud-est et le long de ces bordures nord et sud (apophyses microgranitiques).

Cette chronologie est déduite de l'existence de panneaux de laves cornéifiées au sein du microgranite (Joubert *et al.*, 2000) et du passage souvent assez tranchée entre rhyolites et microgranites sur le territoire de la présente carte. L'absence d'intercalations sédimentaires, dans la suite volcanique, suggère une émission rapide. Considérant l'indication paléontologique (Paradoxides) d'un âge cambrien moyen ($\sim > 520$ Ma) pour la série sédimentaire et l'âge radiométrique à 517 Ma obtenu sur le microgranite, on est conduit à considérer cette mise en place comme très rapide, et en tout état de cause, d'une durée maximum de moins de 10, voire 5 Ma.

Le complexe filonien rhyolitique à granophyrique très dense recoupant les Schistes des Mauges dans la partie orientale de la présente carte, et au-delà, sur le territoire de la feuille Montreuil – Bellay (Joubert *et al.*, 2000), correspond vraisemblablement à un système d'alimentation de l'épisode rhyolitique. Ce système se suit tout au long de la bordure nord du massif volcanique, mais il s'estompe vers l'Ouest. Apparemment, il disparaît totalement vers le Nord, puisque qu'aucun filon n'existe dans la partie nord de la présente carte et au-delà, sur la presque totalité du territoire de la feuille Thouarcé (Blaise *et al.*, 1985). On peut ainsi envisager que ce système alimentait le volcanisme par le Nord, les émissions envahissant un bassin ouvert au Sud.

Le quasi-synchronisme entre sédimentation et volcanisme, permet d'envisager que ce bassin serait de type volcano-tectonique. Un exemple récent est fourni par la dépression de Taupo – Rotorua (Nouvelle Zélande), dans laquelle deux kilomètres de produits volcaniques principalement rhyolitiques ont été émis en moins de 1 Ma à partir d'un ensemble de centres volcaniques alignés sur une distance d'environ 200 km (Cole, 1984).

Pétrologie et environnement géodynamique

Les caractéristiques géochimiques du magmatisme du Choletais ont amené divers auteurs (Le Métour et Bernard-Griffiths, 1979 ; Thiéblemont, 1988) à l'interpréter comme le témoignage d'une zone en distension en contexte intracontinental. L'environnement distensif est suggéré à la fois par l'agencement global du complexe volcano-plutonique (*cf. supra*) et par les caractères pétrologiques des magmas acides, de type « Low-Al – High-Yb » (Arth, 1979 ; Barker, 1979). Un contexte intracontinental est cohérent avec l'affinité tholéiitique continentale des magmas basiques, qui témoignerait de la présence d'un manteau lithosphérique de type sous-continentale à l'aplomb de la zone volcanique, et par le processus de contamination affectant les magmas acides (Thiéblemont, 1988).

Un modèle classiquement invoqué pour la production de tels volumes de magmas acides en contexte distensif envisage une remontée de magmas basiques au sein d'une croûte fortement amincie (Cole, 1984). La contraction des isothermes consécutive à l'amincissement engendrerait une fusion de la base de la croûte, favorisée par l'injection des magmas basiques. L'hypothèse d'une contamination/fusion crustale à relativement basse pression, dans le cas des magmas acides choletais, est cohérente avec leur rattachement au type « Low-Al – High-Yb », dont le caractère à la fois alumineux et peu fractionné en Terres Rares lourdes indique que la fusion opère dans les conditions de stabilité du plagioclase, mais hors du champ du grenat (Arth, 1979 ; Barker, 1979).

Une évolution distensive du Massif armoricain au Cambrien moyen est reporté dans différents domaines d'âge cambrien, principalement localisés en Normandie (Chantraine *et al.*, 1996), et dont certains présentent un intense volcanisme acide d'origine et de mode de mise en place (Le Gall, 1993) très comparables à celui du Choletais. Ajoutons qu'on ne peut exclure que le vaste domaine sédimentaire de Bretagne centrale soit également d'âge cambrien (Guerrot *et al.*, 1992).

Ces différentes informations donnent une image encore imparfaite de l'évolution géodynamique cambrienne du Massif armoricain. Dans son cadre global, cette période est à la fois post-orogénique, car consécutive à la convergence cadomienne, et pré-orogénique, car antérieure à la convergence varisque. Localement, son évolution tectonique est clairement distensive, mais le magmatisme y conserve des indices de processus de convergence : nature andésitique des termes peu différenciés des suites volcaniques de Normandie (Le Gall, 1993), affinité calco-alcaline d'un pluton d'âge Cambrien voisin du Complexe de Cholet – Thouars (Joubert *et al.*, 2000).

Ces remarques posent une question majeure : celle de la distinction effective du Cadomien et du Varisque en deux cycles distincts. Selon un modèle

classique, chacun de ces orogènes comporterait son propre « cycle de Wilson », fait de la succession de processus d'extension, océanisation, subduction, collision, aboutissant à l'édification d'une chaîne de montagne, puis son érosion.

Un modèle alternatif consiste à considérer que le Massif armoricain aurait constitué une « zone mobile » tout au long du Néoproterozoïque supérieur, puis du Paléozoïque. Cette zone mobile, située sur la marge nord du Gondwana, aurait évolué par une succession d'épisodes d'extension et de compression, dans un régime global de convergence induit par la subduction vers le Sud d'un océan (Iapetus) situé au Nord (Noblet et Lefort, 1990).

OROGENÈSE VARISQUE : TECTONIQUE EN DÉCROCHEMENT ET PLUTONISME ASSOCIÉ

L'âge varisque d'une partie de la déformation affectant le domaine des Mauges est indiqué par le fait qu'elle affecte des terrains paléozoïques (Cambrien moyen). Cette déformation est relativement simple et d'axe structural majeur E-W à SE-NW. Dans les Schistes des Mauges, elle se traduit par un replissement d'une schistosité majeure préexistante (« cadomienne ») selon des plis déversés vers le Nord ou le Nord-Est. Dans la série cambrienne, elle montre un gradient croissant vers le Sud, avec un simple basculement des couches associé à une schistosité fruste, sur la bordure nord du massif volcanique, qui passe à une schistosité de flux, puis à une foliation mésozonale, associée à une forte linéation faiblement inclinée vers l'ESE, à l'approche de l'accident de Cholet – Yzernay. Il s'y ajoute une zone particulière, circonscrite à la partie nord-ouest du massif, où les foliations moulent le pluton de Coron – Vézins, lui-même déformé et fortement allongé selon un axe subméridien.

Dans les différents « segments » structuraux, la déformation varisque apparaît unique. Au Sud, elle peut être datée d'après l'âge des granitoïdes syntectoniques jalonnant l'accident de Cholet – Yzernay, et cet âge est carbonifère inférieur (~ 340-350 Ma) (Rolin *et al.*, 2004 ; 2008). Significativement, cet âge est également celui de l'intrusion de Coron – Vézins, dont les caractères structuraux suggèrent une mise en place dans le cours d'un épisode de déformation.

Ces données nous conduisent à considérer que la déformation varisque du Domaine des Mauges serait intervenue au Viséen, en liaison avec le fonctionnement dextre du cisaillement de Cholet – Yzernay, et qu'elle se serait accompagnée de l'intrusion de granitoïdes calco-alcalins (Coron – Vézins) à peralumineux (massif de Moulins – Les Aubiers – Gourgé).

Au Sud, le domaine de La Tessoualle aurait subi une évolution plus complexe et plus précoce, dont la culmination se serait située au Dévonien, accompagnée

d'un métamorphisme de haute température responsable d'une anatexie (migmatisation) (Rolin *et al.*, 2004).

À un stade tardif de cette évolution, ce « bloc » aurait coulissé le long d'un autre bloc (Mauges) situé plus au Nord, pour atteindre sa position actuelle au contact d'un domaine épimétamorphique. L'inclinaison de quelques degrés vers l'ESE de la linéation d'étirement liée à l'accident de Cholet – Yzernay explique que par un simple mouvement dextre, le domaine « chaud » méridional ait pu arriver au contact du domaine « froid » septentrional. Le métamorphisme mésozonal (faciès amphibolite) prograde (Thiéblemont, 1988) enregistré par les microgranites adjacents à l'accident, et qui s'atténue rapidement vers le Nord, peut être considéré comme la conséquence de l'arrivée des terrains chauds profonds contre les terrains froids superficiels. L'inclinaison et la direction de la linéation le long de l'accident sont également cohérentes avec les axes de plis mesurés au sein des Schistes des Mauges. Ce plissement traduirait l'existence d'une contrainte compressive induite par l'accident dans le bloc nord.

Globalement, l'évolution structurale et métamorphique du Domaine des Mauges serait la conséquence d'un phénomène de collision entre deux blocs accommodée par un coulissage ascendant de l'un d'eux le ramenant vers la surface. Ce phénomène serait assez tardif dans l'évolution varisque, puisque postérieur à une phase majeure responsable d'un fort échauffement préalable du bloc profond (migmatisation du Domaine de La Tessoualle). À l'évidence, ces processus se sont déroulés en contexte de convergence de plaques, voire même de subduction océanique si on considère la nature calco-alkaline et relativement peu différenciée du pluton de Coron – Vézins. L'hypothèse d'une persistance possible d'une subduction océanique jusqu'au Carbonifère inférieur sous le Massif armoricain n'est pas incompatible avec l'existence d'éclogites d'âge dévonien supérieur (~ 360 Ma) au sein des domaines métamorphiques profonds (*cf.* Ballèvre *et al.*, 2009). En l'occurrence, cet âge a été obtenu sur une éclogite de l'unité de Champtoceaux, au contact direct du Domaine des Mauges, et désormais interprétée comme un dôme structural « perçant » les Schistes des Mauges (Ballèvre *et al.*, 2009). Cette disposition tendrait effectivement à favoriser l'interprétation de cette région comme une zone de « suture » au sein de l'orogène varisque armoricain (Ballèvre *et al.*, 2009). La question est néanmoins de savoir si un large domaine océanique a effectivement disparu le long de cette suture et si les blocs situés de part et d'autres étaient effectivement des continents ou fragments de continents différents. Ceci renvoie à la question posée plus haut sur l'évolution globale du domaine nord-gondwanien au Paléozoïque.

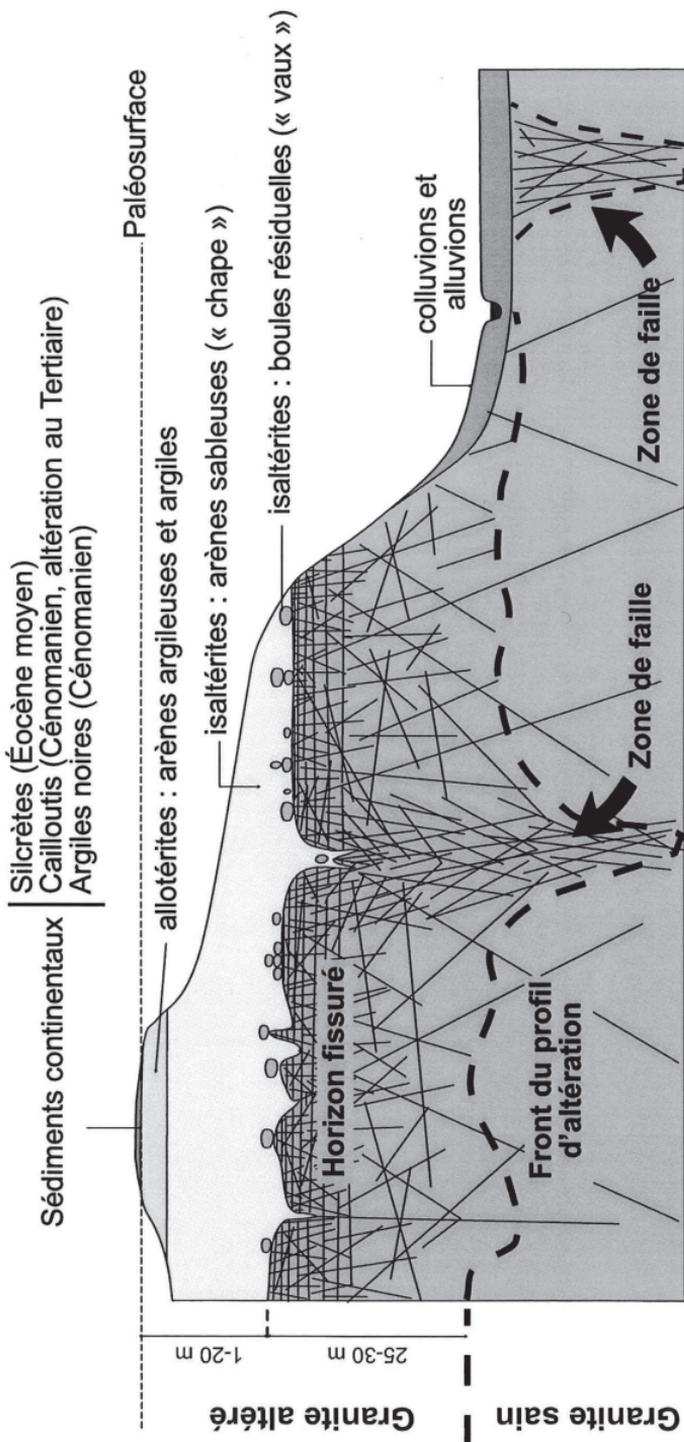


Fig. 13 - Allure schématique d'un profil d'altération sur roche magmatique grenue acide (Rolin et al., 2004)

GÉODYNAMIQUE RÉCENTE

MÉSOZOÏQUE ET TERTIAIRE

À l'issue de l'orogénèse varisque, le Massif armoricain est définitivement constitué en domaine continental stable dont les reliefs initiaux (« chaîne varisque ») vont être soumis à l'érosion. Il est vraisemblable qu'une zone arasée (pénéplaine ?) existe dès le Permien. Ensuite, il est à ce jour impossible de déterminer avec certitude les épisodes de transgression marine qui ont affecté le soubassement armoricain.

La principale activité géologique perceptible sur le territoire de la présente carte durant le Mésozoïque et le Cénozoïque est le développement d'épais profils d'altération.

Au Sud-Ouest, sur la feuille Bressuire, P. Rolin *et al.* (2004-b) signalent des argiles noires continentales du Cénomaniens recouvrant des profils d'altération épais couvrant les stades initiaux d'altération en profondeur (chloritisation des biotites), jusqu'aux isaltérites (niveaux à kaolin) en surface (Wyns, 2003 ; 2004). Au Sud-Est, sur la feuille Montreuil – Bellay, J.-M. Joubert *et al.* (2000a-b) signalent des niveaux du Jurassique inférieur en partie altérés et résiduels dans les altérites (sédiments détritiques à l'Hettangien notamment).

De ces données, les auteurs déduisent la constitution d'épais profils d'altération au cours du Crétacé inférieur (et peut-être à divers moments du Jurassique) et puis du Paléogène. Les profils classiquement décrits dans le Massif armoricain (fig 13) sont de type latéritique, éventuellement associés à des formations pédogénétiques (silcrètes) et en relation avec des systèmes fluviaux drainant les anciennes paléosurfaces. Ceux-ci étaient vraisemblablement de larges oueds faiblement incisés courant sur une paléosurface complexe déjà décrite par C. Klein (1963 ; 1974) et identifiée sur toute la région par les travaux de R. Wyns (Wyns, 1991, 1996, 2001, 2002, 2003 ; Wyns *et al.*, 1998a-b ; Wyns *et al.*, 2002, 2003).

Sur le territoire de la présente feuille, la forte variabilité de l'altitude du mur du niveau d'altération maximum (fig. 11, hors texte) suggère une histoire complexe : superposition de paléosurfaces d'âges différents et/ou mouvements verticaux différentiels susceptibles de porter une même paléosurface à des altitudes différentes.

Faute de datation des altérites, on ne peut toutefois exclure que ces variations puissent refléter l'irrégularité de la surface soumise à l'érosion. On peut également noter que l'histoire périglaciaire récente a induit une profonde incision du relief révélant près d'une trentaine de mètres de roche saine dans les vallées les plus encaissées (vallée de l'Argenton en particulier). La puissance de

ce phénomène érosif se retrouve dans des formations alluviales à gros blocs marquant le débouché des rivières sur les formations sédimentaires du bassin de Paris (feuille Montreuil – Bellay ; Joubert *et al.*, 2000).

Outre les altérites, quelques terrains réduits semblent pouvoir être attribués au Cénozoïque.

Le champ des grès résiduels (« Pierre du déluge » - Rillg) montre à l’affleurement, le résidu d’un dépôt de grès très altérés, fragmentés et visiblement à la fois très corrodés (très poreux) et avec des traces de percolations d’oxydes de fer.

Aucun élément diagnostic de son origine n’a pu être identifié à ce jour.

Année hydrologique (d’octobre à septembre)	Précipitations annuelles brutes (mm)	ETP annuelle (mm)	Pluies efficaces (calculées au pas de temps décadaire, en mm)	Recharge de l’aquifère (calculée au pas de temps décadaire, en mm)
2000-01	941.1	773.2	573.5	285.5
2001-02	686.8	773.5	280.9	79.1
2002-03	690.1	873.9	335.9	138.6
2003-04	740.1	848.5	395.2	158.7
2004-05	353.4	871.2	186	22.6
2005-06	718.7	912.9	399.8	113.1
2006-07	864.5	777.5	358.5	215.1
2007-08	650.8	788.2	295.9	55.8
2008-09	554.4	844.3	255	42.8
2009-10	667.2	879.8	349.3	139.4
Moyenne	686.7	834.3	343.0	125.1

Tabl. 3 - Calcul annuel des pluies efficaces et de la recharge de l’aquifère, bassin versant du Layon

Plusieurs hypothèses sont possibles :

– un épandage fluvial de sables déjà très érodés, provenant plus probablement du centre du bassin de Paris que des arènes granitiques locales, et représentant les traces d’un drainage au cours du Cénozoïque (Godard *et al.*, 1994 ; Chevalier, 1988 ; Camusard, 2000) ;

– le résidu (dissolution des carbonates) d’un dépôt du Crétacé supérieur initialement présent à la verticale du lieu (Rolin *et al.*, 2004b). Superposés à ce phénomène, les oxydes de fer présents en enduits et dans les fissures des blocs incitent à penser que les roches auraient subi une altération latéritique à un moment de leur histoire qui pourrait être Paléogène ;

– enfin, on ne peut supprimer totalement l’hypothèse d’un épandage résiduel plus récent, de fragments de roches sédimentaires ou de formations superficielles anciennes, démantelées par le gel et l’érosion durant une période froide du début du Quaternaire (Pléistocène inférieur ?), antérieurement au creusement des vallées.

Il en est de même pour les restes de galets (Rm-IV) qui peuvent traduire divers types d'histoire géologique :

- un reliquat d'une séquence sédimentaire grossière au sein de la série crétacée marine, et dont il ne resterait que les galets, la matrice carbonatée ayant disparu par dissolution ;
- un dépôt fluviatile issu du démantèlement des reliefs du Massif central épandu sur la paléosurface « Tertiaire » et qui ne subsisterait qu'à l'état de lambeaux ;
- un dépôt grossier issus des débâcles d'une période froide du Quaternaire, antérieur au « défonçage » de la paléo-surface « Tertiaire ». Selon un tel scénario, cet épandage résiduel serait d'âge Pléistocène inférieur, hypothèse *a priori* peu vraisemblable dans le contexte régional.

Ces diverses hypothèses achoppent sur la difficulté de dater précisément ces formations résiduelles. De plus celles-ci sont fortement dégradées et c'est dans cet état altéré différent de la lithologie initiale qu'on peut les observer. À ce stade des connaissances, la nature originelle de ces formations est donc largement incertaine.

QUATERNAIRE

Vers la fin du Pliocène, à -2,4 Ma, s'installe la première grande glaciation de l'hémisphère nord (dite prétiligienne), dont on connaît les effets sur la sédimentation en plusieurs points de Normandie et de Bretagne (Lautridou, 1985). Dès cette époque, les périodes froides se caractérisent, dans le Massif armoricain, par des climats périglaciaires qui génèrent des dégels massifs au printemps et permettent des mouvements lents sur les versants (gélifluxion, solifluxion, coulées...).

À chaque période glaciaire, des volumes considérables d'eau sont immobilisés sous forme de glace (extension et épaissement des glaciers sur les massifs montagneux et surtout des inlandis aux pôles) ; par contrecoup, le niveau des mers s'abaisse de plus de 100 m lors des phases de froid maximum. Les abaissements du niveau de base des fleuves consécutifs aux glaciations successives modifient le profil d'équilibre des vallées ; celles-ci se creusent un peu plus à chaque glaciation. C'est ainsi que se forment les terrasses fluviales étagées au sein des vallées, qui convergent vers la base et ont contribué à son façonnement.

Peu à peu, cette dynamique périglaciaire de versant décape partiellement les formations superficielles antérieures ou les niveaux meubles, tandis que le gel-dégel fracture la roche et décompacte les formations anciennes consolidées. Les formations de versant, saturées d'eau lors de ces courtes périodes de printemps, permettent l'existence de rivières alors capables de transporter et d'éroder tous

types de roches sous forme de galets de plusieurs centimètres. Ces dépôts vont peu à peu s'accumuler au large, au bord de la plate-forme atlantique. Lors des interglaciaires, cette dynamique est stoppée tandis que le niveau marin remonte ; le fond des rivières se recouvre alors d'alluvions fines.

Au début du Quaternaire se produisent plusieurs périodes de glaciation, s'accompagnant de fortes régressions marines, séparées par des périodes interglaciaires à climats tempérés et haut niveau marin. Le Quaternaire s'achève par l'actuelle phase interglaciaire de l'Holocène (*cf.* Courbouleix *in* Le Goff *et al.*, 2009). La dynamique qui existe depuis 2,5 Ma (périodes froides très érosives et interglaciaires aux paysages tempérés plus stables) se poursuit en s'accroissant il y a environ 1 Ma. Les maxima de froid sont intenses et très secs : les loëss apparaissent à cette période, entre 1 Ma et 800 000 ans approximativement, le long de la façade de la Manche et plus au Sud, sous forme de soufflages limités et locaux des altérites de surfaces remaniés par la cryoturbation.

L'Holocène, interglaciaire actuel, montre ce qu'ont pu être les interglaciaires précédents : des rivières de faible énergie à fond de vallée plat limoneux, des dépôts de matériaux fins éliminés dès le début de la glaciation suivante. Une inconnue importante subsiste : entre les niveaux marins du Pliocène chaud, marqués par les sables rouges des rias, et le niveau actuel, on constate un étagement des niveaux dont il reste difficile de décrire le moteur : bombement tectonique de l'Europe de l'Ouest ou variation de la taille du bassin océanique entraînant une baisse eustatique générale ?

Bien que très mal connu, le début des périodes froides est marqué par le maintien de rivières serpentant sur la topographie héritée de la fin du Néogène non glaciaire. Un déséquilibre vraisemblablement d'origine tectonique globale provoque l'enfoncement brutal et rapide des vallées. S. Bonnet (Bonnet, 1998 ; Bonnet *et al.*, 2000) propose un tel épisode vers 800 000 ans, mais l'absence de datation fiable réalisée sur divers sites ne permet aucune affirmation. Cette phase a pu intervenir dès la fin du Pliocène froid ou le début du Pléistocène. Ces vallées entaillées ne deviendront rias dans leur partie soumise aux influences marines, que lors des interglaciaires (période ou le niveau de la mer remonte).

SYNTHÈSE GÉODYNAMIQUE RÉGIONALE

La région couverte par la carte, et en particulier le Domaine des Mauges qui en constitue la surface de loin la plus étendue, a enregistré une histoire géologique s'étendant du Néoprotérozoïque supérieur (Briovérien) au Quaternaire.

Les terrains les plus anciens, de nature terrigène à localement volcanique, se sont mis en place au Néoprotérozoïque supérieur, en liaison probable avec un vaste domaine d'arc et bassin arrière-arc constituant l'essentiel des terrains

cadomiens du Massif armoricain. Les sédiments des Mauges dérivait du démantèlement sur place d'un arc volcanique voisin, s'accumulant à la faveur d'une subsidence caractéristique d'un domaine de bassin. Il est possible que ce bassin s'étendait plus au Sud, voire sur une large partie de l'actuel orogène varisque.

Entre le Briovérien et le Cambrien moyen, la série volcano-sédimentaire des Mauges a subi une déformation accompagnée du développement d'une schistosité de flux en contexte méso- à épizonal. Cet événement tectono-métamorphique peut être attribué à l'orogénèse cadomienne, sans qu'il soit possible d'aller plus avant dans une corrélation avec les terrains briovériens de Bretagne nord.

Au Cambrien moyen, le Domaine des Mauges va être soumis à une tectonique extensive corrélative d'une phase de magmatisme acide particulièrement intense. Un bassin va s'ouvrir permettant le dépôt d'une épaisseur limitée de sédiments terrigènes, partiellement issus du démantèlement des schistes, rapidement relayés par des émissions pyroclastiques rhyolitiques à localement dacitiques. Ce volcanisme, issus de centres d'émission situés sur la bordure nord du bassin, va aboutir à la constitution d'une pile lithologique probablement kilométrique à bi-kilométrique au sein du bassin, dans un intervalle de temps maximum de l'ordre de 5 Ma. À un stade ultérieur, une résurgence des magmas acides va intervenir dans la partie sud-est du complexe, aboutissant à la mise en place d'un ensemble de microgranites très homogènes, ponctués de quelques injections synmagmatiques locales de magma basique.

Le contexte global d'évolution de ce bassin est celui d'un segment de croûte continentale largement juvénile (arc cadomien), situé sur la marge septentrionale du Gondwana, soumis à une extension probablement localisée le long de quelques corridors situés en Normandie, Vendée, voire en Bretagne centrale. Une relation entre cette dynamique est une éventuelle subduction située plus au Nord n'est pas exclue.

Après cette distension, le Domaine des Mauges semble rester relativement stable, sans évidence de dépôts de sédiments paléozoïques d'âge postérieur au Cambrien. Vers 350 Ma, il est engagé dans l'orogénèse varisque qui provoque son accolement avec un domaine profond préalablement enfoui, métamorphisé et déformé durant une phase précoce (dévonienne) de cette orogénèse. Cet accolement opère par remontée des terrains profonds le long d'un cisaillement dextre et provoque la déformation et la recristallisation des terrains superficiels proches de l'accident. À plus grande échelle, ce coulisement de blocs opère dans un régime de compression, responsable de plissement des schistes et roches cambriennes du Domaine des Mauges. Le contexte global est convergent, induisant la production de magmas « orogéniques » intermédiaires à acides, avec existence possible d'une subduction océanique à l'origine de magmas

basiques à mésocrates calco-alcalins. Un tel magma s'intrude vers 345 Ma au sein même du domaine des Mauges, se différenciant près de la surface et se déformant avec son encaissant en réponse au régime décrochant.

À l'issue de cette phase majeure, aucun événement tectonique significatif en lien avec l'orogénèse varisque ne semble affecter le Domaine des Mauges.

Telle qu'on peut la lire actuellement sur le territoire de la carte Vihiers, l'histoire géologique ne semble reprendre qu'au Crétacé supérieur, s'accompagnant du dépôt, directement sur les roches cristallines, de sédiments marins. Néanmoins, entre le Carbonifère et le Crétacé, la région a subi une érosion aboutissant sans doute à la constitution d'une aire continentale arasée (pénéplaine ?). Quelle épaisseur de croûte a été érodée ? Sans doute assez peu si l'on considère le faible degré (voire l'absence) de métamorphisme des roches du Cambrien moyen. Durant toute leur histoire géologique, ces roches sont restées près de la surface et elles s'y trouvent encore aujourd'hui.

La région a-t-elle été recouverte par la mer avant le Crétacé et les sédiments en ont-ils été intégralement érodés ? On ne peut ni l'affirmer, ni l'infirmier. Quoi qu'il en soit, durant ses périodes passées à « l'air libre », le socle des Mauges va subir une altération et une partie de ces altérites, d'âge anté-cénomaniens, sont effectivement observables sous les sédiments crétacés.

Quelques placages de formations résiduelles et/ou alluviales à blocs de grès ou galets s'observent sur le Domaine des Mauges, dont l'âge et l'origine restent incertains :

- 1 - dépôts résiduels issus de l'érosion de couches crétacées anciennement sus-jacentes ?
- 2 - alluvions déposées dans un réseau hydrographique paléogène distinct de l'actuel ?
- 3 - dépôts associés à des périodes froides du Quaternaire ancien ?

Finalement, l'empreinte récente la plus forte, dans ce socle, est le fort encaissement des vallées, souvent bordées de falaises abruptes. Cette morphologie est à attribuer à l'intense érosion mécanique intervenue lors des périodes glaciaires du Quaternaire, les débris associés ne s'observant que très localement sur la feuille Vihiers, mais apparaissant en abondance au débouché des rivières sur les sédiments du bassin de Paris (sur le territoire de la carte Montreuil – Bellay en particulier ; Joubert *et al.*, 2000).

L'histoire géologique actuelle dans l'Ouest de l'Europe est typique de conditions interglaciaires ; une érosion limitée des sols induit l'entraînement par écoulement de particules de taille réduite et leur dépôt partiel dans des fonds de vallée plats.

GÉOLOGIE DE L'ENVIRONNEMENT

OCCUPATION DU SOL ET MODIFICATIONS ANTHROPIQUES

À l'écart des agglomérations, la feuille de Vihiers est presque entièrement couverte par des champs cultivés et prairies dédiées au pâturage. Quelques forêts d'importance existent néanmoins dans la zone médiane de la feuille : forêt de Vézins à l'Ouest, bois d'Anjou au centre et forêt de Brignon à l'Est.

La feuille se situe dans une région assez peu peuplée, dont l'habitat dispersé est centré sur les exploitations agricoles. Celles-ci sont en voie de « rationalisation » ; de plus en plus étendues et mécanisées.

Un réseau de routes assez dense couvre le territoire dont la principale est la D960. Le trafic routier, en particulier de camions, a motivé l'ouverture d'une route de contournement au sud du bourg de Vihiers.

Une autre modification importante du paysage est occasionnée par la grande carrière de Cléré-sur-Layon, située au bord de la rivière, et qui exploite le Microgranite de Thouars et les faciès basiques associés au sein de l'apophyse nord du massif.

Enfin, un autre élément notable de la feuille est le creusement fréquent, dans une période récente, de mares d'usage agricole annexant parfois l'eau de rus plus ou moins permanents utilisés de longue date. Cette pratique semble s'être accélérée suite à la succession d'étés particulièrement chauds et secs dans les années 1990 et après l'an 2000, et suscite parfois des conflits locaux consécutifs à la violation présumée des usages ancestraux de la ressource en eau.

RISQUES NATURELS

Mouvements de terrains

Le relief d'amplitude très modérée de la feuille Vihiers la préserve de mouvements de terrains importants, néanmoins, des chutes de blocs de faible taille ne peuvent être exclues dans les parties les plus encaissées de la vallée de l'Argenton, en aval d'Argenton-Château, où existent quelques sites montrant des falaises pouvant atteindre près d'une trentaine de mètres de haut.

Sismicité

Les séismes connus dans ce secteur sont issus de la base de données « SisFrance », gérée par le BRGM, et accessible à l'adresse www.sisfrance.net. L'intensité des séismes y est exprimée dans l'échelle macrosismique MSK 1964

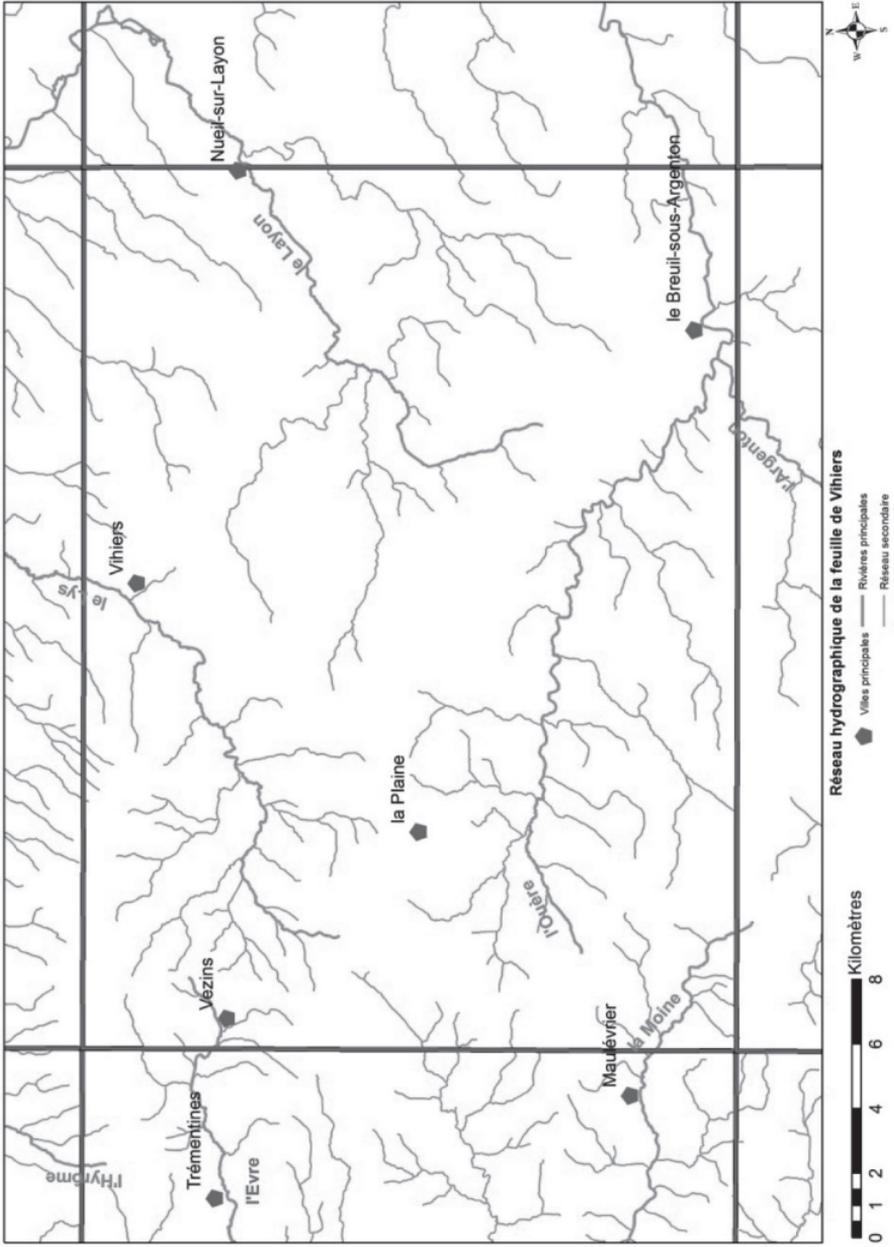


Fig. 14 - Carte des cours d'eau de la feuille Vihiers

en 12 degrés (degré II extrêmement faible à degré XII changement de paysage...).

Au plan régional, la feuille Vihiers s'inscrit dans une zone de sismicité de fréquence assez modeste et d'intensité généralement faible, avec des valeurs de l'intensité épacentrale MSK variant du degré IV (ressenti par de nombreuses personnes) au degré V à V-VI (ressenti par toute la population, plâtres fissurés).

Sur le territoire de la carte, le relevé actuel des séismes indique, à Vihiers même, une douzaine de secousses entre 1893 et aujourd'hui. Parmi celles-ci, on note cinq séismes : 2 juillet 1893 (épacentre à Vihiers, intensité inconnue) ; 23 septembre et 18 octobre 1908 (épacentre à Aubigné, intensité V-VI) ; 31 août 1981 (épacentre à Cléré-sur-Layon, intensité V). La vallée du Layon semble la principale zone sismique de la feuille.

Au-delà, à plus grande distance, l'activité sismique dans le Maine-et-Loire a connu quelques événements tout à fait significatifs dont un des plus importants, le 14 mai 1497, aurait atteint une intensité de VII à l'épacentre (Tiercé, basse vallée du Loir au Nord d'Angers).

Le 6 octobre 1711, un séisme majeur affectait une grande partie du centre-ouest, endommageant particulièrement le pays de Loudun ; l'intensité épacentrale de cet événement est estimée au degré VII-VIII.

Par ailleurs, à proximité d'Angers, dans la région du val d'Anjou, une activité sismique est connue depuis le Moyen-Âge ; plusieurs événements s'y sont produits, notamment en 1588, 1593 et 1609, atteignant l'intensité VI à VI-VII.

EXPLOITATION DU SOUS-SOL ET RESSOURCES NATURELLES

RESSOURCES EN EAU

Hydrologie

Les principales rivières, sur le territoire de la feuille Vihiers, sont, du Nord au Sud : le Lys, le Layon et l'Ouère qui rejoint l'Argenton au Sud (fig. 14). Chacune de ces rivières chemine globalement de l'Ouest ou Sud-Ouest vers l'Est, depuis le plateau cristallin occupant la partie centrale de la carte, vers les terrains métasédimentaires (Schistes des Mauges) et sédimentaires (couverture du bassin de Paris) les bordant au Nord-Est.

L'Argenton est la rivière la plus remarquable. Son bassin-versant est très vaste (750 km²) et sa partie intermédiaire se caractérise par une gorge très marquée creusée dans les Rhyolites du Choletais (*pro parte* cours de l'Ouère) et les

Microgranites de Thouars. Cette gorge occupe l'extrémité sud-est de la feuille, s'enfonçant d'une quarantaine de mètres sous le niveau du plateau. À l'amont, sur le territoire de la feuille Bressuire, la rivière chemine dans les granitoïdes et migmatites varisques, entaillant l'horizon altéritique supérieur (arène) pour s'appuyer sur la roche massive. Vers l'aval, la gorge intermédiaire débouche dans les Schistes des Mauges, parcourant une vallée peu encaissée jusqu'à confluence avec le Thouet, sur le territoire de la feuille Montreuil – Bellay.

La morphologie accidentée de la partie intermédiaire, comme l'importance du bassin-versant, détermine un régime hydrologique parfois qualifié de « torrentiel », marqué par de fortes crues induisant un risque d'inondation dans la partie inférieure. Le débit interannuel moyen mesuré à la station hydrologique de Massais (feuille Montreuil – Bellay), est de $4,62 \text{ m}^3/\text{sec}$; il atteint fréquemment $90 \text{ m}^3/\text{sec}$ (crues biannuelles) et jusqu'à $280 \text{ m}^3/\text{sec}$ lors de crues cinquantennales.

À l'intérieur du bassin de la Loire, la feuille Vihiers est partagée entre les bassins versants du Layon, de l'Ouère, de la Moine et de l'Evre. Tous ces cours d'eau prennent leur source sur la feuille Vihiers. Le chevelu hydrographique est très développé, signe du caractère plutôt ruisselant des sols. Le Layon est la rivière principale de la feuille.

Les données quantitatives ci-dessous proviennent de la Banque Hydro (Ministère de l'Écologie, du Développement Durable et de l'Énergie).

Le bassin versant du Layon occupe la majeure partie de la feuille Vihiers. Le Layon prend sa source à Saint-Maurice-la-Fougereuse, dans le département des Deux-Sèvres. Il se jette dans la Loire à Chalonnes-sur-Loire. Son débit moyen à Saint-Georges-sur-Layon est de $0,96 \text{ m}^3 \cdot \text{s}^{-1}$. Les étiages sont très sévères, avec un débit moyen mensuel minimal de période de retour 5 ans sec (QMNA5) de seulement $1 \text{ L} \cdot \text{s}^{-1}$ (débits calculés sur 46 ans).

Le Lys, affluent du Layon, prend sa source à Coron. Son débit moyen à sa confluence avec le Layon (à Aubigné-sur-Layon) est de $0,745 \text{ m}^3 \cdot \text{s}^{-1}$. Ici aussi les étiages sont sévères, avec un QMNA5 de $2 \text{ L} \cdot \text{s}^{-1}$ (débits calculés sur 16 ans).

De nombreuses zones humides existent sur le territoire.

Données climatologiques

La moyenne annuelle des pluies efficaces sur la décennie 2000-2010 à la station météorologique de Vihiers s'établit à 340 mm (calculée au pas de temps décadaire au moyen des précipitations enregistrées à Vihiers, et de l'évapotranspiration [ETP] à Beaucouzé).

En évaluant la réserve utile des sols à 120 mm (d'après des données pédologiques d'AgroCampus Ouest à Angers) sur le bassin du Layon et en faisant l'hypothèse d'un ruissellement égal à 20 % des pluies efficaces, on a pu calculer différents termes du bilan hydrologique du bassin versant :

Données hydrogéologiques

Ressources en eau souterraine de la feuille Vihiers

Les formations géologiques rencontrées sur la feuille Vihiers sont très largement représentées par des roches cristallines du socle armoricain.

Aquifère des sables du Cénomanién inférieur

Les sables du Cénomanién inférieur présents à l'affleurement et sous couverture des marnes à Pycnodontes du Cénomanién supérieur dans le coin nord-est de la feuille constituent un aquifère de bonne perméabilité et généralement de bonne qualité lorsqu'il est captif. Bien que de faible épaisseur, cet aquifère constitue une des principales ressources en eau souterraine du département du Maine-et-Loire. Sa superficie n'excède pas 4 km² sur la feuille Vihiers.

Aquifère des alluvions grossières

Les alluvions grossières sablo-graveleuses présentent une forte perméabilité, mais leur faible étendue et leur faible épaisseur en font des aquifères d'intérêt limité sur le territoire couvert par la feuille Vihiers.

Aquifère de socle : Modèle conceptuel prenant en compte l'altération et la fracturation

Dans les années 90, suite à la caractérisation plus fine des propriétés physiques des altérites et à l'apport de la géophysique de sub-surface, un regard nouveau a été porté sur le fonctionnement des aquifères de socle. Cela a permis de développer un modèle conceptuel représentant un profil type d'altération permettant de mieux comprendre le fonctionnement des aquifères de socle et d'aider à la caractérisation de la ressource en eau (Wyns, 1999). Ce modèle comporte quatre ensembles :

- les allotérites, correspondent à des roches altérées qui ont subi un certain transport. En contexte schisteux il s'agit d'une argile imperméable ; en contexte granitique, cela donne une arène argileuse à faible perméabilité et faible porosité efficace ;
- les isaltérites, sont des roches altérées en place. En contexte schisteux, cet horizon, à dominante silto-argileuse, est faiblement perméable bien que très poreux. En milieu granitique, il correspond à une arène sableuse beaucoup plus perméable ;

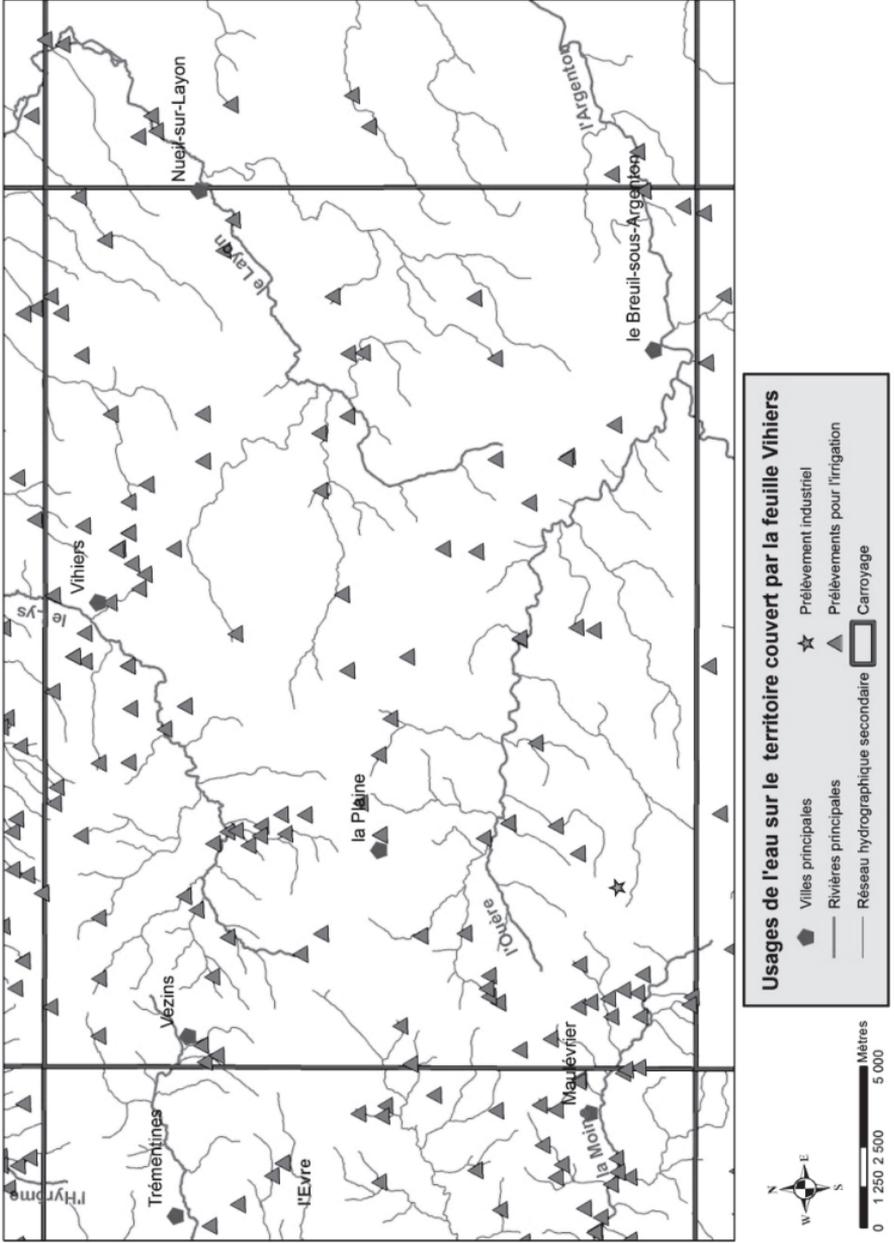


Fig. 15 - Carte des principaux usages de l'eau sur la feuille Vihiers

- la zone fissurée se développe dans la partie supérieure du substratum en début d'altération. Cet horizon se caractérise par une très forte fissuration dont l'intensité décroît vers le bas. La partie supérieure de ce niveau peut constituer un aquifère à perméabilité importante, alimenté par les isaltérites sus-jacentes. Ainsi un ouvrage réalisé dans cet horizon peut présenter une productivité intéressante, en fonction des besoins recherchés ;
- la zone fracturée, d'origine tectonique, montre qu'une productivité plus élevée peut être observée localement, à des profondeurs souvent plus importantes que dans la zone fissurée.

Les formations du socle sont peu perméables. La ressource en eau souterraine exploitable est faible et l'obtention de débits intéressants se limite aux zones fracturées/fissurées. Ailleurs, des débits médiocres sont obtenus au prix d'une hauteur crépinée élevée, généralement d'au moins 50 m (ce qui correspond à l'épaisseur moyenne maximale de la frange d'altération et de fissuration).

La faible capacité des roches à laisser infiltrer l'eau se traduit par le développement d'un réseau hydrographique dense (lire-ci-dessus). Plusieurs études (Lucassou *et al.*, 2011 et Bichot *et al.*, 2003) ont par ailleurs montré la faible contribution des eaux souterraines au débit des rivières, même pendant les étiages, ce qui explique leur sévérité. Autre signe de la prépondérance du ruissellement et des faibles relations entre nappes et cours d'eau, les débits de ces derniers réagissent fortement aux pluies.

Les eaux souterraines du socle sont en outre très vulnérables aux pollutions ponctuelles et diffuses en raisons du caractère libre de l'aquifère et de la faible épaisseur de la zone non saturée (les données de la Banque du sous-sol indique que le niveau statique de l'eau est en général de quelques mètres de profondeurs). Aucun usage sensible de l'eau souterraine n'est connu sur la feuille Vihiers.

Usages de l'eau – prélèvements (source des données : agence de l'eau Loire-Bretagne et Banque du sous-sol)

Il n'existe pas d'usage public d'eau potable (souterraine ou superficielle) sur la feuille Vihiers. Un forage est exploité pour l'eau de process d'une usine de fabrication de pâtisserie industrielle aux Cerqueux ($3\ 000\ \text{m}^3.\text{a}^{-1}$).

Tous les autres points de prélèvements connus et identifiés par l'Agence de l'Eau Loire-Bretagne concernent l'irrigation (fig. 15). En 2010, on dénombrait plus d'une centaine d'ouvrages de prélèvements agricoles (dont près de 90 % en nappe), pour un volume total prélevé de $1,8\ \text{Mm}^3$. La plupart des forages ont quelques dizaines de mètres de profondeur (moyenne 50 m). Les débits instantanés obtenus sont modestes et excèdent rarement $10\ \text{m}^3.\text{h}^{-1}$.

SUBSTANCES UTILES, CARRIÈRES

Il existait deux carrières actives en 2006, sur la carte. Elles exploitaient :

- le microgranite de Thouars ; la roche « massive » est exploitée pour la confection de concassés (granulats) dans la carrière de Cléré-sur-Layon ;
- de l'argile kaolinique pour tuiles et briques à Montsocard, à 3 km au Nord-Ouest des Cerqueux-sous-Passavant.

Quelques traces d'extraction anciennes subsistent. Il est vraisemblable que des exploitations plus nombreuses ont existé et sont désormais remblayées et réaménagées (terrains agricoles, zone urbaine, bois...). Parmi celles dont les traces sont encore visibles, la zone des altérites à kaolins montre plusieurs périmètres exploités, vraisemblablement comme actuellement, pour la confection de tuiles et briques.

Quelques traces d'excavations autour de Vihiers ou le long des principales routes sont vraisemblablement les restes de carrières de roches pour granulats (concassés) ou empierrement des routes et chemins.

GÎTES ET INDICES MINÉRAUX

Les principaux gîtes minéraux de la feuille Vihiers sont des indices limités d'uranium, ainsi que quelques indices d'or.

Uranium

L'indice le plus significatif est situé au lieu-dit « les Poisats » ($X = 370\ 900$, $Y = 2\ 227\ 400$), à la limite entre le massif des Cerqueux-de-Maulévrier et les gneiss migmatitiques de La Tessoualle. Il a fait l'objet de trois campagnes de prospection et un projet de désenclavement du site par tracé d'une route directe vers le réseau principal a même été envisagé.

Les minéralisations uranifères sont des veines et des poches de type « vein-like », que l'on connaît également vers l'Est. Le minéral dominant est l'autunite de couleur jaune « balle de tennis ».

L'indice de Puy-au-Brun, situé dans le même environnement géologique ($X = 372\ 570$, $Y = 2\ 226\ 950$), et celui du Fournil, en contexte de microleucogranite à deux micas, sont de moindre importance.

Dans ces trois sites, les protocoles de recherche étaient les mêmes : cartographie au compteur Geiger-Müller permettant de cerner les anomalies de

rayonnement (« point chaud »), puis sondage des anomalies les plus importantes par tranchée (2-3 m de profondeur) ou forage (jusqu'à une centaine de mètres).

Or

L'or a été très prospecté dans la région jusqu'au milieu des années 80 en raison de la présence de gros filons de quartz potentiellement vecteurs de substances métalliques. Un indice d'or alluvionnaire a été trouvé au sein des granitoïdes du Sud-Ouest de la carte, dans un affluent mineur de la Moine passant par Les Plessis (X = 368 600, Y = 2 224 760). L'origine en serait un filon de quartz situé à la limite nord de la feuille Bressuire drainé par le ruisseau. Le filon lui-même a fait l'objet d'une importante prospection géochimique.

Sulfures

Une minéralisation anecdotique de pyrite et mispickel est connue au lieu-dit « le Moulin de la Troche » (X = 375 650, Y = 2 226 900).

DOCUMENTATION COMPLÉMENTAIRE

COUPES RÉSUMÉES DES SONDAGES (BANQUE DE DONNÉES DU SOUS-SOL - BSS)

Les sondages et les principales données ponctuelles disponibles sur le sous-sol sont répertoriés et conservés dans la Banque de données du sous-sol (BSS) gérée par le Service géologique national au titre de l'article 131 du Code minier. La localisation d'un extrait des sondages publics de la BSS est indiquée sur la carte, le choix étant fait en fonction de leur intérêt et de la lisibilité de la carte.

La numérotation de ces sondages correspond à leur numéro d'archivage au Service géologique national, qui est conçu comme suit. Chaque point BSS est identifié par le numéro de la coupure (511 pour Vihiers), le VIII^e de feuille (chaque coupure à 1/50 000 est divisé en 8) et un numéro attribué par ordre d'arrivée, soit un numéro de la forme suivante « 0511-5X132 ». Sur la carte, seuls sont mentionnés le numéro de VIII^e et le numéro d'ordre.

La documentation correspondant à ces sondages est consultable au siège du Service géologique régional Pays de Loire :

– SGR - Pays de Loire, 1, rue des Saumonières BP 92342, 44323 Nantes Cedex 3, té. : 02 51 86 01 51 ; Fax : 02 51 86 01 59.

Ou sur le plan national à :

- soit au BRGM - Centre National de Consultation, Maison de la géologie, 77, rue Claude-Bernard, 75005 PARIS, tél. 01 47 07 91 96 ; Fax 01 43 36 76 55 ;
- soit au BRGM - Centre Scientifique et technique, 3, avenue C. Guillemin, BP 36009, 45060 Orléans-la-Source, Cedex 2, tél. 02 38 64 34 34 ; Fax 02 38 64 35 18.

SITES D'OBSERVATIONS GÉOLOGIQUES

À l'attention des touristes naturalistes, nous signalons ici quelques sites géologiques susceptibles d'être visités.

Socle cristallin

Terrains briovériens

Les Schistes des Mauges, sous leur faciès pélitique (micaschistes pélitiques) ou grésopélitique (micaschistes quartzeux), et localement sous un faciès métagrauwackeux, affleurent très largement dans les bourgs de Vihiers, Nueil-sur-Layon ou Passavant-sur-Layon.

Au point VI263 (X = 383 109, Y = 2 242 322), à la périphérie est de Vihiers, on pourra observer les différents faciès micaschisteux, nettement déformés, et montrant des variations rapides entre termes pélitique et quartzeux, mimétiques des alternances grésopélitiques initiales.

Au point VI272 (X = 382 047, Y = 2 242 473), au centre de Vihiers, un très bel affleurement nous montre une alternance de schistes quartzeux lités dominants et de métapélites argentées, parfois à niveaux ampélitiques. Des variations rapides de la direction de la schistosité témoignent de la présence de plis, plis dont les charnières sont bien visibles dans les niveaux métapélitiques, du fait de la présence de fins lits quartzeux mimétiques de la stratification initiale. Dans ces charnières, la recristallisation de micas selon le plan axial permet d'appréhender la superposition des deux schistosités, S1 « cadomienne » et S2 varisque.

Au point VI269 (X = 382 482, Y = 2 241 627), au Sud de Vihiers, un ensemble d'affleurements au voisinage d'un parking, permet d'observer une large gamme de faciès schisteux intensément déformés (plis et microplis) encaissant des faciès massifs verdâtres de type métagrauwacke. Ceux-ci ont été prélevés pour analyses géochimiques (*cf.* tabl. 1).

Au point VI355 (X = 390 822, Y = 2 236 948), dans le bourg de Nueil-sur-Layon, on peut observer des intercalations de niveaux graphiteux (ampélites) dans des micaschistes argentés passant à des micaschistes quartzeux gris. Localement, on trouve également des faciès métagrauwackeux gris à verdâtres évoluant vers des roches metabasaltiques vertes (Formation de Beaupréau).

Au point VI365 (X = 394 001, Y = 2 241 428), un petit affleurement dans un fossé nous révéler des roches massives vertes de nature clairement metabasique, celles-ci se développant largement vers le Nord, fournissant de très nombreuses pierres volantes dans un champ situé vers l'Est en bordure d'un bois. On observera, en particulier, un très abondant faciès métadoléritique de grain fin/moyen.

Au point DVI443 (X = 382 211, Y = 2 243 298), depuis le fond de la vallée du Lys, un peu au Nord de Vihiers, on peut observer, sur le flanc ouest de la vallée, un affleurement en haute falaise (ancienne carrière ?) comportant essentiellement des faciès métagrauwackeux passant localement à des roches probablement basiques. Un peu au Nord, on trouve, dans des faciès schisteux massifs verts (chlorite abondante ?), une bande parallèle à la schistosité d'une roche massive gris-blanc de grain fin et faiblement porphyrique. Cette roche, dont l'étude pétrographique (et géochimique) a révélé la nature rhyolitique, appartient au faciès « filons de rhyolite à microgranite blanc » (*cf. supra*), une occurrence filonienne semblant effectivement la plus probable. C'est elle qui a été datée à 591 ± 9 Ma, indiquant l'âge briovérien de la série des Mauges.

Gneiss de La Tessoualle

Ces roches affleurent très mal sur le territoire de la présente feuille du fait de leur localisation sur un interfluve abondamment « enduit » d'altérites. Les conditions d'affleurement semblent plus favorables sur le territoire de la feuille adjacente de Bressuire (Rolin *et al.*, 2004), du fait de la traversée des gneiss par deux rivières assez importantes : l'Argenton et la Madoire. Malheureusement, aucun itinéraire géologique n'est spécifiquement indiqué dans la notice de la feuille Bressuire, les auteurs renvoyant à un ouvrage de J. Gabilly (1978) publié par Masson.

Nous ne mentionnerons qu'un affleurement au Sud d'Yzernay, sur un front de taille derrière un entrepôt désaffecté (à l'époque des levers) (point Ra76 ; X = 368 465, Y = 2 228 850), qui offre le meilleur site d'observation de la formation des gneiss plagioclasiques. On y constatera une certaine variabilité de faciès : gneiss plagioclasiques de nature méta-arkosique, faciès fins gneissiques à micaschisteux, boudins de roches sombres (metabasique ?), avec recoupe locale par des filons leucocrates pegmatitiques ou aplitiques.

Terrains cambriens moyens

Le Cambrien moyen recouvre à la fois l'ensemble sédimentaire réduit et discontinu (« Formation de Cléré-sur-Layon ») marquant la limite entre socle briovérien et volcanisme choletais, et l'ensemble volcanique lui-même.

Roches sédimentaires

Les principaux affleurements de l'unité sédimentaire sont ceux décrits par P. Cavet *et al.* (1966) dans leur note relative à la présence de paradoxides dans les faciès schisteux et à la mise en évidence d'une discordance entre terrains briovériens et paléozoïques. Ces affleurements se trouvent le long du Layon, à environ 2 km au Sud-Ouest de Cléré-sur-Layon, entre la ferme du Mureau et celle de la Babinière. Vers l'Ouest, le long d'un petit affluent du Layon (le Moreau), on trouvera au site des Landes les affleurements de schistes ayant fourni les paradoxides.

Nous décrirons quelques affleurements, depuis le Sud vers le Nord.

Au point VI8 (X = 388 828, Y = 2 235 180), on observera, succédant aux rhyolites qui se développent largement vers le Sud, des affleurements de roches détritiques bien litées, de grain fin à moyen (pélites et grès arkosiques) et montrant entre elles des contacts ondulants.

Vers l'Ouest, au point VI70 (X = 388 534, Y = 2 235 509), on se trouvera, dans les mêmes faciès, sur l'affleurement où ils ont fourni la faune à paradoxides, ces fossiles n'ayant pas été retrouvés lors de nos levés.

Revenant vers l'Est, à la confluence entre le Moreau et le Layon (point VI67 ; X = 388 849, Y = 2 235 461), on observera des affleurements du faciès conglomératique très blanc à billes de quartz, organisé en bandes de direction NW-SE et à pendage modéré vers le Sud-Ouest.

En remontant vers le Nord, on retrouvera les faciès fins avec de possibles intercalations volcaniques de puissance réduite (point VI12 ; X = 388 993, Y = 2 235 443), puis un peu plus loin, vers la ferme de la Babinière (point VI13 ; X = 389 140, Y = 2 235 526), nous aboutirons à des schistes pélitiques à exsudats quartzeux à la schistosité quasi-verticale de faciès typiquement briovérien, sans que nous ayons pu observer le contact Briovérien-Cambrien. En revanche, la présence d'un faciès rhyolite noir légèrement porphyrique au sein des schistes (contact peu perceptible), témoignera de l'occurrence fréquente des faciès volcaniques à plutoniques (rhyolites, granophyres, microgranites, dolérites) cambriens en filons dans le Briovérien.

Le caractère clairement « post-schisteux » de ces filons, démontré par leur disposition à l'emporte-pièce dans l'encaissant schisteux et leur absence de

déformation pénétrative, apparaît de façon évidente au point VI21 (X = 392 853, Y = 2 231 973), environ 2 km au Sud de Saint-Pierre-à-Champ, dans une petite carrière abandonnée, et au point VI234 (X = 387 829, Y = 2 237 050), au Sud-Est des Cerqueux-sous-Passavant, dans une carrière ayant exploité un filon vertical de rhyolite de direction N120. Le même filon semble d'ailleurs se poursuivre vers l'Ouest au point VI233 (X = 387 328, Y = 2 237 352), néanmoins quelques chevaux particulièrement agressifs nous privèrent d'observations précises à l'époque de nos levés.

Les faciès tufacés de type « hybride » (c'est-à-dire issus d'un mélange entre sources magmatique et sédimentaire) s'observent en pierres volantes et sur de rares affleurements, principalement dans les secteurs de l'étang Neuf, de la Guillotière, et au Nord de l'étang de Beaurepaire. Ils sont surtout présents à la base de la série du Choletais.

À environ 1 km à l'WSW de la Guillotière, au point VI45 (X = 392 153, Y = 2 230 649), sur les flancs d'un petit ru et en continuant vers le Nord, on trouvera de très beaux exemples de ces tufs hybrides d'aspect bréchiqque mêlant matrice volcanique et fragments de quartz, au sein même de la série volcanique du Choletais.

Roches volcaniques

Les rhyolites, qui constituent le type quasi-unique du volcanisme Choletais, affleurent assez largement dans la partie orientale de la carte et particulièrement dans la vallée de l'Ouère et dans le secteur compris entre Argenton-Château et le Breuil-sous Argenton (nombreuses falaises).

Une coupe le long du cours supérieur de l'Ouère, depuis Étusson (pont sur la D164) vers le Sud-Ouest, permet d'observer une large gamme de faciès, dont la déformation se fait de plus en plus marquée à l'approche de l'accident de Cholet – Yzernay. On notera, en particulier, au point VII85 (X = 382 776, Y = 2 226 665), le faciès de rhyolite noire subaphyrique « canonique », le plus représentatif du volcanisme choletais. Un peu au Nord, au point VII82 (X = 383 063, Y = 2 226 877), on pourra observer un faciès d'aspect fiammé, de type ignimbrite, et en VII84 (X = 382 807, Y = 2 226 721), un faciès granophyrique d'aspect voisin du Microgranite de Thouars.

Au point VII87 (X = 382 326, Y = 2 226 353), le faciès rhyolitique noir apparaît clairement déformé, avec une schistosité subverticale de direction SE-NW.

Sur le plateau dominant l'Ouère au Sud, on trouvera quelques affleurements d'un faciès bréchiqque (ignimbrite probable). Au point VI223 (X = 385 289, Y = 2 226 041), un affleurement dans un fossé montre une rhyolite bréchiqque mêlant

des « éclats » centimétriques noirs à une matrice granophyrique. En continuité apparente avec le précédent, on trouvera, au point VI211 (X = 386 012, Y = 2 225 636), ce même faciès bréchiq ue cotoyant des roches granophyriques ou des rhyolites aphyriques.

Finalement, des affleurements le long de l'Ouère au proche aval de Somloire, nous permettrons une analyse précise de la déformation associée au cisaillement de Cholet – Yzernay. Au point VI392 (X = 376 765, Y = 2 230 220), en particulier, des rhyolites faiblement porphyriques montre une schistosité verticale bien marquée de direction N110 portant une linéation faiblement inclinée (~ 10°) vers l'Est. Sur un petit pointement à proximité, en rive sud de la rivière, une très forte déformation affecte un faciès à « lithophyses ». Celles-ci sont intensément aplaties et étirées, respectivement dans le plan vertical et selon une ligne sub-horizontale de direction N115. Un plissement symétrique est également visible, dont le plan axial coïncide avec l'aplatissement des lithophyses.

Roches plutoniques

Les roches plutoniques du Massif Choletais, et particulièrement le Microgranite de Thouars qui en constitue le faciès de très loin le plus abondant, sont assez monotones. Néanmoins, deux phénomènes altèrent localement cette monotonie :

- 1 - le mélange entre magmas, qui se manifeste par l'existence de figures de fragmentation plastique du gabbro dans le microgranite ou l'inverse, conduisant à des diorites « hybrides » ;
- 2 - la déformation associée au cisaillement de Cholet – Yzernay, qui produit un faciès leptynitique.

Sur le territoire de la feuille Vihiers, on observera les faciès plutoniques en affleurement quasi-continu le long de l'Argenton, à l'aval du Breuil-sur-Argenton, et dans la carrière de Cléré-sur-Layon (sous réserve de l'autorisation de l'exploitant). Des phénomènes de mélange s'y trouvent ponctuellement, sur des affleurements pas aisément repérables. On conseille donc à ce sujet un superbe ensemble d'affleurements situé le long de la D759 à la sortie est du bourg de Massais, entaillant les flancs de la vallée de l'Argenton. Ces affleurements sont à 1 ou 2 km à l'Est de la limite orientale de la présente carte, sur le territoire de la feuille Montreuil – Bellay.

Les affleurements du microgranite déformé, le long de « l'apophyse » sud marquant la limite entre l'ensemble du Choletais et celui de La Tessoualle, se trouveront surtout le long de la D167, entre Somloire et les Cerqueux.

Au point Ra56 (X = 375 008, Y = 2 227 543), on observait dans un fossé, à l'époque des levers, un gneiss mylonitique feuilleté et, un peu au Sud, au point

Ra57 (X = 374 869, Y = 2 227 436), ce gneiss à foliation subméridienne verticale alternait avec une roche basique de type amphibolite. Ces faciès correspondent à des versions métamorphosées et déformées des Microgranite de Thouars et Gabbro de Massais. Des échantillons très frais en ont été prélevés sur le territoire de la feuille Cholet, où leur étude pétrologique détaillée a mis en évidence des paragenèses de relativement haute température (faciès amphibolite) (Thiéblemont, 1988). Sur cette carte, on trouvera de bons affleurements à proximité du village de Toutlemonde, sur les flancs encaissés des vallées du Trézou et de son affluent, le ruisseau de la Fardellerie.

En poursuivant la coupe de la D167 vers le Sud, au point Ra58 (X = 374 442, Y = 2 227 377), on observera des roches schisteuses assez comparables aux micaschistes de la Série des Mauges, mais intimement mêlées à des gneiss aplopegmatites intensément déformés. Cette variation de faciès marque le passage dans le domaine de La Tessoualle, et on notera l'identité des directions de foliation entre les points Ra57 et Ra58.

Granitoïdes hercyniens

Massif de Coron – Vézins

Sur quasiment toute sa surface, ce massif est abondamment couvert d'éléments rocheux : pointements enracinés (chirons) ou boules subaffleurantes. En parcourant les routes et les sentiers communaux dans la campagne aux alentours de Vézins, Coron et la Tourlandry, on trouvera aisément des sites d'observation des différents faciès, avec une nette prédominance d'une granodiorite à biotite et amphibole assez grossière et un peu monotone ...

Granites du Sud de la carte

Comme les gneiss migmatitiques (Gneiss de La Tessoualle) qu'ils recourent, les granites hercyniens du Sud de la carte sont généralement altérés. Un certain nombre d'affleurements de roche massive et souvent très fraîche ont néanmoins pu être échantillonnés, dont certains ont fait l'objet de datations par la méthode K/Ar (*cf. supra*). Le succès de ces datations confirma d'ailleurs la réalité d'une faible altération.

La granodiorite des Cerqueux-de-Maulévrier (faciès $g\gamma^4$) a été échantillonnée à l'Ouest de cette localité (point Ra17 ; X = 372 339, Y = 2 227 110), dans une carrière de production de pierres ornementales. La roche s'y observe sous ses différents faciès, dont l'un montre des cristaux millimétriques verts de pyroxène. Des enclaves de schistes orientées N100 s'y trouvent localement.

Au sein du massif principal de l'ensemble de Moulins – Les Aubiers – Gourgé, un faciès orienté et plus ou moins porphyrique de l'unité $g\gamma^4$ peut être observé vers le hameau du Plessis, au point Ra133 (X = 369 118, Y =

2 225 236). La roche montre un débit en boules, et la biotite constitue l'unique ferromagnésien.

À proximité de l'affleurement précédent, une petite carrière (point Ra131 ; X = 368 042, Y = 2225194) permet d'observer un faciès non déformé de la granodiorite. Sous le microscope, la roche est identique à la précédente.

Finalement, un bon affleurement du faciès de leucomonzogranite à biotite et muscovite ($^{L\gamma^{2M}}$) s'observe au point Ra114, en bordure de la feuille à proximité d'Yzernay (X = 367 444, Y = 2 227 811). Il s'agit ici d'une roche de grain fin à moyen, à mica blanc bien visible, et qui présente une déformation frustrée incluant une schistosité verticale de direction (N120) conforme au cisaillement de Cholet – Yzernay, mais une linéation fortement pentée vers l'Est.

Formations résiduelles cénozoïques et formations superficielles

Argile kaolinique : au Sud de la RD960, en se renseignant auprès du briquetier qui exploite ces carrières, il est possible de voir une coupe dans les allotérites et d'en visualiser la nature. Il s'agit toutefois de terrains privés et de carrières ; ce qui en contraint l'accès. Sans autorisation préalable de la part de l'exploitant ou des propriétaires des terrains pour les terrains sans carrière active, ces coupes ne sont pas visibles.

Graviers résiduels tertiaires : il est aisé d'examiner les galets de ces résidus de dépôts vraisemblablement fluviaux le long de la RD759.

Terrains fluviaux : le fond de vallée à Argenton-Château, au Sud de la carte, permet de visualiser aisément un fond de vallée avec son remplissage alluvial et la nature de ses versants (indice Fz/Fy).

GLOSSAIRE

Sigles et abréviations

AD : After Death = après J.-C.

BC : Before Christ = avant J.-C.

BP : Before Present, avant l'actuel (= avant 1951, date de référence pour les datations par ^{14}C).

^{14}C : Isotope radioactif du carbone utilisé en radiochronologie pour dater les objets plus récents que 50 000 ans et vieux d'au moins 500 ans.

BRGM : Bureau de recherches géologiques et minières.

BSS : Banque des données du sous-sol (gérée par le BRGM).

CNES : Centre national des études spatiales.

EPSHOM : Établissement principal du service hydrographique et océanographique de la Marine.

ESR : Résonance de spin électronique.

IGN : Institut géographique national.

INSU : Institut national des sciences de l'univers (CNRS).

Ma : Millions d'années.

MKS : Échelle d'évaluation de l'intensité des séismes en un lieu, qui compte 12 degrés.

NGF : Nivellement général de la France.

GPS : Global Positioning System (système de positionnement par satellites).

CARTES GÉOLOGIQUES

Feuille *Montreuil – Bellay* (n° 512) - Joubert J.-M., Thiéblemont D., Karnay G., Wyns R., Poncet D., Lambert J. (2000a) - Notice explicative, Carte géologique France (1/50 000), feuille Montreuil – Bellay (512), Orléans : BRGM, 110 p. Carte géologique par Joubert J.-M., Thiéblemont D., Karnay G., Wyns R. (2000).

Joubert J.-M., Thiéblemont D., Karnay G., Wyns R. (2000b) - Carte géologique de la France à 1/50 000, feuille Montreuil – Bellay (512), Orléans : BRGM. Notice explicative par Joubert J.-M., Thiéblemont D., Karnay G., Wyns R., Poncet D., Lambert J., (2000), 110 p.

Feuille *Les Herbiers* (n° 537) - Rolin P., Audru J.-C., Bouroullec I., Wyns R., Thiéblemont D., Cocherie A., Guerrot C., Courtois N., Bernard E., Chantraine J., Lambert J., Terrier-Sedan M. (2000a) - Notice explicative, Carte géologique France (1/50 000), feuille Les Herbiers (537), Orléans : BRGM, 117 p. Carte géologique par Rolin P., Audru J.-C., Bouroullec I., Wyns R., Clozier L. (2000).

Rolin P., Audru J.-C., Bouroullec I., Wyns R., Clozier L. (2000b) - Carte géologique de la France à 1/50 000, feuille Les Herbiers (537), Orléans : BRGM. Notice explicative par Rolin P., Audru J.-C., Bouroullec I., Wyns R., Thiéblemont D., Cocherie A., Guerrot C., Courtois N., Bernard E., Chantraine J., Lambert J., Terrier-Sedan M. (2000), 117 p.

Feuille *Cholet* (n° 510) - Le Métour J., Blouin J.-P., Chantraine J., Clozier L., Étienne H. (1989) - Notice explicative, Carte géologique France (1/50 000), feuille Cholet (510), Orléans : BRGM, 55 p. Carte géologique par Clozier L., Le Métour J. (1984).

Clozier L., Le Métour J. (1984) - Carte géologique de la France à 1/50 000, feuille Cholet (510), Orléans : BRGM. Notice explicative par Le Métour J., Blouin J.-P., Chantraine J., Clozier L., Étienne H. (1989) 55 p.

Feuille *Bressuire* (n° 538) - Rolin P., Audru J.-C., Poncet D., Thiéblemont D., Guerrot C., Cocherie A., Farjanel G., Fauconnier D., Lemordant Y., Soyer C. (2004a) - Notice explicative, Carte géologique France (1/50 000), feuille Bressuire (538), Orléans : BRGM, 109 p. Carte géologique par Rolin P., Poncet D., Audru J.-P., Papin H., Jousseaume S., Maillard A. (2004).

Rolin P., Poncet D., Audru J.-P., Papin H., Jousseaume S., Maillard A. (2004b) - Carte géologique de la France à 1/50 000, feuille Bressuire (538), Orléans : BRGM. Notice explicative par Rolin P., Audru J.-C., Poncet D., Thiéblemont D., Guerrot C., Cocherie A., Farjanel G., Fauconnier D., Lemordant Y., Soyer C. (2004), 109 p.

Feuille *Thouars* (n° 539) - Legendre L., Dhoste M., Coubès L. (1989) - Notice explicative, Carte géologique France (1/50 000), feuille Thouars (539), Orléans : BRGM, 34 p. Carte géologique par Dhoste M., Legendre L., Coubès L. (1987).

Dhoste M Legendre L., Coubès L. (1987) - Carte géologique de la France à 1/50 000, feuille Thouars (539), Orléans : BRGM. Notice explicative par Legendre L., Dhoste M., Coubès L. (1989), 34 p.

Feuille *Chemillé* (n° 483) - Wyns R., Lardeux H., Moguedet G., Duermael G., Gruet M., Biagi R. (1998) - Notice explicative, Carte géologique France (1/50 000), feuille Chemillé (483), Orléans : BRGM, 72 p. Carte géologique par Wyns R., Clément J.-P., Ballèvre M., Moguedet G., Biagi R., Lardeux H., Gruet M. (1998).

Wyns R., Clément J.-P., Ballèvre M., Moguedet G., Biagi R., Lardeux H., Gruet M. (1998) - Carte géologique de la France à 1/50 000, feuille Chemillé (483), Orléans : BRGM. Notice explicative par Wyns R., Lardeux H., Moguedet G., Duermael G., Gruet M., Biagi R. (1998), 72 p.

Feuille *Saumur* (n° 485) - Alcaydé G., Bigot A., Feys R. (1970) - Notice explicative, Carte géologique France (1/50 000), feuille Saumur (485), Orléans : BRGM, 15 p. Carte géologique par Alcaydé G., Bigot A., Feys R. (1970).

Alcaydé G., Bigot A., Feys R. (1970) - Carte géologique de la France à 1/50 000, feuille Saumur (485), Orléans : BRGM. Notice explicative par Alcaydé G., Bigot A., Feys R. (1970), 15 p.

Feuille *Thouarcé* (n° 484) - Blaise J., Arnaud A., Brossé R., Cavet P., Depagne J., Gruet M., Lardeux H., Limasset O (1986) - Notice explicative, Carte géologique France (1/50 000), feuille Thouarcé (484), Orléans : BRGM, 57 p. Carte géologique par Blaise J., Gruet M., Brossé R., Cavet P., Lardeux H., Arnaud A. (1985).

Blaise J., Gruet M., Brossé R., Cavet P., Lardeux H., Arnaud A. (1985) - Carte géologique de la France à 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.

Cartes géologiques de la France à 1/80 000

Feuille *Saumur* (n° 119) : 1^{ère} édition, par Bureau, Wallerant et Welsch (1899).

Feuille *Saumur* (n° 119) : 2^e édition, par Lecointre G., Mathieu G. et Waterlot G. (1948).

BIBLIOGRAPHIE

ALCAYDÉ G., BIGOT A., FEYS R. (1970) - Carte géologique de la France à 1/50 000, feuille Saumur (485), Orléans : BRGM. Notice explicative par Alcaydé G., Bigot A., Feys R. (1970), 15 p.

ALCAYDÉ G., BIGOT A., FEYS R. (1970) - Notice explicative, Carte géologique France (1/50 000), feuille Saumur (485), Orléans : BRGM, 15 p. Carte géologique par Alcaydé G., Bigot A., Feys R. (1970).

ANDERS E., GRÉVESSE N. (1989) - Abundances of the elements: meteoritic and solar. *Geochim. Cosmochim. Acta*, 53, p. 197-214.

ANDREIEFF P. (éd.) (1977) - Notes d'orientation pour l'établissement de la carte géologique de France à 1/50 000 (3^e édition, mai 1997), Orléans, BRGM éditeur, *Document du BRGM*, 260, 255 p.

ARTH J.-G. (1979) - Some trace elements in trondhjemitites-Their implications to magma genesis and paleotectonic setting. In: Barker F. Ed., trondhjemitites, dacites and related rocks, *Developments in Petrology*, 6, p. 123-132, Elsevier, Amsterdam.

AUTRAN A., COGNÉ 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, Cogné J., Slansky M. Eds. *Mém. BRGM*, 108, p. 90-111.

AUVRAY B. (1979) - Genèse et évolution de la croûte continentale dans le Nord du Massif armoricain. Thèse d'État, Rennes, 681 p.

- BALLÈVRE M., BOSSE V., DUCASSOU C., PITRA P. (2009) - Palaeozoic history of the Armorican Massif: Models for the tectonic evolution of the suture zones. *C. R. Géosciences*, 341, p. 174-201.
- BARKER F. (1979) - Trondhjemitite: definition, environment and hypotheses of origin. *In: Barker F. Ed., Trondhjemitites, dacites and related rocks. Developments in Petrology*, Amsterdam, 6, p. 1-11.
- BAUDOIN V., MOUGIN B., ROUXEL E. (2009) - Référentiel Hydrogéologique Français BDRHF Version 2. Bassin Loire-Bretagne Année 2. Délimitation des entités hydrogéologiques en région Pays-de-Loire. Départements du Maine-et-Loire et de la Sarthe. Rapport d'étape. BRGM/RP-56954-FR.
- BICHOT F., THINON-LARMINACH M., TOUCHARD F., BAILLY D. (2005) - Synthèse hydrogéologique par bassins versants de la région Poitou-Charente. Relations nappes-rivières – BRGM/RP-53767-FR, 130 p.
- BLAISE J., ARNAUD A., BROSSÉ R., CAVET P., DEPAGNE J., GRUET M., LARDEUX H., LIMASSET O (1986) - Notice explicative, Carte géologique France (1/50 000), feuille Thouarcé (484), Orléans : BRGM, 57 p. Carte géologique par Blaise J., Gruet M., Brossé R., Cavet P., Lardeux H., Arnaud A. (1985).
- BLAISE J., GRUET M., BROSSÉ R., CAVET P., LARDEUX H., ARNAUD A. (1985) - Carte géologique de la France à 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.
- BONNET S. (1998) - Tectonique et dynamique du relief : le socle armoricain au Pléistocène. Thèse Université de Rennes, *Mém. Géoscience Rennes*, 86, 352 p.
- BONNET S., GUILLOCHEAU F., BRUN J.-P., VAN DEN DRIESSCHE J. (2000) - Large-scale relief development related to Quaternary tectonic uplift of a Proterozoic-Paleozoic basement: The Armorican Massif, NW France. *J. Geophys. Res.*, 105, B8, p. 19273-19288.
- BOYER C. (1974) - Volcanismes acides paléozoïques dans le Massif Armoricain. Thèse d'État, Orsay, 384 p.
- CABANIS B. (1986) - Identification des séries magmatiques dans les socles métamorphiques sur la base de critères géologiques, pétrographiques et géochimiques. *Mém. Sci. Terre*, Univ. P. et M. CURIE, 690 p. Thèse Sci., Paris.
- CABANIS B., THIÉBLEMONT D. (1988) - La discrimination des tholéiites continentales et des basaltes arrière arc : proposition d'un nouveau diagramme discriminant ; le triangle Th 3xTb 2xTa. *Bull. Soc. Géol. France*, (8), IV, 6, p. 927-935.
- CABANIS B., WYNS R. (1986) - Le volcanisme précambrien des Mauges (Sud-Est du Massif armoricain) et ses caractères géochimiques. *Hercynica*, Rennes, (II), 1, p. 71-78.

- CABANIS B., CHANTRAINE J., RABU D. (1987) - Geochemical study of the Brioverian (late Proterozoic) volcanic rocks in the northern Armorican Massif (France). Implications for geodynamic evolution during the Cadomian. In: Pharaoh T.-C., Beckinsale R.-D., Rickard D. (eds.), 33, p. 525-539. *Geochemistry and Mineralization of Proterozoic Volcanic Suites, Geol. Soc. Spec. Pub.*
- CAMUSARD J.-P. (2000) - Les sols marqueurs de la dynamique des systèmes géomorphologiques continentaux, thèse Univ. Caen, 3 volumes : 205-448-134 p.
- CAVET P., 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.* 263, (D), p. 1685-1688.
- CHANTRAINE J., AUTRAN A., CAVELIER C. (1996) - Carte géologique de la France à l'échelle du millionième, 6^e édition, BRGM, Orléans.
- CHANTRAINE J., ÉGAL E., THIÉBLEMONT D., LE GOFF E., GUERROT C., BALLÈVRE M., GUENNOC P. (2001) - The Cadomian active margin North Armorican Massif, France: a segment of the North Atlantic Panafrican belt. *Tectonophysics*, 331, p. 1-18.
- CHEVALIER M. (1988) - Conservation des sédiments cénozoïques le long de l'Accident sud-armoricain Sainte-Pazanne – Les Essarts (domaine du lac de Grand-Lieu, Loire-Atlantique), *Géologie de la France*, BRGM édit., Orléans, n° 1, p. 71-77.
- CHRÉTIEN P. avec la collaboration de FÉRET M.-J., JÉGOU J.-P., LUCASSOU F. (2012) - Fonctionnement hydrogéologique du bassin versant de l'Aubance (49). Recommandations pour l'élaboration de règles de gestion quantitative. Rapport final – BRGM/RP-61082-FR, 93 p., 19 ill., 3 tab., 3 ann.
- CLOZIER L., LE MÉTOUR J. (1984) - Carte géologique de la France à 1/50 000, feuille Cholet (510), Orléans : BRGM. Notice explicative par Le Métour J., Blouin J.-P., Chantraine J., Clozier L., Etienne H. (1989) 55 p.
- COGNÉ J. (1966) - Une « nappe » cadomienne de style pennique : la série cristallophylienne de Champtoceaux en bordure méridionale du synclinal d'Ancenis (Bretagne – Anjou). *Bull. Serv. Carte Géol. Als. Lorr.*, 19, 2, p. 107-136.
- COLE J.-W. (1984) - Taupo-Rotura Depression: an ensialic marginal basin of the North Island, New Zealand. In: Marginal basin geology. Volcanic and associated sedimentary and tectonic processes in modern and ancient marginal basins, Kokelaar B.-P., Howels M.-F., Eds., *Geol. Soc. London Sp. Publ.*, 16, p. 109-120.
- CUNEY M., STUSSI J.-M., BROUAND M. (1992) - Environnement géologique et structural du massif granitique de Neuvy-Bouin. Géochimie des granitoïdes vendéens. Rapport Int. ANDRA, n° RP CRE 92-001, 188 p.

- CUNEY M., STUSSI J.-M., BROUAND M., DAUTEL D., MICHARD A., GROS Y., PONCET D., BOUTON P., COLCHAN M., VERVIALLE J.-P. (1993) - Géochimie et géochronologie U/Pb des diorites quartziques du Tallud et de Moncutant : nouveaux arguments pour une extension de la « Ligne tonalitique Limousine » en Vendée. *C. R. Acad. Sci., Paris*, t. 316, n° 11, p. 1383-1390.
- DABARD M.-P. (1990) - Lower Brioverian formations (Upper Proterozoic) of the Armorican Massif (France): geodynamic evolution of source areas revealed by sandstone petrography and geochemistry. *Sedimentary Geology*, 69, p. 45-58.
- DEFANT M.-J., DRUMMOND M.-S. (1990) - Derivation of some modern arc magmas by melting of young subducted oceanic lithosphere. *Nature*, 347, p. 662-665.
- DENIS E., DABARD M.-P. (1988) - Sandstone petrography and geochemistry and geochemistry of late Proterozoic sediments of the Armorican Massif (France) - A key to basin development during the Cadomian Orogeny. *Precambrian Res.*, 42, p. 189-206.
- DHOSTE J. (1980) - Les granitoïdes de la moitié Nord du département des Deux-Sèvres : pétrographie, minéralogie, chimie de la moitié est de l'axe Nantes – Parthenay, des massifs de Moncutant et de Neuvy-Bouin. Thèse d'État, Poitiers, 493 p.
- DHOSTE M., LEGENDRE L., COUBÈS L. (1987) - Carte géologique de la France à 1/50 000, feuille Thouars (539), Orléans : BRGM. Notice explicative par Legendre L., Dhoste M., Coubès L. (1989), 34 p.
- DURAND S. (1960a) - Le Tertiaire de Bretagne. Étude stratigraphique, sédimentologique et tectonique. *Mém. Soc. Géol. Min. Bretagne*, Rennes, 2, p. 71-80.
- DURAND S. (1960b) - Le Tertiaire de Bretagne. Étude stratigraphique, sédimentologique et tectonique. Thèse d'État, géologie, Université de Rennes. *Mém. Soc. Géol. Minéral. Bretagne*, Rennes, 12, 389 p.
- DURAND S., coordonnatrice (1977) - Bretagne, Guides géologiques régionaux, Masson édit. , Paris, 208 p.
- ÉGAL E., GUERROT C., LE GOFF E., THIÉBLEMONT D., CHANTRAINE J. (1996) - The Cadomian orogeny revisited in Northern Brittany (France). *Geol. Soc. Am. Sp. Paper*, 304, p. 281-318.
- ESTÉOULE-CHOUX J. (1967) - Contribution à l'étude des argiles du Massif armoricain. Argiles des altérations et argiles des bassins sédimentaires tertiaires. Thèse d'État, Université de Rennes, 319 p., Rennes. *Mém. Soc. Géol. Minéral. Bretagne*, Rennes, 14, 319 p.
- ESTÉOULE-CHOUX J. (1968) - L'Éocène du Massif armoricain. Données nouvelles apportées par l'étude des minéraux argileux. Applications paléogéographiques et paléoclimatiques. Colloque sur l'Éocène, Paris, mai 1968, *Mémoire BRGM*, 58, p. 416-425.

- ESTÉOULE-CHOUX J., ESTÉOULE J., LOUAÏL J. (1969) - Sur la présence d'un dépôt à kaolinite et gibbsite entre le Bajocien et le Cénomani en Maine-et-Loire. *C. R. Acad. Sc., Paris*, t 268, p. 891-893.
- ESTÉOULE-CHOUX J., OLLIVIER-PIERRE M.-F. (1986) - Excursions en Bretagne. In « Colloque tectonique, effondrements et remplissages sédimentaires cénozoïques en domaine armoricain » (Rennes, Nantes, 9-13 sept. 1986), fasc. 2, p. 33-50.
- GABILLY J. (1978) - Poitou – Vendée – Charentes. Guides géologiques régionaux. Mason éd., Paris, 200 p.
- GEORGET Y. (1986) - Nature et origine des granites peralumineux à cordiérite et des roches associées. Exemple des granitoïdes du Massif armoricain (France). Pétrologie et géochimie. Mém. Doc. CAESS, Rennes, 9, 250 p.
- GILL J.-B. (1981) - Orogenic andesites and plate tectonics, *Springer Verlag*, Berlin, 390 p.
- GODARD G. (1988) - Petrology of some eclogites in the Hercynides: The eclogites from the southern Armorican Massif, in: Smith D.-C. (Ed.), Eclogites and eclogite-facies rocks, Elsevier, Amsterdam, 1988, p. 451-519.
- GODARD G., CHEVALIER M., BOUTON P., MOURoux B. (1994) - Un fleuve yprésien du Berry à la Vendée, témoin de l'évolution paléogéographique et tectonique du Centre-Ouest de la France au Cénozoïque, *Géologie de la France*, BRGM édité., Orléans, n° 4, p. 35-56.
- GUERROT C., CALVEZ J.-Y., BONJOUR J.-L., CHANTRAINE J., CHAUVEL J.-J., DUPRET L., RABU D. (1992) - Le Briovérien de Bretagne centrale et occidentale : nouvelles données radiométriques. *C. R. Acad. Sci. Paris*, 315, II, p. 1741-1746.
- JÉGOUZO P. (1980) - The South Armorican shear zone. *J. Struct. Geol.*, 2, 1 2, p. 39-47.
- JORON J.-L., TREUIL M. (1977) - Utilisation des propriétés des éléments fortement hygromagmaphiles pour l'étude de la composition chimique et de l'hétérogénéité du manteau. *Bull. Soc. Géol. France*, XIX, (6), p. 1197-1205.
- JOUBERT J.-M., THIÉBLEMONT D., KARNAY G., WYNS R. (2000) - Carte géologique de la France à 1/50 000, feuille Montreuil – Bellay (512), Orléans : BRGM. Notice explicative par Joubert J.-M., Thiéblemont D., Karnay G., Wyns R., Poncet D., Lambert J., (2000), 110 p.
- JOUBERT J.-M., THIÉBLEMONT D., KARNAY G., WYNS R., PONCET D., LAMBERT J. (2000) - Notice explicative, Carte géologique France (1/50 000), feuille Montreuil – Bellay (512), Orléans : BRGM, 110 p. Carte géologique par Joubert J.-M., Thiéblemont D., Karnay G., Wyns R. (1996).
- KLEIN C. (1963) - Phénomènes de réactivation tectonique et tectonique de revêtement en Armorique. *C. R. Acad. Sci., Paris*, t. 256, p. 2448-2450.

- KLEIN C. (1974) - Massif armoricain et Bassin parisien. Contribution à l'étude géologique et géomorphologique d'un massif ancien et de ses enveloppes sédimentaires. Thèse Doct. État Univ. t. 1, 343 p., t. 2, 882 p., t. 3, X pl., Strasbourg, Mém. Fondation Baulig n° 12, Orphrys impr. (1975), XII, 3 vol.
- LAUTRIDOU J.-P. (1985) - Le cycle périglaciaire pléistocène en Europe du Nord-Ouest et plus particulièrement en Normandie. Thèse Doc., Univ. Caen, II tomes, 908 p., 191 fig., 60 tabl., 19 pl. photos.
- LECOINTRE G., MATHIEU G., WATERLOT G. (1948) - Carte géologique détaillée à 1/80 000, feuille Saumur, 2^e édition.
- LEDRU P., MAROT A., HERROUIN Y. (1986) - Le synclinorium de Saint-Georges-sur-Loire : une unité ligérienne charriée sur le domaine centre armoricain. Découverte de metabasites à glaucophane sur la bordure sud de cette unité. *C. R. Acad. Sci. Paris*, (II), 303, 10, p. 963-968.
- LE GOFF E., GUENOC P., HALLEGOUËT B., LEBRET P., THOMAS E., COURBOULEIX S., BONNOT-COURTOIS C., EHRHOLD A., PLUQUET F., CARN A., LE BERRE P., MARTELET G., MONNIER J.-L., SIMÉON Y., BITRI A. (2009) - Notice explicative de la carte géologique de la France (1/50 000), feuille Saint-Malo (n° 207), Orléans : éditions BRGM, feuille n° 207 [Sous presse].
- LE GALL J. (1993) - Reconstitution des dynamismes éruptifs d'une province paléovolcanique : l'exemple du graben cambrien du Maine (Est du Massif armoricain). Pétrogénèse des magmas andésitiques et ignimbritiques et leur signification dans l'évolution géodynamique cadomienne. Thèse d'État, Caen. *Mém. Géosci. Rennes*, 52, 361 p.
- LE MÉTOUR J. (1979) - Le cisaillement dextre Est vendéen : prolongement du cisaillement Sud armoricain. 7^e RAST, Lyon, p. 292.
- LE MÉTOUR 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, 4, p. 365-371.
- LE MÉTOUR J., avec la collaboration de BLOUIN J.-P., CHANTRAINE J., CLOZIER L., ÉTIENNE H. (1989) - Notice explicative, Carte géol. France (1/50 000), feuille Cholet (510). BRGM, Orléans, 55 p. Carte géologique par Clozier L., Le Métour J. (1984).
- LEGENDRE L., DHOSTE M., COUBÈS L. (1989) - Notice explicative, Carte géologique France (1/50 000), feuille Thouars (539), Orléans : BRGM, 34 p. Carte géologique par Dhoste M., Legendre L., Coubès L. (1987).
- LUCASSOU F., ALLIER D., CHRÉTIEN P. AVEC LA COLLABORATION DE FÉRET M.-J., JÉGOU J.-P. (2011) - Élaboration de règles de gestion volumique de la ressource en eau souterraine – Bassin versant du Layon. Rapport final – BRGM/RP-60065-FR, 53 p., 25.

- MALEYX C., RAVOUX A. (2009) - Cartographie des formations superficielles de la feuille au 1/50 000 de Vihiers cartographie BRGM, Mémoire d'Aptitude à la Géologie La Salle Beauvais - IGAL, 71^e promotion, n° 471, 81 p., 76 ig., annexes.
- MARCHAND J. (1981) - Écaillage d'un « mélange tectonique » profond : le complexe cristallophyllien de Champtoceaux (Bretagne méridionale). *C. R. Acad. Sci.*, (II), 293, p. 223-228.
- NOBLET CH., LEFORT J.-P. (1990) - Sedimentological evidence for a limited separation between Armorica and Gondwana during the Early Ordovician. *Geol.*, 18, p. 303-306.
- PFEIFFER M.-T. (1985) - La ligne tonalitique du Limousin. Thèse Doctorat, Univ. Limoges, 585 p.
- PUPIN J.-P. (1980) - Zircon and granite petrology. *Contrib. Mineral. Petrol.*, 73, p. 207-220.
- ROLIN P., AUDRU J.-C., BOUROLLEC I., WYNS R., THIÉBLEMONT D., COCHERIE A., GUERROT C., COURTOIS N., BERNARD E., CHANTRAINE J., LAMBERT J., TERRIER-SEDAN M. (2000) - Notice explicative, Carte géologique France (1/50 000), feuille Les Herbiers (537), Orléans : BRGM, 117 p. Carte géologique par Rolin P., Audru J.-C., Bouroullec I., Wyns R., Clozier L. (2000).
- ROLIN P., AUDRU J.-C., BOUROLLEC I., WYNS R., CLOZIER L. (2000) - Carte géologique de la France à 1/50 000, feuille Les Herbiers (537), Orléans : BRGM. Notice explicative par Rolin P., Audru J.-C., Bouroullec I., Wyns R., Thiéblemont D., Cocherie A., Guerrot C., Courtois N., Bernard E., Chantraine J., Lambert J., Terrier-Sedan M. (2000), 117 p.
- ROLIN P., AUDRU J.-C., PONCET D., THIÉBLEMONT D., GUERROT C., COCHERIE A., FARJANEL G., FAUCONNIER D., LEMORDANT Y., SOYER C. (2004) - Notice explicative, Carte géologique France (1/50 000), feuille Bressuire (538), Orléans : BRGM, 109 p. Carte géologique par Rolin P., Poncet D., Audru J.-P., Papin H., Jousseume S., Maillard A. (2004).
- ROLIN P., PONCET D., AUDRU J.-P., PAPIN H., JOUSSEAUME S., MAILLARD A. (2004) - Carte géologique de la France à 1/50 000, feuille Bressuire (538), Orléans : BRGM. Notice explicative par Rolin P., Audru J.-C., Poncet D., Thiéblemont D., Guerrot C., Cocherie A., Farjanel G., Fauconnier D., Lemordant Y., Soyer C. (2004), 109 p.
- ROLIN P., MARQUER D., COLCHEN M., THIÉBLEMONT D., ROSSI P. (2008) - Progressive shortening axis rotation recorded by Variscan synkinematic granites: example of the South Armorican shear zone in the Vendée (France). *Geodinamica Acta*, 21/4, p. 203-218.
- ROSS P.-S., WHITE J.-D.-L. (2006) - Debris jets in continental phreatomagmatic volcanoes: A field study of their subterranean deposits in the Coombs Hills vent complex, Antarctica. *Journal of Volcanology and Geothermal Research*, 149, p. 62-84.

- SANTALLIER D. (1964) - Étude des roches granitiques et des laves paléozoïques du Choletais. Thèse 3^e cycle, Paris, 117 p.
- SAUNIER J.-F. (1986) - Un domaine cristallophyllien dans le protérozoïque supérieur (Briovérien) de Bretagne centrale : le dôme de Plouguenast (Côtes du Nord). *Doc. BRGM*, Orléans, 109, 119 p.
- TAYLOR S.-R., McLENNAN S.-M. (1985) - The continental crust: its composition and evolution. Blackwell Scient. Publ. Oxford, 312 p.
- TERS M. (1973) - Les variations du niveau marin depuis 10 000 ans le long du littoral atlantique français. INQUA, 9^e congrès international : le Quaternaire : géodynamique, stratigraphie et environnement. Paris, p. 114-135.
- THIÉBLEMONT 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, 157, 365 p.
- THIÉBLEMONT D., GUERROT C., LE MÉTOUR J., JÉZÉQUEL P. (2001) - Le complexe de Cholet-Thouars : un ensemble volcano-plutonique Cambrien Moyen au sein du bloc précambrien des Mauges. *Géologie de la France*, 1-2, p. 7-17.
- WYNS R. (1991) - Évolution tectonique du bâti armoricain oriental au Cénozoïque, d'après l'analyse des paléosurfaces continentales et des formations géologiques associées. *Géologie de la France*, Orléans, BRGM édit., 3 ou 4, p. 11-42.
- WYNS R. (1996) - Essai de quantification de la composante verticale de la déformation finie cénozoïque en Poitou, Limousin et dans la plate-forme Nord-aquitaine d'après l'analyse des paléosurfaces continentales et des sédiments associés. *In* : Colloque quantification de la tectonique et de l'eustatisme à partir d'informations stratigraphiques et géomorphologiques, Réunion SGF-ASF, Rennes, Octobre 1996.
- WYNS R. (2001) - Cadre géodynamique : les déformations de grandes longueurs d'ondes. *Bull. Inf. Géol. bassin de Paris*, vol. 37, n° 1, p. 7-9.
- WYNS R. (2002) - Climat, eustatisme, tectonique : quels contrôles pour l'altération continentale ? Exemple des séquences d'altération cénozoïques en France, *in* Paléomorphologie et Paléosurfaces - Paris - France - 28/02/2001. *Bull. Inf. Géol. bassin de Paris*, vol. 39, n° 2, p. 5-16.
- WYNS R. (2003) - Fissuration profonde par l'altération : processus d'acquisition et répartition 3D des propriétés physiques des profils d'altération. *In*: Assoc. Sédim. Français, 9^e congrès français de sédimentologie, Bordeaux, livre des résumés, ASF, n° 38, p. 529-530.
- WYNS R., LABLANCHE G. (1986) - Carte géologique à 1/50 000, Chantonnay et notice explicative, BRGM, Orléans.

- WYNS R., LE MÉTOUR J. (1983) - Le Précambrien du massif vendéen. Étude détaillée de deux coupes de référence (coupes de l'Evre et de la Divatte) et synthèse des données récentes. Doc. BRGM, Orléans, 68, 60 p.
- WYNS R., BALTASSAT J.-M., LACHASSAGNE P., LEGCHENKO A.-V., VAIRON J., MATHIEU F. (2004) - Application of magnetic resonance soundings to groundwater reserves mapping in weathered basement rocks (Brittany, France). *Bull. Soc.Géol. France*, Paris, t. 175, vol. 1, p. 21-34.
- WYNS R., CLÉMENT J.-P., BALLÈVRE M., MOGUEDET G., BIAGI R., LARDEUX H., GRUET M. (1998a) - Carte géologique de la France à 1/50 000, feuille Chemillé (483), Orléans : BRGM. Notice explicative par Wyns R., Lardeux H., Moguedet G., Duermael G., Gruet M., Biagi R. (1998), 72 p.
- WYNS R., GOURRY J.-C., BALTASSAT J.-M., LEBERT F. (1999) - Caractérisation, multi-paramètres des horizons de sub-surface (0-100 m) en contexte de socle altéré, in GEOFCAN 1997, géophysique des sols et des formations superficielles - 1^{er} - Orstom, Bondy, France, 11-12/09/1997, Actes du colloque, p. 139-142.
- WYNS R., GOURRY J.-C., LEBERT F. (1997) - Predictive mapping of mechanical properties of alterites through continuous electrical resistivity measurements, in EEGS 3rd Environmental and Engineering Geophysics Society, European section, Aarhus, Danemark - 8-11/09/1997, Actes du colloque EEG, p. 171-174.
- WYNS R., GUILLOCHEAU F. (1999) - Géomorphologie grande longueur d'onde, altération, érosion et bassins épicontinentaux, in Résultats et perspectives, LEDRU P. (Ed), colloque GéoFrance 3D, résultats et perspectives, ENS, Lyon France, 23-24/11/1999, Doc. BRGM, Orléans : éditions BRGM, n° 293, p. 103-108.
- WYNS R., LARDEUX H., MOGUEDET G., DUERMAEL G., GRUET M., BIAGI R. (1998b) - Notice explicative, Carte géologique France (1/50 000), feuille Chemillé (483), Orléans : BRGM, 72 p. Carte géologique par Wyns R., Clément J.-P., Ballèvre M., Moguedet G., Biagi R., Lardeux H., Gruet M. (1998).
- WYNS R., QUESNEL F., SIMON.COINÇON R., GUILLOCHEAU F., LACQUEMENT F. (2003) - Major weathering in France related to lithospheric deformation, in Paleoweathering and paleosurfaces in the Ardennes-Eifel region, Preizerdaul Luxembourg, 14-17/05/2003, *Géologie de la France*, Orléans : éditions BRGM, vol. 1, p. 79-97, 4 fig.

AUTEURS

Pour la carte

La coordination des levés a été assurée par D. Thiéblemont, ingénieur-géologue au BRGM.

Les divers levés de la carte ont été réalisés de 1988 à 2009. Les levés des terrains du Protérozoïque, du Paléozoïque et du Mésozoïque ont été effectués par D. Thiéblemont, J.-N. Ferry, étudiant à l'Université d'Orsay et R. Augier, étudiant à l'université de Paris VI.

Les formations superficielles ont été levées par S. Laurent-Charvet (professeur), Ch. Maleyx, A. Ravoux (étudiants), tous trois à La Salle Beauvais - IGAL et P. Lebret, ingénieur-géologue au BRGM.

Pour la notice

La réalisation de la notice a été coordonnée par D. Thiéblemont.

La majeure partie des textes a été rédigée par D. Thiéblemont, à l'exception des parties concernant les formations cénozoïques la géodynamique récente qui ont été rédigés par S. Laurent-Charvet, C. Maleyx, A. Ravoux et P. Lebret. La partie « Hydrogéologie » a été rédigée par P. Chrétien, ingénieur-hydrogéologue au service géologique Pays de Loire.

La rubrique sur la sismicité historique a été revue par J. Lambert, ingénieur au BRGM.

ANNEXE

Rapport d'étude géochronologique, échantillon de lave acide (DVI443B) intercalé dans les Schistes des Mauges, par C. Guerrot (BRGM).

I - INTRODUCTION

Plusieurs cristaux ont été sélectionnés afin d'être analysés en spectrométrie de masse à source solide. La méthode U-Pb par dissolution a été utilisée, et est brièvement décrite dans la partie analytique.

L'échantillon étudié concerne le levé de la carte géologique à 1/50 000 de la feuille de Vihiers, Vendée.

Il s'agit de l'échantillon DVI443-B, qui est une lave ou un dyke acide intercalé dans les schistes de Mauges.

L'âge de cristallisation de cet échantillon est recherché.

II - TYPOLOGIE DU ZIRCON

Les zircons de cet échantillon sont assez rares, petits, incolores à légèrement fumées et limpides. Ils sont souvent automorphes, mais il existe une population de zircons très ovoïdes et complètement incolores (fraction 4). Seulement quelques grains ont pu être indexés (10 zircons), ce qui rend la typologie non significative. Elle est reportée à titre indicatif dans la figure 1. La population semble se situer dans le domaine 4 de la répartition typologique des granites de Pupin (voir annexe typologie du zircon accessoire), c'est à dire le domaine des granites d'origine calco-alcaline.

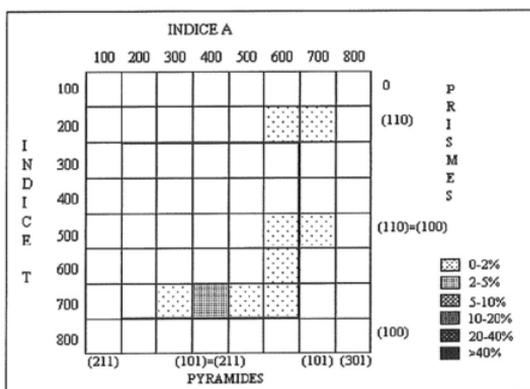


Figure 1 : Diagramme de répartition typologique indicatif pour les zircons indexés de la lave acide DVI443-B intercalée dans les schistes des Mauges.

III - RESULTATS D'ANALYSE EN SPECTROMETRIE DE MASSE

III - 1 - Technique analytique.

Après une séparation classique des minéraux lourds, les zircons sont séparés selon leur susceptibilité magnétique, les moins magnétiques étant le plus souvent les plus concordants (Krogh, 1982a). Ils sont ensuite séparés en populations distinctes s'il y a lieu, et fortement abrasés afin d'accroître la concordance (Krogh, 1982b). La mise en solution, la séparation et la purification de l'uranium et du plomb sont adaptées de Krogh (1973) et Parrish (1987). Les analyses ont été effectuées sur multiplicateur d'électrons en mode dynamique sur un spectromètre de masse Finnigan MAT 261. Les niveaux de contamination sont inférieurs à 15 pg en Pb et 1 pg en U. Les rapports mesurés sont corrigés du fractionnement, du blanc de procédure, de l'étalon, et du plomb commun initial en utilisant le modèle de Stacey et Kramers (1975). Toutes les erreurs sont données à 2σ . La régression

est effectuée en utilisant le programme ISOPLOT/EX, version 2.06d (Ludwig, 1999). Tous les résultats sont donnés à 95% de niveau de confiance.

III - 2 - Echantillon : DVI443-B

Quatre fractions ont été analysées. Seul un cristal, automorphe, incolore et limpide, non magnétique à 0° a été récolté. Les autres fractions, composées de plusieurs cristaux proviennent de la fraction magnétique à 0°. Une fraction (4) est composée uniquement de petits zircons complètement arrondis et incolore.

Les résultats sont reportés dans le Tableau 1, et dans le diagramme Concordia de la Figure 2. Les fractions 1, 2 et 3 donne des âges $^{207}\text{Pb}/^{206}\text{Pb}$ identiques à 590Ma. Les rapports $^{206}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$ sont bas, spécialement pour la fraction 1, pour laquelle la teneur en U et donc en Pb radiogénique sont très basses. Les fractions 2 et 3 ont des rapports plus élevés. Ces trois fraction sont concordantes à sub-concordantes. La fraction 4, par contre se situe bien au dessus de ces fractions, avec un âge $^{207}\text{Pb}/^{206}\text{Pb}$ age ancien, sans doute Protérozoïque inférieur.

La fraction 1, avec un faible rapport $^{206}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$, n'est pas incluse dans le calcul d'âge. Ce calcul d'âge est donc effectué sur deux fractions concordantes. L'âge obtenu est de 591 ± 9 Ma, et est interprété comme âge de cristallisation de la lave acide DVI443-B. On remarque, que malgré les erreurs importantes sur la fraction 1, elle se situe sur la discordia. On remarque également (Figure 2) que la droite passant par la fraction 4 et reliant la concordia à 590 Ma, indique un intercept supérieur à 2080 Ma, héritage vraisemblablement Protérozoïque inférieur.

Echantillon		Concentrations					Rapports isotopiques				AGE
#	Min	pds. (µg)	U (ppm)	Pb rad (ppm)	Com (pg)	Pb		Pb/U	Pb/U	Pb	Pb
						206/204	208/206				
[1]	[2]	[3]	[4]	[4]	[4]	[4]	[4]	[4]	(Ma)		
1	1z tra nm0	4	33	3.5	33	60	0.232	0.09492 ± 42	0.7805 ± 240	0.05963 ± 178	590
2	4z tra m0	13	130	12.8	30	343	0.163	0.09369 ± 30	0.7704 ± 52	0.05964 ± 32	591
3	5z all m0	12	180	18.3	38	356	0.168	0.09610 ± 30	0.7904 ± 42	0.05965 ± 26	591
4	5z arr m0	9	99	20.8	27	428	0.116	0.19893 ± 58	2.9480 ± 134	0.10748 ± 34	1757

NOTES:

1 = Minéral : nombre de grains z : zircon ; nm : non magnétique à 0° ; m1 : magnétique à 1° ; etc. ; all : allongé ; tra : trapu ; arr : arrondi

2 = Plomb commun total (étalon, contamination et minéral)

3 = corrigé pour la discrimination de masse

4 = corrigé pour la discrimination de masse, la contamination générale (Pb=15 pg, U=1 pg), l'étalon et le Pb commun initial. Les erreurs sont présentées à 2σ. La composition isotopique du Pb commun initial a été calculée selon le modèle d'évolution à deux stades de Stacey et Kramers (1975).

Tableau 1 : Résultats analytiques pour les zircons de la lave acide DVI443-B, feuille de Vihiers.

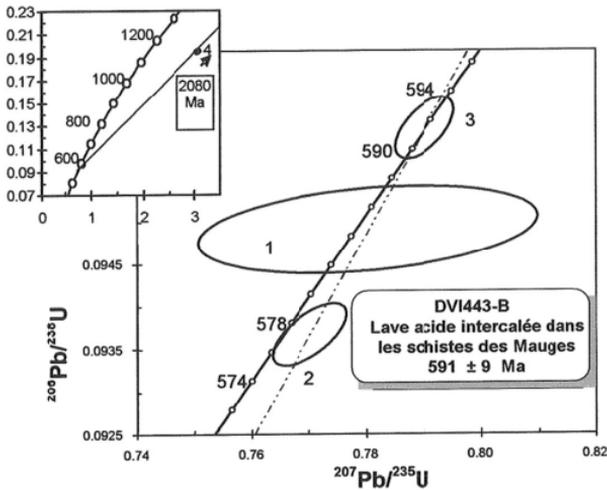


Figure 3 : Diagramme Concordia U-Pb pour les zircons de la lave acide DVI443-B intercalée dans les schistes des Mauges, feuille de Vihiers. Les chiffres correspondent aux fractions identifiées dans le Tableau 1.

IV - CONCLUSION

La méthode de catation U-Pb par dissolution sur zircons a été utilisée pour la datation d'une lave acide intercalée dans les schistes des Mauges, et provenant de la feuille au 1/50 000 de Vihiers (Vendée).

L'âge de cristallisation de cette lave est de 591 ± 9 Ma et est donc Protérozoïque supérieur.

V - REFERENCES BIBLIOGRAPHIQUES

- KROGH T.E., 1973.- A low-contamination method for hydrothermal decomposition of zircon and extraction of U and Pb for isotopic age determination. *Geochim. Cosmochim. Acta*, 37: 485-494.
- KROGH T.E., 1982a.- Improved accuracy of U-Pb zircon dating by selection of more concordant fractions using a high gradient magnetic separation technique. *Geochim. Cosmochim. Acta*, 46: 631-635.
- KROGH T.E., 1982b.- Improved accuracy of U-Pb zircon ages by the creation of more concordant systems using an air abrasion technique. *Geochim. Cosmochim. Acta*, 46: 637-649.
- LUDWIG K.R., 1999.- Isoplot/Ex version 2.06 : A Geochronological Toolkit for Microsoft Excel. Berkeley Geochronology Center, Special Publication N° 1a. 49p.
- PARRISH R.R., 1987.- An improved micro-capsule for zircon dissolution in U-Pb geochronology. *Chem. Geol. (Isotop. Geosc. Sect.)*, 66, 99-102.
- STACEY J.S. and KRAMERS J.D., 1975.- Approximation of terrestrial lead isotope evolution by a two stage model. *Earth Planet. Sci. Lett.*, 26: 207-221.

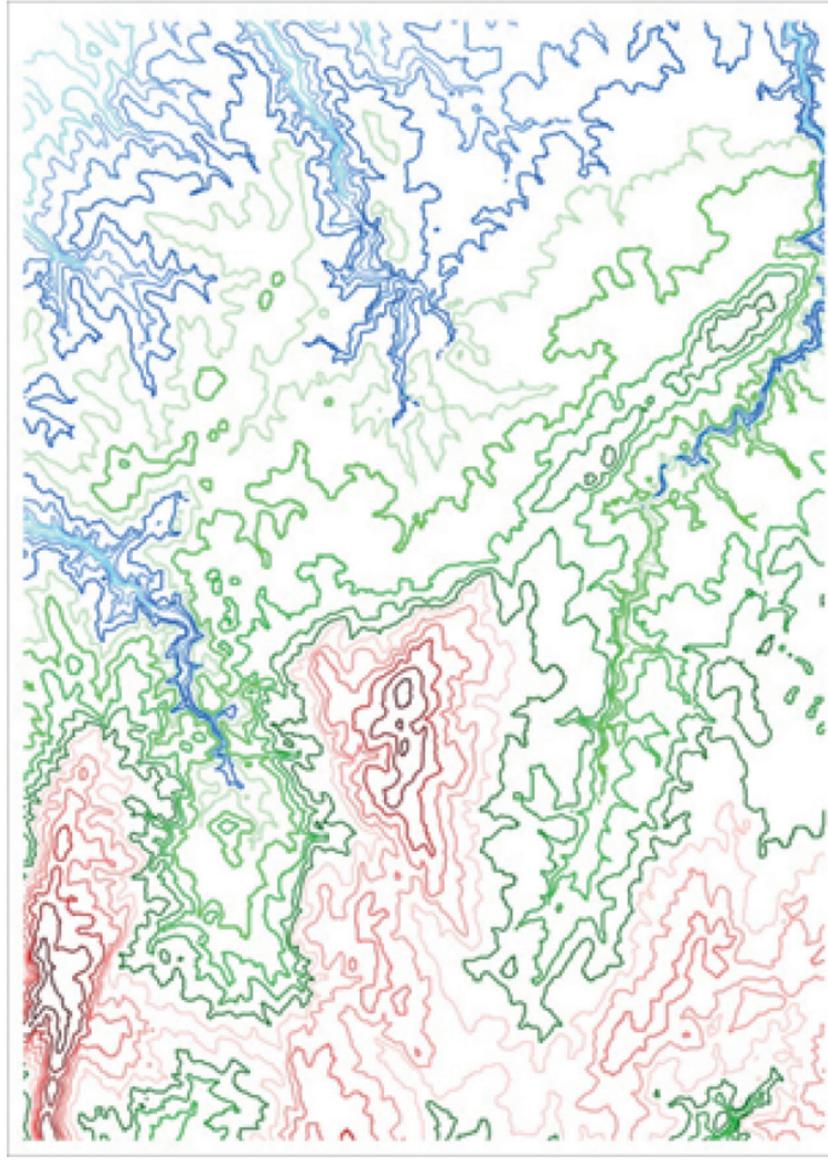


Fig. 1 - Traitement coloré des courbes de niveau (équidistance 10 m) mettant en évidence les traits majeurs du relief de la feuille Vihiers. Les altitudes varient de 210 m dans la zone centrale (teinte marron) à 60 m au NE (teinte bleu clair)

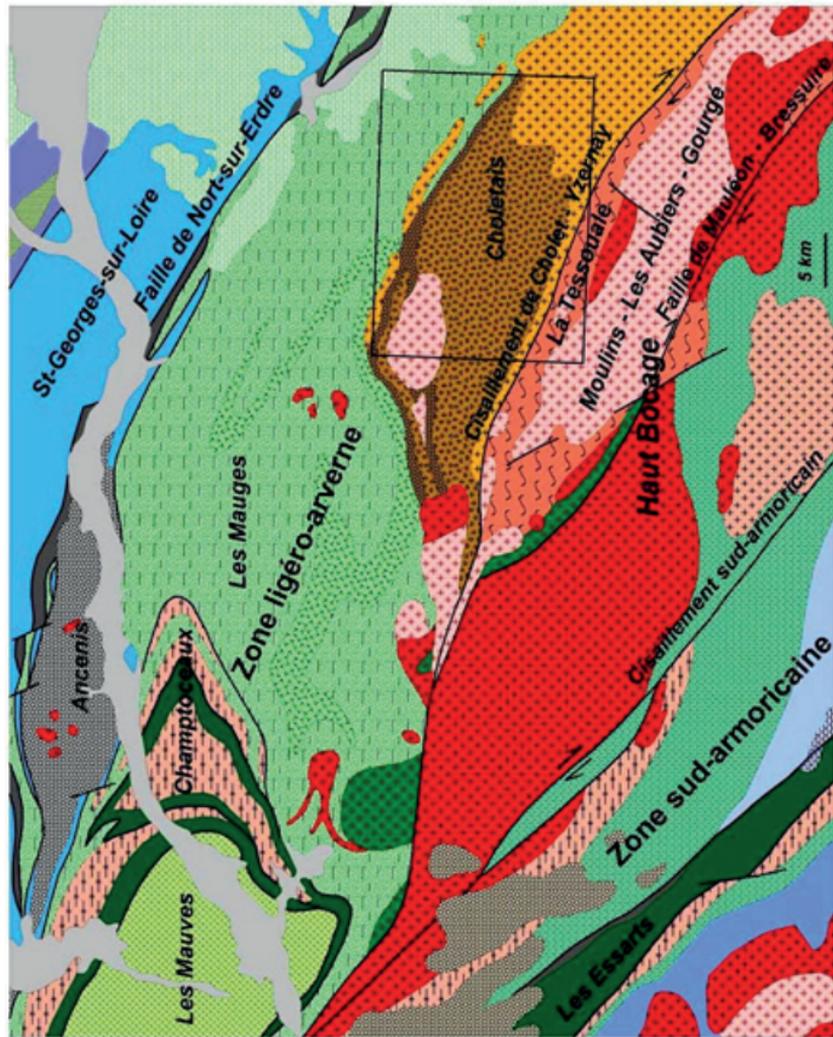


Fig. 2 - Cadre géologique simplifié de la feuille Vihiers (modifié d'après Chantraine et al., 1996)

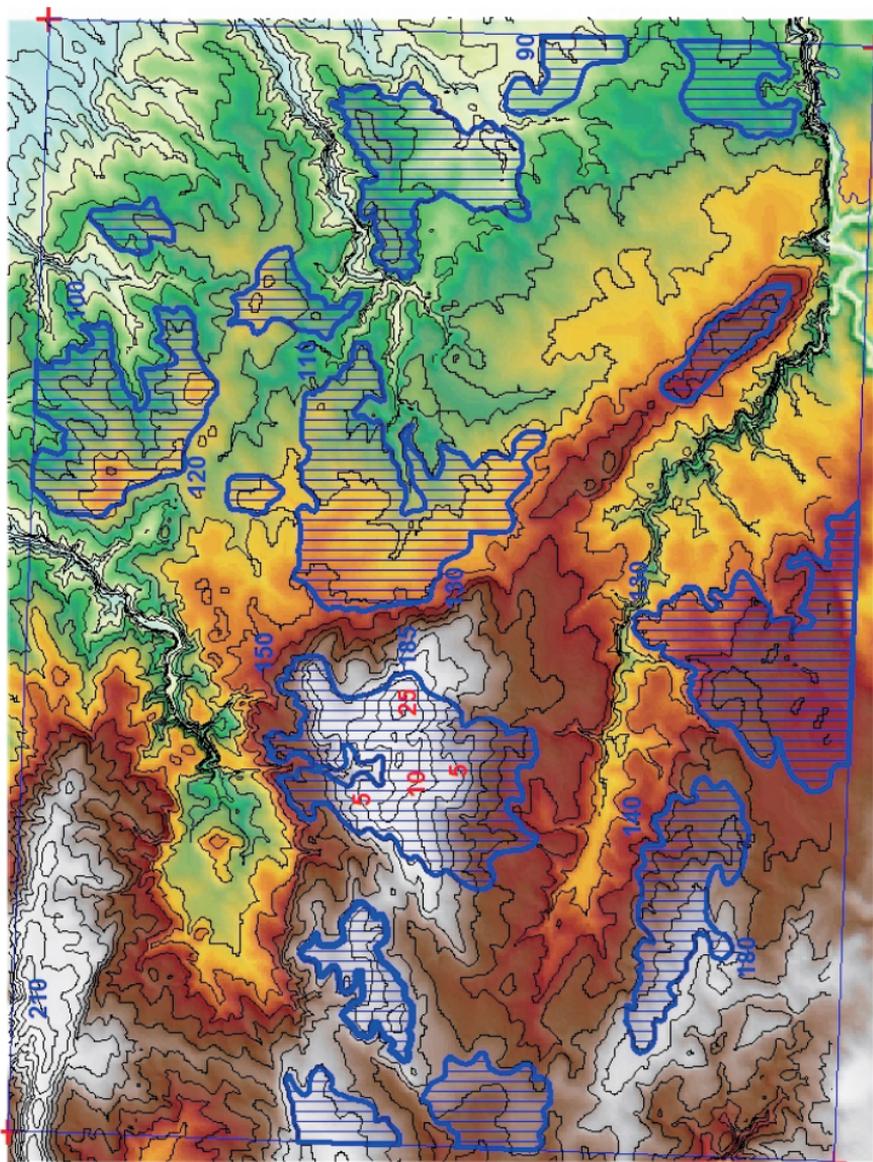


Fig. 11 - Report du mur des allotérites sur un traitement coloré du relief avec indication locale de l'altitude (en bleu) et épaisseur apparente des allotérites (en rouge)

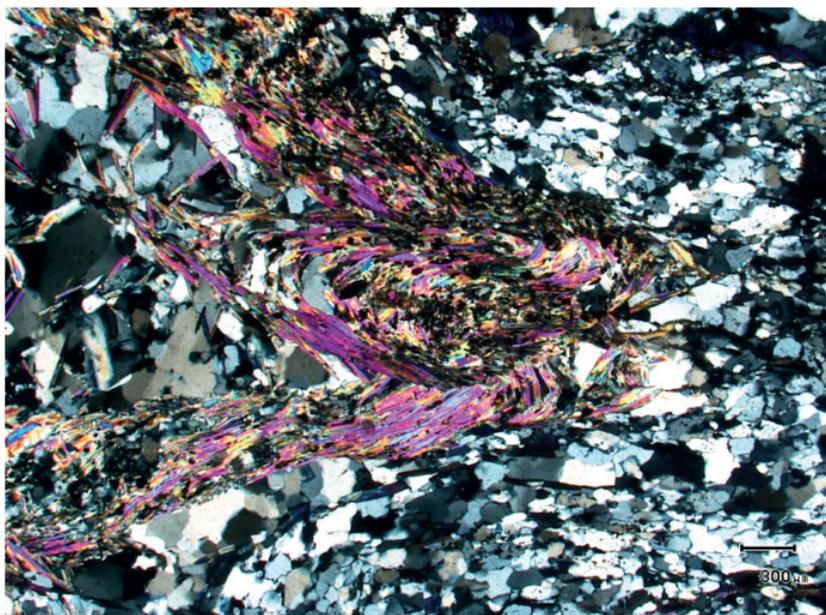


Photo 1 - Plissement de phase 2 dans un micaschiste pélitique de l'unité inférieure de la Série des Mauges

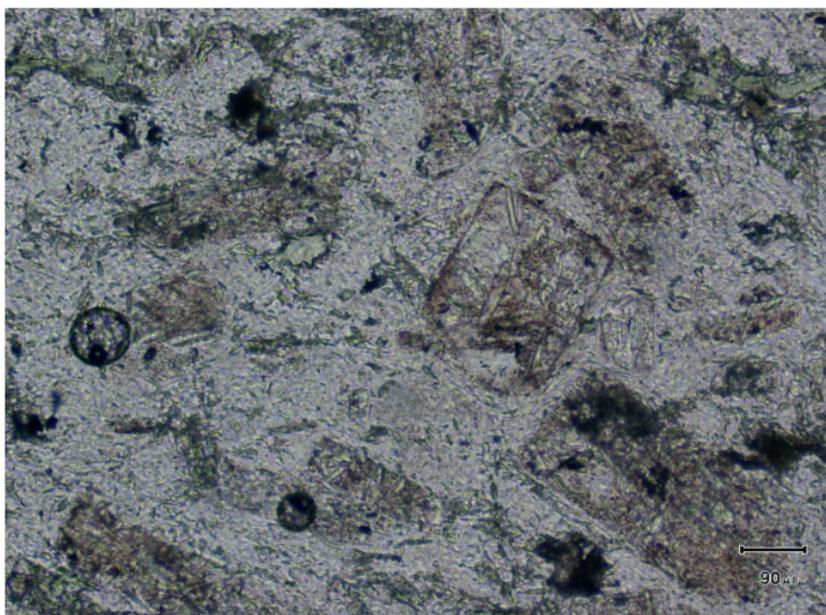


Photo 2 - Vue microscopique de la rhyolite subvolcanique DVI443B (Lumière polarisée non analysée) montrant la coexistence de microphénocristaux automorphes de feldspath et d'un fond (mésostase) feldspathique ponctué de plages chloriteuses et de granules opaques

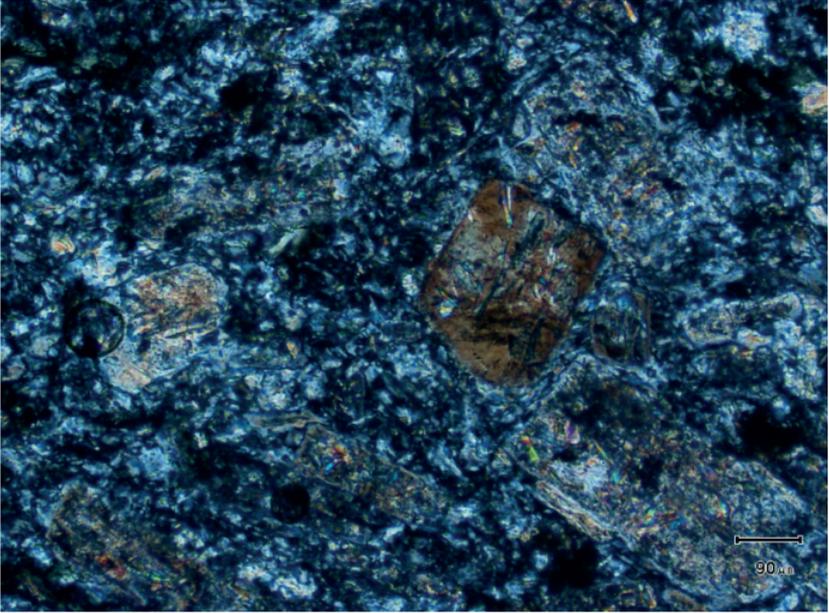


Photo 3 - Même vue que la précédente, mais en lumière polarisée analysée

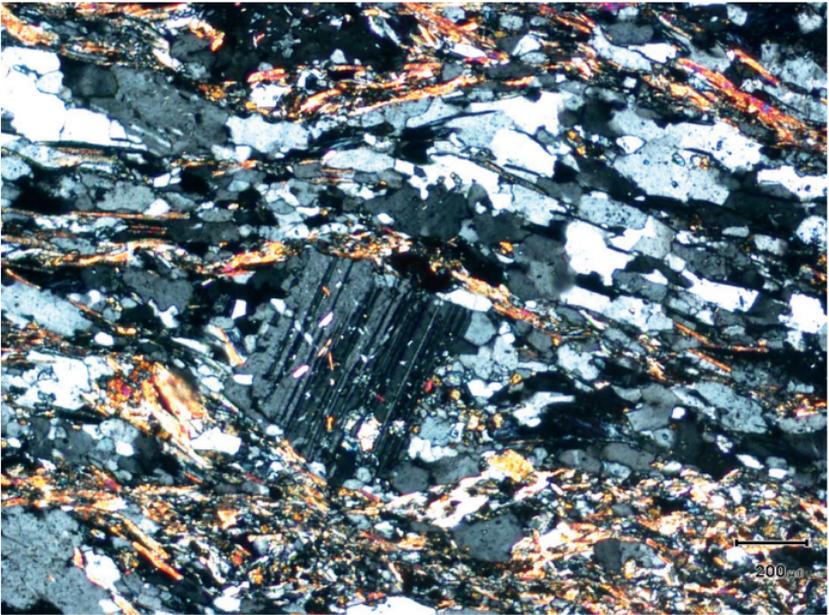


Photo 4 - Vue microscopique (lumière polarisée analysée) d'un métagrauwacke montrant un porphyroclaste feldspathique subautomorphe disposé au sein d'une matrice synschisteuse à quartz, feldspaths, minéraux phylliteux et épidote



Photo 5 - Vue microscopique (lumière polarisée non analysée) d'un métagrauwaque montrant un porphyroclaste d'épidote subautomorphe « surmontant » un lit plissé enrichi en séricite et épidote



Photo 6 - Tuf vitroclastique à galets de quartz de la base de la série cambrienne. La matrice est ponctuée de nombreux vitroclastes englobant des fragments laviques de texture variée : lave vitreuse aphyrique, lave vacuolaire, ponce



Photo 7 - Galet de quartz polycristallin subcentimétrique au sein du tuf vitroclastique précédent (Photo 6)



Photo 8 - Quartz polycristallin millimétrique au sein du tuf vitroclastique (Photo 6)

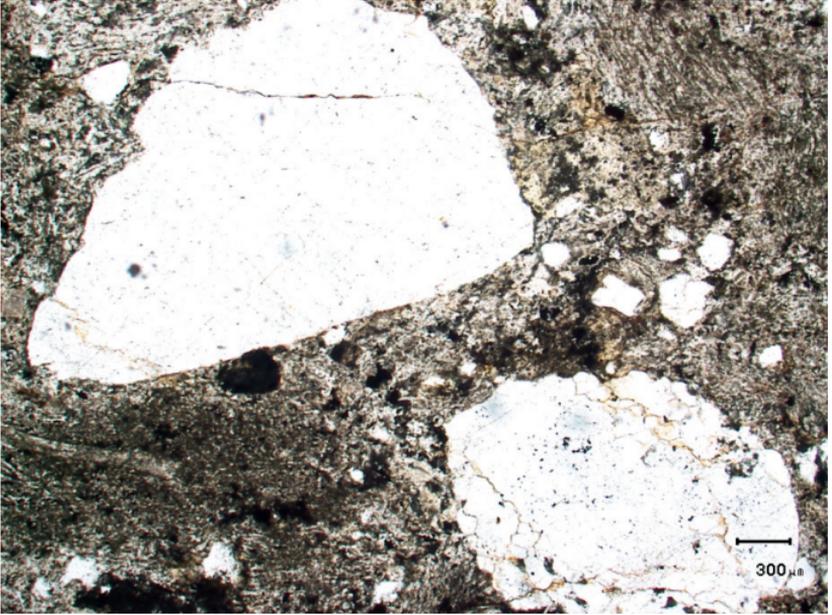


Photo 9 - Petits galets de quartz polycristallin abondant dans un tuf vitroclastique

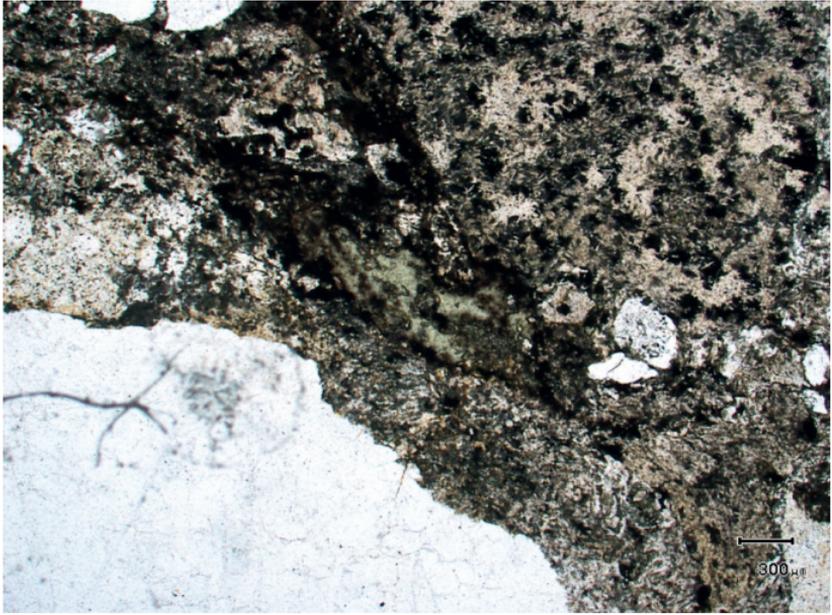


Photo 10 - Fragment de lave basique riche en chlorite dans un tuf vitroclastique à galets de quartz polycristallin



Photo 11 - Vue générale d'un grès grauwackeux à grain assez grossier comportant du quartz dominant, du feldspath subautomorphe, un fragment de schiste chloriteux, des phyllites dispersées (chlorite et mica blanc) et des grains d'oxyde



Photo 12 - Vue générale d'une lave basique ou intermédiaire à matrice microlitique riche en chlorite et minéraux opaques (caractère mafique) incluant des plagioclases automorphes. Vers le coin bas – gauche, l'amas ovoïde est une ancienne vacuole comblée par des produits secondaires

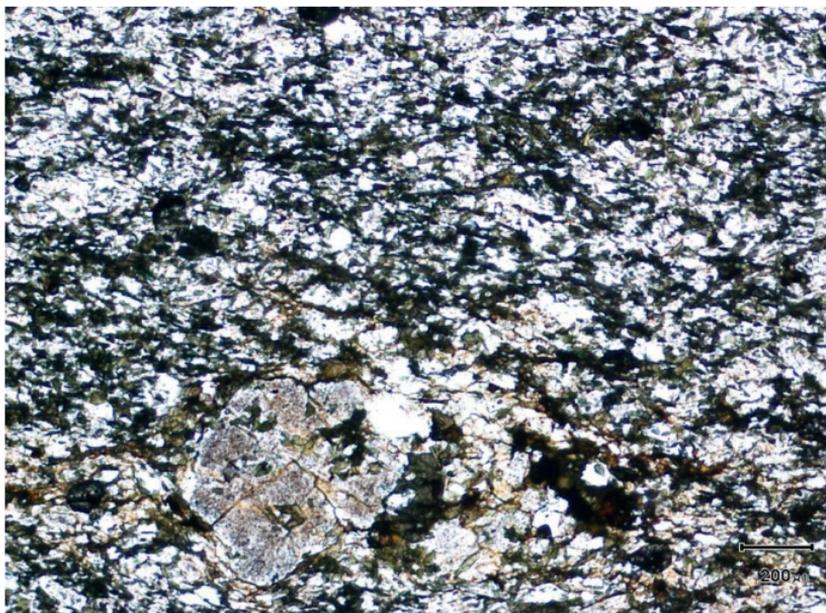


Photo 13 - Métalave mafique à intermédiaire porphyrique prélevée au voisinage de la terminaison orientale du Massif de Coron – Vézins, montrant un métamorphisme mésozonal et une intense déformation synmétamorphe

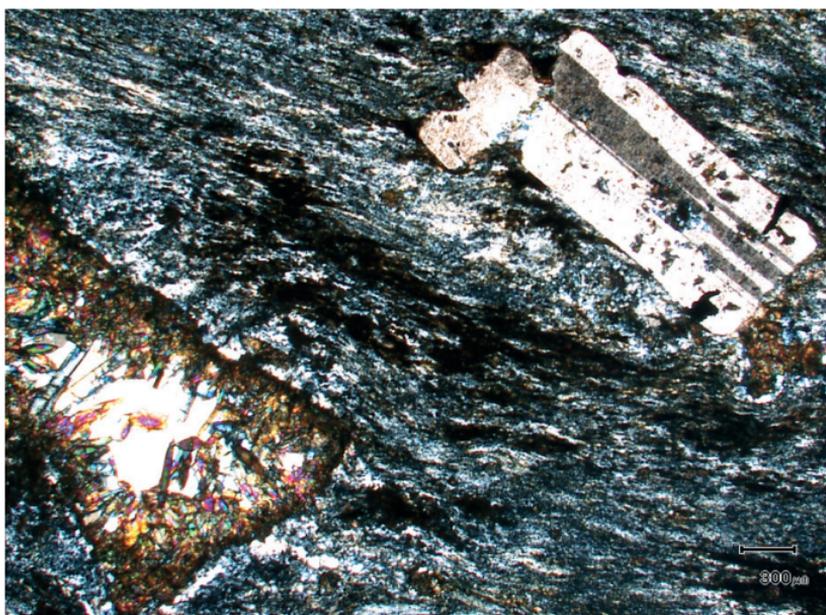


Photo 14 - Coexistence d'un phénocrystal de plagioclase sub-automorphe et plus ou moins corrodé et d'une plage à épidote secondaire au sein d'une dacite porphyrique. La matrice, largement quartzo-feldspathique, montre d'abondants minéraux sombres cryptocristallins et paillettes de mica blanc secondaires dessinant une schistosité de flux ici bien marquée

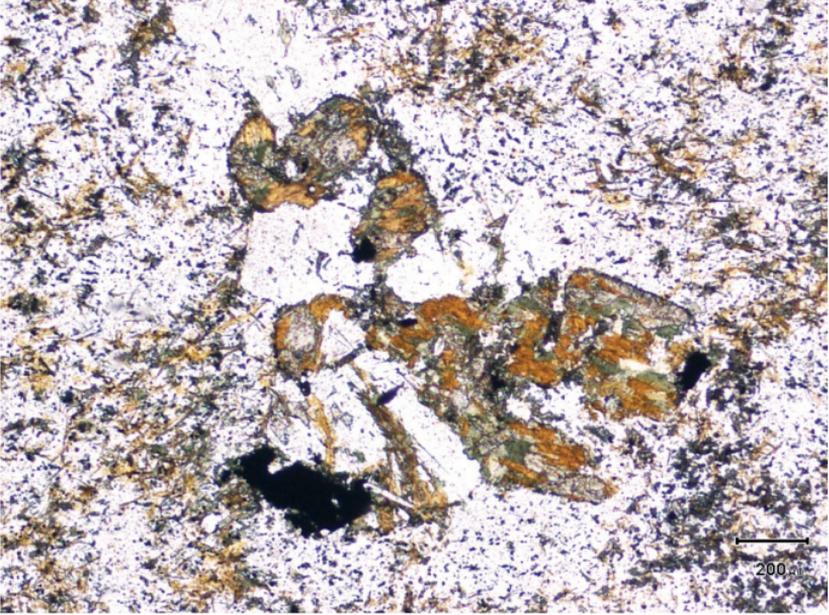


Photo 15 - Assemblage glomérophyrique de minéraux automorphes au sein d'une dacite porphyrique à matrice felsitique. Les phénocristaux sont des plagioclases et minéraux ferro-magnésiens (biotite) plus ou moins rétrotransformés en chlorite



Photo 16 - Vue d'une dacite ignimbritique montrant un phénocristal subautomorphe de plagioclase adjacent à une matrice orientée incluant des « fiammes » oxydées et des plages vacuolaires (en haut à gauche).

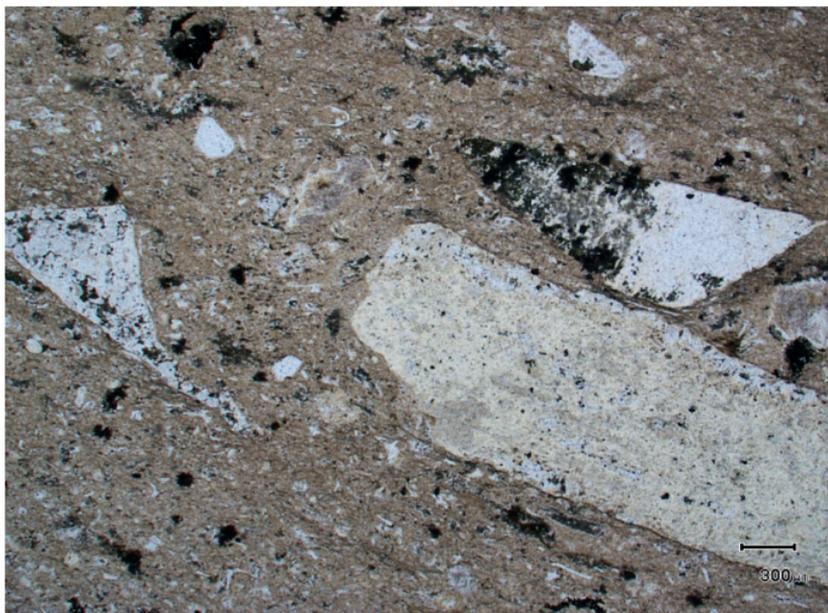


Photo 17 - Tuf ignimbritique montrant des fragments de laves plus ou moins éclatés et quelques cristaux épars « baignant » dans une matrice vitroclastique



Photo 18 - Tuf ignimbritique montrant des fragments de laves et cristaux (plagioclase) anguleux, dont un éclat très effilé (bas)



Photo 19 - Brèche rhyolitique montrant la coexistence d'accumulations de cristaux feldspathiques subautomorphe et un fragment de lave vacuolaire piqueté d'oxydes



Photo 20 - Vue générale du microgranite à plages micropegmatitiques DVI31, ayant fait l'objet d'une datation géochronologique. Lumière polarisée non analysée



Photo 21 - Vue générale du microgranite DVI31. Lumière polarisée analysée

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

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

Échelle 1/50 000

