

CARTE GÉOLOGIQUE DE LA FRANCE À 1/50 000

LES HERBIERS

par

P. ROLIN, J.-C. AUDRU, I. BOUROULLEC, R. WYNS,
D. THIÉBLEMONT, A. COCHERIE, C. GUERROT,
N. COURTOIS, É. BERNARD

LES HERBIERS

La carte géologique à 1/50 000
LES HERBIERS
est recouverte par les coupures
suivantes de la carte géologique
de la France à 1/80 000 :
au Nord : CHOLET (N° 118)
au Sud : LA ROCHE-SUR-YON (N° 130)

Clisson	Cholet	Vihiers
Montaigu	LES HERBIERS	Bressuire
La Roche-sur-Yon	Chantonnay	Marcouant

MINISTÈRE DE LA RECHERCHE
ET MINISTÈRE DE L'ÉCONOMIE,
DES FINANCES ET DE L'INDUSTRIE
BRGM - SERVICE GÉOLOGIQUE NATIONAL

B.P. 6009 - 45060 ORLÉANS CEDEX 2 - FRANCE



**NOTICE EXPLICATIVE DE LA FEUILLE
LES HERBIERS À 1/50 000**

par

**P. ROLIN, J.-C. AUDRU, I. BOUROLLEC, R. WYNS
D. THIÉBLEMONT, A. COCHERIE, C. GUERROT, N. COURTOIS,
É. BERNARD**

**avec la collaboration de
J. CHANTRAINE, J. LAMBERT, M. TERRIER-SEDAN**

2000

**Éditions du BRGM
Service géologique national**

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

– *pour la carte* : ROLIN P., AUDRU J.-C., BOUROULLEC I., WYNS R. (2000) - Carte géol. France (1/50 000), feuille **Les Herbiers** (537). Orléans : BRGM. Notice explicative par P. Rolin, J.-C. Audru, Bouroullec I., Wyns R., Thiéblemont D., Cocherie A., Guerrot C., Courtois N., Bernard É., et coll. (2000), 117 p.

– *pour la notice* : ROLIN P., AUDRU J.-C., BOUROULLEC I., WYNS R., THIÉBLEMONT D., A. COCHERIE, GUERROT C., COURTOIS N., BERNARD É., avec la collaboration de J. CHANTRAINE, J. LAMBERT et M. TERRIER-SEDAN (2000) - Notice explicative, Carte géol. France (1/50 000), feuille **Les Herbiers** (537). Orléans : BRGM, 117 p. Carte géologique par P. Rolin., J.-C. Audru, I. Bouroullec, R. Wyns (2000).

© BRGM, 2002. Tous droits de traduction et de reproduction réservés. Aucun extrait de ce document ne peut être reproduit, sous quelque forme ou par quelque procédé que ce soit (machine électronique, mécanique, à photocopier, à enregistrer ou tout autre) sans l'autorisation préalable de l'éditeur.

ISBN : 2-7159-1537-3

SOMMAIRE

	Pages
RÉSUMÉ - ABSTRACT	7-8
INTRODUCTION	10
<i>SITUATION GÉOGRAPHIQUE</i>	10
<i>CADRE GÉOLOGIQUE RÉGIONAL – PRÉSENTATION DE LA CARTE</i>	10
<i>TRAVAUX ANTÉRIEURS – CONDITIONS D'ÉTABLISSEMENT DE LA CARTE</i>	14
DESCRIPTION DES TERRAINS	14
<i>FORMATIONS MÉTAMORPHIQUES</i>	14
<i>INTRUSIONS MAGMATIQUES</i>	28
<i>QUATERNAIRE ET FORMATIONS SUPERFICIELLES</i>	44
CONDITIONS DE FORMATION DES ENTITÉS GÉOLOGIQUES	51
<i>DYNAMIQUE DE DÉPÔT DES FORMATIONS SÉDIMENTAIRES ET CONDITIONS D'ÉVOLUTION DES UNITÉS MÉTAMORPHIQUES</i>	51
<i>MISE EN PLACE DES GRANITES</i>	60
ÉVOLUTION TECTONO-MÉTAMORPHIQUE	64
<i>LES ZONES DE CISAILLEMENTS ET LES FAILLES RÉGIONALES</i>	64
<i>DÉFORMATIONS DES TERRAINS MÉTAMORPHIQUES</i>	68
<i>CONDITIONS MÉTAMORPHIQUES DES DÉFORMATIONS</i>	71
SYNTHÈSE GÉODYNAMIQUE RÉGIONALE	73
GÉODYNAMIQUE RÉCENTE	76
<i>TECTONIQUE POST-HERCYNienne</i>	76
<i>NÉOTECTONIQUE</i>	76
<i>SISMICITÉ</i>	77
<i>DÉFORMATIONS ET CONTRAINTES RÉGIONALES ACTUELLES</i>	78
GÉOLOGIE DE L'ENVIRONNEMENT	78
<i>OCCUPATION DU SOL</i>	78
<i>RESSOURCES EN EAU</i>	79

<i>SUBSTANCES UTILES, CARRIÈRES</i>	81
<i>GÎTES ET INDICES MINÉRAUX</i>	82
DOCUMENTATION COMPLÉMENTAIRE	86
<i>PRÉHISTOIRE ET ARCHÉOLOGIE</i>	86
<i>ITINÉRAIRES GÉOLOGIQUES</i>	88
<i>DOCUMENTS CONSULTABLES</i>	88
<i>BIBLIOGRAPHIE</i>	88
AUTEURS	94/95
ANNEXES	97
<i>GÉOCHRONOLOGIE</i>	98
<i>GÉOCHIMIE</i>	105

LISTE DES FIGURES

- Fig. 1 - Contexte structural de la carte des Herbiers (cadre), localisation des grandes unités et des principales failles régionales **12**
- Fig. 2 - Exemples de structures polyphasées dans les roches du Haut Bocage et de l'unité de Montaigu – Saint-Paul-en-Pareds (dessins d'après lames minces) **20**
- Fig. 3 - Schéma d'un profil d'altération complet sur granites (modifié d'après Wyns, 1999) **46**
- Fig. 4 - Structurogramme des mesures de phase D2 (schistosité S1-2, axes de microplis P2 et linéation minérale Lm2), et de phase D3 (schistosité S3, linéation de crénelation Lc3) relevées dans l'unité Sud du Haut Bocage **52**
- Fig. 5 - Structurogramme des mesures de phase D2 (schistosité S1-2, axes de microplis P2) et de phase D3 (schistosité S3, linéation de crénelation Lc3) relevées dans l'unité Montaigu – Saint-Paul-en-Pareds **54**
- Fig. 6 - Structurogramme des structures relevées dans l'Unité de Chantonay (plans de schistosité de flux S1, axes de microplis post schistosité de flux (P2), schistosité de crénelation S2 et linéation Lc2) **56**
- Fig. 7 - Modèle de mise en place des faciès granitiques du massif de Mortagne, et évolution tectonique post-solidus **62**
- Fig. 8 - Diagramme Concordia U-Pb pour zircons du monzogranite de Pouzauges (d'après J.-M. Bertrand) **100**
- Fig. 9 - Diagramme de répartition typologique des zircons indexés de la quartz-diorite du Châtillonnais (C. Guerrot, inédit) **102**
- Fig. 10 - Diagramme Concordia U-Pb pour les zircons de la quartz-diorite du Châtillonnais (VH42) **103**
- Fig. 11 - Âge isochrone des monazites du granite des Herbiers (méthode U-Th-Pb à la microsonde électronique ; Cocherie et Albarède, 2001) **104**
- Fig. 12 - Diagramme P-Q pour sept roches magmatiques de la carte Les Herbiers et pour les granodiorites et monzogranites du massif de Moulins – Les Aubiers – Gourgé analysés par M. Dhoste (1980) **107**
- Fig. 13 - Spectres de terres rares normés aux chondrites (valeurs de normalisation d'Anders et Grévesse, 1989) pour deux échantillons de la granodiorite de La Roussière et un échantillon du granite de Moulins **108**
- Fig. 14 - Diagramme Zr vs. (Nb/Zr)N (Thiéblemont et Tegye, 1994) pour deux échantillons de la granodiorite de La Roussière

et un échantillon du granite de Moulins	110
Fig. 15 - Diagramme SiO_2 vs. A/CNK (voir signification de ce rapport dans la légende du tableau) pour l'échantillon de granite de massif de Moulins – Les Aubiers – Gourgé analysés par M. Dhoste (1980)	112
Fig. 16 - Diagramme SiO_2 vs. FeOt/MgO (Miyashiro, 1974) pour sept roches magmatiques de la carte Les Herbiers	114
Fig. 17 - Spectres de terres rares normés aux chondrites (valeurs de normalisation d'Anders et Grévesse, 1989) pour quatre diorites du Châtillonnais	115
Fig. 18 - Spectres multi-élémentaires normés au manteau primordial (valeurs de normalisation de Hofmann, 1988) pour quatre diorites du Châtillonnais	116
Fig. 19 - Diagramme $[\text{Th}/\text{Nb}]_N$ vs. $[\text{Tb}/\text{Nb}]_N$ (adapté de Thiéblemont et <i>al.</i> , 1994 en remplaçant Ta par Nb – plus précisément dosé par ICP-MS) pour quatre diorites du Châtillonnais	117

LISTE DES TABLEAUX

Tabl. 1 - Résumé des sondages effectués par le SGN. X et Y en Lambert II étendu, Z-sol et épaisseur en mètres	44
Tabl. 2 - Corrélations entre les différentes phases tectoniques affectant le synclinorium de Chantonnay décrites par Wyns et <i>al.</i> (1988), P. Bouton (1990) et le présent travail, comparaison avec les phases tectoniques du Haut Bocage	58
Tabl. 3 - Caractéristiques des épacentres historiques sélectionnés (d'après la base « Sirène », BRGM, 1998)	77
Tabl. 4 - Caractéristiques des hypocentres de la sismicité instrumentale (d'après la base « Sirène », BRGM, 1998)	78
Tabl. 5 - Points d'alimentation en eau potable	81
Tabl. 6 - Données isotopiques de l'échantillon de granite de Pouzauges	98
Tabl. 7 - Résultats analytiques pour les zircons de la quartz-diorite du Châtillonnais (H42) par C. Guerrot (inédit)	101
Tabl. 8 - Analyses chimiques et coordonnées géographiques de sept roches magmatiques de la carte Les Herbiers par D. Thiéblemont (inédit)	106

RÉSUMÉ

L'histoire géologique de la région des Herbiers débute probablement dès la fin du Protérozoïque supérieur (Briovérien) par une sédimentation volcano-détritique qui se poursuit durant tout le Cambrien. Cette sédimentation est associée à un volcanisme bimodal (basique et acide, développé sur la carte voisine de Montaigu), qui caractérise un contexte distensif d'ouverture océanique.

La première intrusion plutonique (calco-alcaline) se produit à l'Ordovicien avec la mise en place du monzogranite de Pouzauges, en contexte anorogénique.

La convergence varisque affecte la région au Dévonien supérieur. Les trois premières phases de déformation se produisent probablement au cours du même épisode métamorphique et résultent d'une compression de direction méridienne à NE-SW.

La schistosité S1 est le seul témoin de la première phase tectonique D1. La deuxième phase D2 se produit en contexte cisailant. Elle est caractérisée par des plis P2, syn-schisteux S2, dissymétriques et déversés dans la direction du cisaillement vers le SSW. Une importante anatexie syn-D1-D2 produit les migmatites de Montaigu, des Herbiers et de Mauléon ; leurs relations structurales avec les sédiments volcano-détritiques cambriens restent à établir. Vers 360 Ma, la phase D2 s'achève par les premiers jeux transcurrents dextres des cisaillements ductiles régionaux, ainsi que par la mise en place des diorites du Châtillonnais et du granite de Moulins. La phase D3 produit les plis P3 à l'origine des plis régionaux de direction moyenne N130° ; ces plis sont accompagnés d'une schistosité S3 verticale. Cette déformation semble post-datée par la mise en place du granite d'Orthais sur la carte de Montaigu à 350 Ma.

La région est disloquée au cours du Carbonifère par les cisaillements de la zone sud-armoricaine. Ces failles individualisent les unités structurales ; elles ont une histoire polyphasée et guident partiellement l'ascension des batholite granitiques. un jeu ductile dextre des accidents N140° accompagne la déformation D3 du Haut Bocage et du synclinorium de Chantonay (les plis régionaux P3 sont recoupés par les failles). Ce jeu dextre pourrait avoir amorcé l'intrusion des leucogranites de Mortagne suivant des ouvertures de direction N140°, puis assurer leur déformation post-solidus au cours du Namuro-Westphalien. Le jeu ductile senestre de certaines de ces failles N140°, ainsi que de failles N70° à N100° (failles des Épesses et faille de la Verrie), déforme les intrusions et les structures antérieures. Le jeu senestre de la faille des Épesses provoque l'enfoncement relatif, vers le Sud-Est, des terrains métamorphiques de l'unité Sud du Haut Bocage par rapport aux

migmatites des Herbiers et au leucogranite de Mortagne. Les derniers jeux importants sont de types fragiles et dextres (Westphalo-Stéphanien ?). Ils mobilisent les accidents NW-SE et provoquent une cataclase plus ou moins marquée des terrains.

La période du Secondaire est peu connue en raison de l'absence de terrains de cet âge sur la carte. Le début du Tertiaire correspond au développement d'un épais manteau d'altérites dont il subsiste encore des profils de plus de 40 m de puissance dans les zones dépressionnaires. Ces altérites correspondent à l'hydrolyse météorique des roches du socle sous des climats chauds et humides (altération lessivante kaolinique). Les altérites sont localement recouvertes par des graviers probablement éocènes, silicifiés après leur dépôt à l'Éocène moyen ou supérieur.

Des failles transtensives post-éocènes ont réactivé des failles hercyniennes. Ces mouvements tardifs ont guidé l'ouverture des dépressions où sont restées piégées les altérites (dépressions de l'Ouin et de la Sèvre), ont découpé le manteau altéritique en lanières décrochantes NW-SE et ont décalé la surface qui porte les graviers silicifiés de près de 80 m. Plusieurs de ces failles ont une forte signature géomorphologique, mais on ne peut pas évaluer la proportion respective de la tectonique plio-quadernaire et de l'érosion différentielle dans la construction de ces escarpements.

Pour la période actuelle, les données de sismicité historique et instrumentale témoignent d'une activité néotectonique faible, tant en intensité - magnitude des séismes -, qu'en fréquence des secousses. Le contexte sismotectonique de la carte des Herbiers semble cohérent avec un régime de déformation transtensif, comparable à celui qui est décrit dans le reste de la région sud-armoricaine.

ABSTRACT

The geological history of the Herbiers region probably begins at the end of the Late Proterozoic (Brioverian) with volcanoclastic sedimentation that continued throughout the Cambrian. This sedimentation was associated with bimodal (basic and felsic) volcanism that is well represented in the neighbouring Montaigu map area. This volcanism is characteristic of an extensional context of oceanic opening.

During the Ordovician, the first plutonic intrusion (calc-alkaline) occurred with the emplacement of the Pouzauges monzogranite in an anorogenic context.

During the Late Devonian, the region was undergoing the Variscan convergence; three successive deformation phases (D1-D2-D3) probably

occurred during the same metamorphic event and resulted from N-S to NE-SW compression.

- The D1 phase is only represented by S1 foliation.

- The D2 phase occurred in a transcurrent context; it is characterized by S2 schistose F2 folds that are asymmetrical and overturned to the SSW (shear direction). Major syn-D1-D2 anatexis produced the Montaigu, Herbières and Mauléon migmatites; their structural relationships with the Cambrian volcanoclastic sediments are not yet established. The D2 phase ended with the onset of dextral transcurrent movements along the regional ductile shear zones. These accompanied the intrusion of the Châtillonnais diorites and of the Moulins granite (~ 360 Ma).

- The D3 phase produced a vertical S3 foliation with F3 folds ; these gave rise to the regional folds with an average strike direction of N130°. This deformation seems to be postdated by the Orthais granite emplacement (~ 350 Ma) in the Montaigu map area.

During the Carboniferous, the region was disrupted by shearing along the South Armorican shear zone. The resulting faults defined structural blocks which have a polyphase history and in part channeled the granites intrusions.

Dextral ductile shearing along the N140°-striking faults accompanied the D3 deformation of the Haut Bocage and the Chantonny synclinorium (the regional F3 folds are cut by the faults). This dextral motion could have triggered the intrusion of the Mortagne leucogranites along N140° openings and then ensured their post-solidus deformation during the Namurian-Westphalian.

The late sinistral ductile reactivation of some of these N140° faults, as well as of N70° to N100° faults (Épesses Fault and Verrie Fault), deformed the earlier intrusions and structures. The Épesses Fault reactivation also caused the relative southwestward downthrow of the metamorphic Southern Haut Bocage unit, with respect to the Herbières migmatites and to the Mortagne leucogranite. The last major movements were brittle and dextral (Westphalian-Stephanian?) and occurred along NW-SE faults, which resulted in a more or less intense cataclasis of the terrain.

There is no Mesozoic formation in this area. The Early Cenozoic period corresponds to the development of a thick mantle of weathered magmatic rocks. These alterites illustrate palaeoweathering profiles (40-m-thick profiles still remain) that developed during the Eocene by meteoric hydrolysis (leach weathering) of the basement rocks under warm wet climates. Eocene gravel and silicified horizons, related to late drier climates, locally overlie the alterites.

Post-Eocene transtensional faulting reactivated the Hercynian faults.

These late movements 1-controlled the opening of the depressions in which the alterites remain trapped (the Ouin and Sèvre depressions), 2- cut the whole basement and overlying alterites into NW-SE-trending strips and 3-vertically offset the Eocene silicified gravels by almost 80 m. Some of these faults have a strong geomorphological signature, but it is not currently possible to estimate the respective amount of Plio-Quaternary tectonism vs. differential erosion in the construction of these scarps.

Historical and instrumental seismic data indicate the persistence of a weak neotectonic activity, both as regards earthquake intensity/shocks magnitude and frequency. The seismotectonic context of the Herbiers map area appears consistent with a transtensional regime of deformation comparable to that described in the rest of the South Armorican region.

INTRODUCTION

SITUATION GÉOGRAPHIQUE

La zone couverte par la carte des Herbiers s'étend sur la partie orientale du département de la Vendée et sur la partie septentrionale du département des Deux-Sèvres, entre Mauléon (ex-Châtillon-sur-Sèvre), les Herbiers et Saint-Laurent-sur-Sèvre. Sa morphologie est celle d'un plateau de 200 m d'altitude moyenne, faiblement vallonné et culminant avec les reliefs du massif de Pouzauges à 290 m à Saint-Michel-Mont-Mercure. La Sèvre Nantaise, la principale rivière de la région, entaille fortement ce plateau et forme des gorges encaissées dans le granite de Mortagne.

CADRE GÉOLOGIQUE RÉGIONAL — PRÉSENTATION DE LA CARTE

Les terrains couverts par la carte des Herbiers appartiennent au Haut Bocage vendéen et au bassin paléozoïque de Chantonay ; ce sont deux domaines lithotectoniques du socle septentrional vendéen situés à l'extrémité sud du massif Armorican. Cette portion du socle hercynien vendéen est isolée de son contexte structural par des failles majeures de la zone de cisaillement sud-armoricain : au Nord, par le cisaillement ductile de Cholet qui sépare le Haut Bocage du socle cadomien des Mauges et de sa couverture paléozoïque du Choletais ; et au Sud, par les cisaillements ductiles de l'axe métamorphique de Mervent qui séparent le bassin de Chantonay du Bas Bocage vendéen.

Ce socle septentrional vendéen est découpé à son tour par deux failles majeures de la zone de cisaillement sud-armoricain : les failles de Secondigny et de Mauléon-Bressuire, qui traversent la région couverte par

la carte des Herbiers. Ces cisaillements et leurs satellites NW-SE délimitent des unités tectoniques plus ou moins étroites, de direction NW-SE, sans relations évidentes entre elles.

Quatre de ces unités régionales sont présentes sur la carte des Herbiers (fig. 1). Ce sont :

- 1) l'Unité du synclinorium de Chantonnay déformé par des grands plis de direction N120° ;
- 2) l'Unité de Montaigu-Saint-Paul-en-Pareds encadrée entre le synclinorium de Chantonnay et le Haut Bocage ;
- 3) on trouve enfin le Haut Bocage, découpé dans sa longueur en deux unités tectoniques par l'accident de Mauléon-Bressuire et les failles du Châtillonnais ce qui détermine :
 - l'unité Sud du Haut Bocage et,
 - l'unité Nord du Haut Bocage.

Plusieurs des granites du Haut Bocage vendéen affleurent sur la carte des Herbiers, dont : le massif de Pouzauges, le massif de Moulins (constituant l'extrémité occidentale du long massif de Moulins-Les Aubiers-Gourgé) et l'extrémité orientale du massif de Mortagne.

Le synclinorium de Chantonnay comprend essentiellement une très puissante formation de métagrauwackes associée à des siltites et des grès fins. Cette formation couvre une surface modérée sur les cartes des Herbiers et de Montaigu mais affleure largement sur la carte de Chantonnay où ces terrains sont rapportés au Cambrien (Formations de Montournais, des Gerbaudières et du Bourgneuf). Sur la carte de Chantonnay, les métagrauwackes et siltites du Cambrien sont surmontées par les ignimbrites (leucorhyolites) de la Châtaigneraie (Cambro-Trémadocien), puis par les quartzites de la Châtaigneraie (*cf.* grès armoricains - Arénigien) d'origine marine (Wyns *et al.*, 1988), puis par les quartzwackes, pélites et phtanites du groupe de Réaumur datés du Dévonien inférieur (Wyns, 1980 ; Wyns *et al.*, 1989) et enfin par les basaltes de la Meilleraie de type N-MORB (Thiéblemont et Cabanis, 1986 ; Thiéblemont 1987) mis en place dans un bassin arrière-arc. L'essentiel de la déformation est rapporté au Dévonien supérieur et au Carbonifère, périodes durant lesquelles le bassin est déformé par des plis de toutes échelles N100° à N120°.

L'Unité de Montaigu - Saint-Paul-en-Pareds affleure sur les cartes de Montaigu, des Herbiers et se biseaute sur la carte de Chantonnay. Elle est constituée de métagrauwackes similaires à ceux du synclinorium de Chantonnay, mais légèrement plus métamorphiques. Sur la carte de Montaigu ces métagrauwackes sont imbriqués dans des metabasaltes et métarhyolites du complexe leptyno-amphibolitique dit de Montaigu (carte

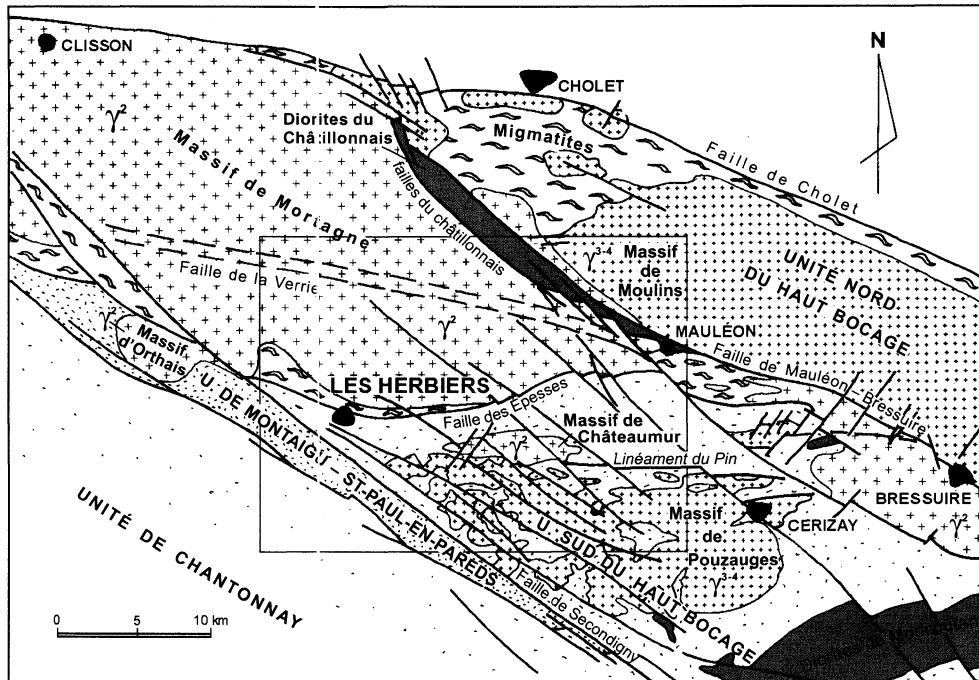


Fig. 1 - Contexte structural de la carte les Herbiers ; localisation des grandes unités et des principales failles régionales

à paraître). Ce complexe n'affleure quasiment pas sur la carte des Herbiers ni sur celle de Chantonay ; il assurerait la partie inférieure du remplissage du synclinorium de Chantonay et repose par l'intermédiaire d'une semelle de serpentinites mylonitiques sur les migmatites de Montaigu (carte à paraître).

L'unité Sud du Haut Bocage est constituée d'une série paradérivée de métagrauwackes et de siltites. Après avoir été attribuée au Briovérien (Mathieu, 1937), puis au Précambrien s.l. (Wyns et Le Métour, 1983), elle est actuellement corrélée aux métagrauwackes et siltites cambriens du synclinorium de Chantonay en raison d'analogies de faciès. La structuration de ces terrains a été rattachée tout d'abord à une dynamique cadomienne (Wyns et Le Métour, 1983) puis hercynienne (Bouton et Poncet, 1992 ; Poncet, 1993).

L'unité Nord du Haut Bocage comprend des migmatites qui encaissent des granitoïdes (granodiorites et monzogranites de Moulins – Les Aubiers – Gourgé et leucogranites). L'anatexie responsable des migmatites (migmatites de la Tessouale) a été rapportée à l'orogénèse cadomienne (Wyns et Le Métour, 1983) et plus récemment hercynienne (Poncet, 1993). Ces migmatites se situent dans le prolongement d'un vaste domaine anatectique reconnu en Bretagne méridionale et continu sur plus de 150 m, entre Lorient et Saint-Nazaire. La fin de l'anatexie est marquée par le diapirisme de granites d'anatexie autochtones au Dévonien supérieur (cf. le granite de Sainte-Anne-d'Auray daté à 376 ± 19 Ma, Vidal, 1973).

Les massifs plutoniques sont tous intrusifs dans les deux unités du Haut Bocage vendéen, ce sont : le massif de Pouzauges, le massif de Moulins (formant l'extrémité occidentale du long massif de Moulins-Les Aubiers-Gourgé) et l'extrémité orientale du massif de Mortagne. Deux lignées magmatiques sont reconnues : une lignée calco-alcaline et une lignée alumino-potassique.

La lignée calco-alcaline est constituée de plusieurs intrusions : d'une part le monzogranite calédonien de Pouzauges (Brillanceau, 1962 ; Wyns, 1980) daté à 483 ± 22 Ma (Rb/Sr sur roches totales ; Wyns et Le Métour, 1983), et d'autre part les magmas dioritiques et apparentés hercyniens de Moncoutant, du Tallud (Dhoste, 1962), de Soutiers (Dao, 1981) et du Châtillonnais. Ces magmas constituent un chapelet d'intrusions dans l'unité Sud du Haut Bocage et sont rattachées à la « ligne tonalitique limousine » (Didier et Lameyre, 1971 ; Dhoste, 1983 ; Cuney *et al.*, 1993). La datation récente de la diorite du Tallud (Cuney *et al.*, 1993) à 376 ± 11 Ma., et de celles du Limousin et du Confolentais (Bertrand *et al.*, 1998) permettent d'attribuer un âge fini-Dévonien pour ce magmatisme basique. Des granodiorites calco-alcalines forment aussi plusieurs petites intrusions dans l'extrémité occidentale du massif de Moulin-Les Aubiers-Gourgé.

La lignée alumino-potassique se répartit en deux grands groupes de granoïdes (Dhoste, 1980). Le premier est formé des granodiorites et monzogranites de Moulins-Les Aubiers-Gourgé, dont Poncet (1993) a montré qu'ils ont été costructurés avec les migmatites encaissantes (ils présentent une foliation magmatique qui passe en continuité à la foliation des migmatites). L'âge indicatif Rb/Sr sur roches totales autour de 360 Ma (Sonet, 1968) permet d'envisager la mise en place de ces granites au Dévonien supérieur (Dhoste, 1980). Le deuxième groupe de granoïdes comprend les leucogranites carbonifères du massif de Mortagne-sur-Sèvre, de Bressuire et de Parthenay, ainsi que le pluton granitique composite de Neuvy-Bouin, dont le faciès dit de Largeasse (cf. le monzogranite à biotite) est daté par U-Pb sur zircons à 340 ± 4 Ma (Cuney et *al.*, 1992 et 1993).

TRAVAUX ANTÉRIEURS – CONDITIONS D'ÉTABLISSEMENT DE LA CARTE

Les levés initiaux concernant la région des Herbiers ont été réalisés par Mathieu en 1942 lors de la révision de la carte au 1/80 000 de la Roche-sur-Yon (n° 30). Les travaux antérieurs sur les unités métamorphiques ne portent qu'accessoirement sur le découpage de la carte des Herbiers ; citons ceux de Mathieu (1937, 1942, 1949 et 1957), Marchand (1975), Wyns (1980), Wyns et *al.* (1988), Bouton (1990) et Poncet (1993). Les études antérieures concernant la pétrographie et la géochimie des granites de cette carte ont été effectuées par Mathieu (1937, 1942) sommairement sur l'ensemble des granites, Wyns (1980) pour le granite de Pouzauges, Dhoste (1980), Cuney et Stussi (1991) pour le granite de Moulins-Les Aubiers-Gourgé et Renard (1971) pour le granite de Mortagne. L'analyse structurale de la région est restée très localisée et sommaire ; les travaux notables sont ceux de Lillié (1974) et Guineberteau (1986) sur la structure du massif de Mortagne, de Wyns (1980), Lerouge (1988), Bouton (1990), Bouton et Poncet (1992) et Poncet (1993) sur la tectonique régionale.

La carte des Herbiers a finalement été levée de 1995 à 1997 par P. Rolin pour la partie socle et de 1998 à 1999 par J.-C. Audru, I. Bouroullec et R. Wyns pour les formations superficielles. La datation des terrains métamorphiques a bénéficié des acquis de la carte de Chantonnay.

DESCRIPTION DES TERRAINS

FORMATIONS MÉTAMORPHIQUES

• Ensemble I : migmatites des Herbiers, de Mauléon et de la Tessouale

Ces formations anatectiques affleurent en trois endroits : dans la région des Herbiers, dans celle de Mauléon, en bordure nord de la carte dans la

région de Loublande (où elles forment un mince liseré de gneiss métatectiques, plus largement développés sur la carte de Cholet au nord : migmatitiques de la Tessouale). Les migmatites des Herbiers et celles de Mauléon sont hétérogènes. Plusieurs faciès ont été distingués, plus ou moins imbriqués ou présents dans les mêmes zones d'affleurement : des diatexites et des nébulites (M^2), des métatexites ou gneiss rubanés (M^{1-2} et ζ^2) ainsi que des faciès mylonitiques (ξ^{1-2}) provenant de l'écrasement de migmatites en bordure de la faille des Épesses. Les migmatites des Herbiers forment une bande concave vers le Nord qui longe la bordure méridionale du massif de Mortagne. Large de 2 000 m dans l'Ouest de la carte, cette bande s'amenuise fortement aux environs des Herbiers et ne forme ensuite qu'un mince liseré d'environ 500 m de large pour disparaître à l'Est des Épesses. Les migmatites encaissent le massif de Mortagne au Nord et sont limitées au Sud par la faille des Épesses. Les migmatites de Mauléon forment une bande parallèle aux failles N130° de l'accident de Bressuire. Vers l'Ouest elles viennent en contact (non visible) avec le massif de Mortagne. Vers l'Est, ces migmatites se prolongent sur la carte voisine de Bressuire (538) jusqu'au massif leucogranitique de Bressuire.

M^{1-2} . Métatexites ou gneiss rubanés (migmatites). Ces gneiss sont plus ou moins imbriqués avec les diatexites et nébulites décrites précédemment. Ce sont des gneiss à grain fin à moyen, à litage plus grossier que celui d'un gneiss, avec des leucosomes quartzo-feldspathiques injectés dans la foliation ; la roche a un aspect rubané. Ses rubans, souvent assez réguliers et planaires, sont déformés par des plis anisopaques. Ces gneiss sont proches de certains faciès de diatexites, mais en diffèrent par la plus grande régularité des rubans par leurs limites plus nettes (que l'on arrive à débiter). Le passage d'un faciès à un autre est progressif, difficile à préciser sur le terrain et donc ces limites ne sont pas cartographiées.

Au microscope, la roche présente une structure grano-lépidoblastique, avec un litage très net, marqué par un feutrage de micas de grosse taille (lépidoblastique) moulant des veines granoblastiques. La minéralogie de ces gneiss est voisine de celle des nébulites.

Structures visibles. Les métatexites présentent les mêmes structures que les diatexites, leurs caractéristiques sont tout à fait semblables.

Origine du matériel. Ces métatexites sont des gneiss qui ont atteint le début du domaine anatectique ; ils ont subi un début de fusion qui s'est traduite par la formation de matériel magmatique mis en place parallèlement à la schistosité du gneiss encaissant (leucosome). Elles proviennent de la fusion partielle d'un matériel sédimentaire fortement pélitique.

M². Diatexites et nébulites (migmatites). Ces roches se présentent à l'affleurement sous l'aspect de gneiss assez sombres (très biotitiques), de couleur rouille, isogranulaires à grain fin à moyen (2 mm environ) grossièrement rubanés, à rubanement irrégulier en épaisseur, discontinu, à limites floues. Ce rubanement se marque par une alternance de lits leucocrates (leucosomes) de 2 à 30 mm d'épaisseur, voire plus, à quartz, petits feldspaths et micas visibles et de lits millimétriques à centimétriques mélanocrates (mélanosomes) très riches en biotite. Localement le rubanement de ces gneiss devient moins marqué, évanescent et nébuleux (nébulites), il s'estompe même totalement et la roche prend alors l'aspect d'un granitoïde hétérogène clair avec des bouffées sombres biotitiques. Ces nébulites et granitoïdes présentent une couleur plus claire que les diatexites. Ces différents faciès peuvent être nettement différenciés sur le terrain mais restent non cartographiables, sauf en bordure sud-ouest des migmatites de Mauléon où nous les avons distingués.

En lames minces, la roche montre une structure granoblastique subisogranulaire, le litage souvent flou sur l'échantillon se remarque fort mal si ce n'est par l'alignement des micas. La roche est formée : de quartz xénomorphe ; d'oligoclase ; d'orthose ou microcline finement perthitique ; de biotite très abondante fréquemment tordue, décolorée, chloritisée et effilochée, parfois accompagnée de sillimanite sous forme de fibrolite ; de muscovite en lattes de grosse taille associées à la biotite, et également sous forme de minéraux secondaires de petite taille ; du grenat (peu fréquent) ; du zircon, et des minéraux opaques.

Structures visibles. Ces migmatites présentent un rubanement, généralement subvertical. La direction des trajectoires du rubanement est variable N100° à N70° dans les diatexites des Herbières et N140° à N70° dans celles de Mauléon. Les migmatites des Herbières sont fréquemment déformées par des plis d'axes horizontaux de direction moyenne N100° dissymétriques anisopaques sans schistosité associée. Les plis sont exceptionnels dans les migmatites de Mauléon (trois observations) et leur direction varie avec l'orientation du rubanement. Aucune foliation antérieure à ce rubanement n'est visible sur les échantillons.

L'origine de ces diatexites et nébulites est attribuée à la fusion partielle très avancée d'un matériel sédimentaire fortement pélitique, si l'on en juge par la richesse de ces roches en phyllites. Le sédiment qui a fondu pouvait être semblable aux grauwackes de la région, mais une étude géochimique serait nécessaire pour confirmer cette hypothèse.

Donnée géochronologique : une datation à la microsonde électronique a été réalisée par la méthode U-Th-Pb_{total} sur des monazites d'un échantillon de diatexites prélevé à proximité du hameau de la Dabrière à l'WNW des

Herbiers (*cf.* annexes). Les mesures des teneurs en U, Th et Pb obtenues sur un lot de monazites extraites de l'échantillon déterminent plusieurs âges isochrones (Cocherie et Albarède, 2001) très voisins dont la moyenne pondérée donne un âge de 368 ± 7 Ma (2σ). Cet âge moyen, considéré comme étant l'âge de cristallisation de la monazite, est interprété comme étant celui de l'anatexis.

ζ². Gneiss rubanés de la Tessouale, plus ou moins métatexiques. Ces gneiss affleurent largement sur la carte de Cholet (n° 510) ; en revanche, sur la carte des Herbiers, ils ne forment qu'un mince liseré de largeur hectométrique en contact par faille avec la granodiorite de Loublande. En fait, un seul affleurement a été observé et figuré sur la carte, il s'agit de blocs remontés dans un labour et dans une tranchée d'adduction d'eau. La roche, trop altérée, n'a pas fait l'objet de lame mince. Il s'agit d'un gneiss à grain fin à moyen, rubané, à rubans planaires constitués d'une alternance plurimillimétrique de lits quartzo-feldspathiques clairs et biotitiques sombres. Ces gneiss sont proches des gneiss métatectiques des Herbiers (M^{1-2}).

~ ~ ~ . **Migmatites mylonitiques de la faille des Épesses.** À l'affleurement ces roches apparaissent comme des micaschistes verdâtres, très friables, à schistosité gondolée, œillés quand on observe la schistosité par la tranche. Ces mylonites forment une étroite bande de moins de 100 à 200 m de puissance, coincée entre la faille des Épesses qu'ils jalonnent et les migmatites. Elles affleurent bien à la Chouinière et le long de la voie ferrée près de la gare des Épesses. Ces mylonites évoluent progressivement par augmentation de la taille du grain et par la disparition progressive de la schistosité de flux à un rubanement métatectique puis à une texture de migmatite franche.

Au microscope la roche présente une structure grano-lépidoblastique et une texture fortement schisteuse, avec un litage marqué par un feutrage de micas isolant des lentilles quartzo-feldspathiques ou des porphyroclastes feldspathiques œillés (plans « S »). Ce litage est recoupé et tordu par des plans de cisaillement (plans « C ») soulignés de micas. Les minéraux sont tous fortement déformés, et d'autant plus que la roche est plus laminée. Dans ces dernières, les feldspaths, fragmentés sont totalement séricitisés et méconnaissables ; le grenat fragmenté est en partie déstabilisé et transformé en chlorite ; le quartz est granulé et étiré ; la biotite tordue, fragmentée est presque totalement chloritisée ou décolorée ; la muscovite fracturée, tordue est souvent enclavée dans un feutrage de séricite ; de l'épidote a été sporadiquement observée.

Structures visibles. Ces roches présentent une texture phyllonitique marquée par un débit en « poisson » qui résulte de l'existence de deux schistosités portant des stries mécaniques, et par un grain très fin. L'une de

ces deux schistosités, de direction N100° à 120° et pentée de 70 à 90°, plus pénétrative que l'autre, est recoupée par la seconde, plus fruste, de direction N70° à 90°, fortement pentée vers le sud de 70° environ. Ces deux surfaces portent des stries à pitch fort de 45° environ vers l'est. Ces surfaces correspondent à des structures « S » et « C » caractéristiques soit des zones de cisaillement dans des micaschistes soit de structures de cisaillement ultramylonitiques de roches initialement grenues fortement micacées (en l'occurrence les migmatites ici).

Origine du matériel. Les structures de cisaillement observées et la déformation des minéraux dans les roches montrent que ces mylonites proviennent certainement de la mylonitisation ductile en conditions épizonales (zone à chlorite-séricite) de migmatites le long de la faille des Épesses. Les critères de cisaillement et l'attitude des stries suggèrent un jeu normal senestre pour cette faille.

• **Ensemble II : formations d'âge Protérozoïque supérieur à Cambrien de l'unité Sud du Haut Bocage**

Cette unité occupe une vaste surface sur la carte des Herbiers entre l'accident de Mauléon-Bressuire et la faille de Secondigny. Les formations métamorphiques qui la constituent affleurent peu, elles sont généralement très altérées et largement creusées par l'érosion. De ce fait, elles apparaissent en dépression entre, d'une part, les massifs granitiques de Moulins et de Mortagne au NNE et d'autre part, ceux de Pouzauges et de Châtelliers-Châteaumur au Sud. Malheureusement, les formations superficielles qui les recouvrent sur une grande surface rendent encore plus difficile leur observation. Trois formations ont été différenciées ci-après.

S - ξ^{1-2} . **Formations de la Burnière (Schistes)(S) et de Saint-Amand-sur-Sèvre (Micaschistes) (ξ^{1-2}).** Cette formation, la plus importante par la surface qu'elle occupe, constitue la totalité des terrains métamorphiques affleurant entre les massifs de Moulins et de Pouzauges. Elle devient plus étroite et de nature moins métamorphique vers les Herbiers, entre les massifs de Pouzauges et de Châtelliers-Châteaumur au Sud, et le massif de Mortagne au Nord. Là, elle est coincée entre deux formations gréseuses différentes : au nord les grès gris en plaquettes des Épesses ($\mathcal{X}S$), au sud les grès bruns fins et homogènes de Saint-Mars - Ardelay ($G\mathcal{X}$).

Les schistes de la Burnière forment une bande NW-SE large de 1 à 2 km, en contact stratigraphique au Nord avec les grès des Épesses et au Sud avec les grès de Saint-Mars - Ardelay. Vers l'Ouest ils se biseautent vers Les Herbiers et vers l'Est ils disparaissent sous les alluvions de la Sèvre Nantaise. Les meilleurs affleurements (qui restent toujours de mauvaise qualité) se trouvent dans les environs du hameau de la Burnière. Au-delà de la Sèvre Nantaise, les micaschistes de Saint-Amand-sur-Sèvre occupent la

vaste dépression entre les massifs de Mortagne et de Pouzauges et sont fortement recouverts par les formations superficielles.

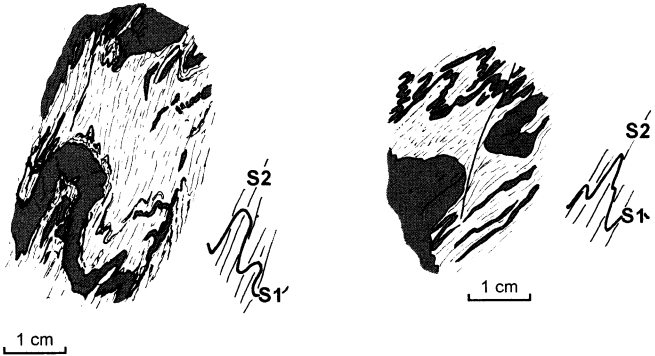
La formation schisteuse de la Burnière et de Saint-Amand-sur-Sèvre comporte des schistes fins micacés à degré de métamorphisme croissant de l'Ouest vers l'Est. À l'Ouest, affleurent des schistes peu métamorphiques que nous appelons Schistes de la Burnière, à l'Est de la Sèvre Nantaise, affleurent des schistes à peine micaschisteux et que nous appelons Micaschistes de Saint-Amand-sur-Sèvre. Ces derniers ne paraissent pas fondamentalement différents des Schistes de la Burnière, ils n'en diffèrent que par la présence discrète de minéraux du métamorphisme visibles à l'œil. Nous les considérons comme une variation latérale plus métamorphique des Schistes de la Burnière. Ces schistes et ces micaschistes ont un aspect de schistes bruns finement lités, très altérés et friables ; on observe de la muscovite à l'œil nu dans les micaschistes de Saint-Amand-sur-Sèvre.

Au microscope, les schistes et micaschistes sont formés d'un feutrage de micas (séricite ou muscovite, chlorite, biotite fine pour les micaschistes) associé à du quartz fin. Les variations de teneur en quartz déterminent les lits plus gréseux ou plus pélitiques suivant les lits.

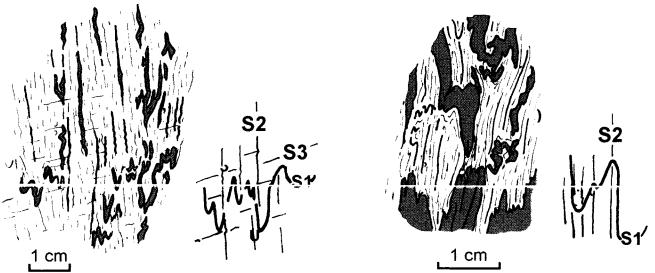
Structures visibles. Ces roches présentent une schistosité de flux S2 plan axial de plis P2 plurimillimétriques, anisopaques dissymétriques (fig. 2). Ces plis replissent une schistosité S1 soulignée de micas et de veines de quartz d'exsudation. Cette S1 est n'est pas complètement transposée dans la S2, on ne l'observe qu'au niveau des charnières des plis P2 ou l'obliquité des deux surfaces de schistosité est nette en lames minces. Une schistosité de crénulation Sc3 plus ou moins fruste s'observe parfois, localement, dans les micaschistes et de Saint-Amand-sur-Sèvre, sa direction est N90 à N120° et son pendage sub-vertical.

Origine du matériel. En raison de sa teneur en micas cette formation résulte du dépôt d'argilites et de siltites gréso-micacées métamorphisées dans le faciès des Schistes verts : débutant pour les Schistes de la Burnière (sub-faciès à quartz, albite, muscovite, chlorite) et moyen pour les micaschistes de Saint-Amand-sur-Sèvre (sub-faciès à quartz, albite, épidote, biotite).

χ_S . Formation des Épesses : grès quartzitiques schisteux à débit en plaquettes et grès grauwackeux plus massifs. Il s'agit d'une formation surtout quartzitique qui se présente sous deux faciès. Le premier faciès comporte des quartzites à débit en plaquettes formés d'une alternance rythmique de lits gréso-silteux de teinte gris verdâtre sombre de 2 à 4 mm de puissance séparés par des joints phylliteux ou par des lits plus clairs pélitiques de même puissance. Le second faciès est constitué de grès grauwackeux massifs à très nombreux clastes fins roulés millimétriques visibles à l'œil. La roche se clive très facilement en plaquettes indurées.



Micaschistes de Saint-Paul-en-Pareds



Micaschistes de Saint-Paul-en-Pareds

Micaschistes de Saint-Amand-sur-Sèvre

La schistosité S1 est matérialisée par des veines de quartz d'exsudation (figurées en gris et soulignées d'un trait gras). Schéma interprétatif des structures à droite de chaque dessin

Fig. 2 - Exemples de structures polyphasées dans les roches du Haut-Bocage et de l'Unité de Montaigu – Saint-Paul-en-Pareds
(dessins d'après lames minces)

La formation détermine une bande d'orientation E-W à schistosité verticale qui borde au Sud la faille des Épesses. Sa largeur maximale (un kilomètre) s'observe dans les environs des Herbiers où elle est « coincée » entre les failles des Épesses et la faille de Secondigny. Elle se biseaute et disparaît latéralement à l'Est du village des Épesses. Au Sud, la formation passe apparemment sans transition aux schistes silteux de la Burnière qui la bordent.

Au microscope, ces grès apparaissent formés d'une alternance rythmique irrégulière de lits gréseux ou grésomiacés et de lits fins fortement micacés associés à un peu de quartz. Les différents lits sont composés d'une matrice à grains fins formée de quartz (0,1 à 0,3 mm), de phyllites (séricite et \pm chlorite) et d'opagues dont les teneurs varient suivant la lithologie ; cette matrice enrobe des clastes à grains plus gros (0,2 à 1,5 mm) de quartz (très abondants) et plagioclases (peu abondants) moulés par la schistosité. Le quartz se présente en grains souvent arrondis (roulés) parfois étirés et aplatis, à extinction roulante, ou en cristaux engrenés et recristallisés. Le plagioclase (albite ou oligoclase) est mal arrondi et rarement déformé. Les phyllites sont en petites aiguilles très fines, allongées dans le plan de schistosité généralement disposées en bandes flexueuses. Leur origine est à rechercher dans un matériel argileux.

Structures visibles. Les grès quartzitiques des Épesses présentent une schistosité dominante de flux S2 régulière, généralement parallèle au litage sédimentaire S0 souvent préservé (localement S2 apparaît oblique à S0). La schistosité S2 plisse ce litage S0 ainsi qu'une schistosité antérieure S1 qu'elle transpose. Cette schistosité S1, surtout visible sur échantillon scié et en lames minces, est formée de veines ou lentilles de quartz d'exsudation, parfois effilochées ou boudinées, elle est soulignée des mêmes minéraux que ceux qui jalonnent la schistosité S2. Les microplis P2, de direction moyenne N90° et d'axes horizontaux, qui replissent S1 et admettent S2 pour plan axial, sont fréquemment millimétriques à centimétriques. Les microplis sont peu nombreux, isoclinaux et anisopaques et leur plan axial est toujours sub-vertical, ce plan présente une dissymétrie qui traduit une déformation rotationnelle vers le Sud. Un microplissement (crénulation) P3, sans schistosité associée, replisse localement la S2 (il est surtout visible à proximité de la faille des Épesses, notamment près de la gare des Épesses). Sa direction est globalement homoaxiale des plis P2. L'attitude des plans axiaux de la crénulation P3 est fortement oblique à la S2 et présente un pendage modéré vers le Nord. De rares « kink-bands », verticaux et de direction N-S, dextres, ainsi que des plis dissymétriques senestres à plans axiaux N130° et axes verticaux sont également visibles dans ces roches, ils semblent conjugués.

Origine du matériel. Ces grès évoquent une formation grauwackeuse ayant subi un transport important au vu de leur composition minéralogique, à charge feldspathique significative, et de leur granulométrie fine. Ils ont

subi trois phases de déformation, la seconde est contemporaine d'une paragenèse minérale épizonale du sub-faciès, à quartz-albite-muscovite-chlorite, du faciès Schistes verts (Winkler, 1965).

GX. Formation de Saint-Mars-Ardelay : grès quartzeux fin homogène. C'est une formation massive de grès fins, sans litage net, peu indurés, très friables, de teinte brune, dans lesquelles affleurent quelques niveaux noirs carbonés de puissance plurimétrique (3 à 5 m) non cartographiables (l'un d'eux affleure dans le village de Saint-Mars). La roche se clive assez facilement en plaquettes peu indurées.

Cette formation d'extension E-W affleure en bordure nord du massif de Pouzauges, elle disparaît à l'est contre le massif de Châtelliers-Châteaumur et elle est tronquée à l'ouest par la faille de Secondigny où elle disparaît dans les environs d'Ardelay. La schistosité qui affecte ces roches plonge vers le Sud. Au Sud, ces grès se transforment en cornéennes au contact du massif de Pouzauges. Comme les grès et les cornéennes possèdent la même granulométrie et la même minéralogie anté-métamorphisme, il est difficile d'établir leurs limites sur le terrain, si ce n'est que les cornéennes sont beaucoup plus indurées que les grès et qu'elles ne sont pas schistosées.

En lame mince, le grès apparaît composé de quartz détritiques roulés en grain fin de 0,1 mm et de micas (chlorite - séricite) formant une matrice, grossièrement litée. Les micas apparaissent soit en paillettes disséminées dans cette matrice soit disposés dans les plans frustes de schistosité. De très nombreux clastes de quartz et de plagioclases roulés de 0,3 à 1 mm plus ou moins moulés par la schistosité sont visibles. Le feldspath clastique est un plagioclase de type albite, exceptionnellement oligoclase ; le quartz se présente en grains globuleux parfois aplatis, engrenés et recristallisés.

Structures visibles. On observe dans ces grès une schistosité de flux à pendage variable et faible. Aucun pli n'a été relevé. L'absence de structures superposées appartenant à différentes phases de déformation n'est qu'apparente, elle est probablement due à l'aspect massif de la roche et au manque de surfaces repères.

Origine du matériel. Ces grès peuvent être considérés comme des grauwackes fines du fait de leur composition minéralogique à charge feldspathique significative et de leur granulométrie. Leur paragenèse se rapporte au sub-faciès à quartz, albite, muscovite, chlorite du faciès Schistes verts débutant (Winkler, 1965).

• **Ensemble III : formations d'âge Protérozoïque supérieur à Cambrien de l'unité de Montaigu-Saint-Paul-en-Pareds**

Cette unité forme une bande de 3 km de large coincée entre le Haut Bocage au Nord et le synclinorium de Chantonay au Sud. Elle traverse toute la carte des Herbiers, se prolonge vers l'Ouest sur celle de Montaigu où elle porte le nom d'Unité de Montaigu et se prolonge vers l'Est sur celle de Chantonay où elle se biseaute. Sur cette dernière Wyns et *al.* (1988) l'avaient rattachée au Haut Bocage. La faille de Secondigny assure le contact nord de cette bande avec l'unité Sud du Haut Bocage ; plusieurs failles de même direction que celle de Secondigny et jalonnées de filons de quartz assurent la limite méridionale. L'unité de Saint-Paul-en-Pareds comprend deux formations : à l'Ouest ce sont des leptynites à grosses muscovites de la Faguelinière qui affleurent mal sur la carte mais qui appartiennent au complexe leptyno-amphibolitique de Montaigu ; à l'Est, ce sont des micaschistes et des métagrauwackes de la formation de Saint-Paul-en-Pareds.

b ξ^{1-2} . **Formation de Saint-Paul-en-Pareds : micaschistes et métagrauwackes à biotite, muscovite et grenat (Briovérien probable).** Elle est essentiellement constituée de grès micaschisteux satinés bruns à verdâtres, à grain fin, d'aspect encore fortement sédimentaire, quartzeux ou quartzo-micacés (sans clastes). Des micaschistes bruns fortement micacés sont souvent interstratifiés dans ces grès ; ils sont disposés en bancs de puissance variable (pluricentimétrique à plurimétrique). La prédominance des faciès gréseux par rapport au faciès schisteux est probablement très relative du fait de mauvaises conditions d'affleurement et de conservation des faciès schisteux. Ces roches présentent une schistosité de flux surtout bien marquée dans les faciès schisteux, soulignée de petite biotite ou chlorite et de muscovite. Localement, les micas sont de grande taille (Moulins de Saint-Paul-en-Pareds et hameau de la Faguelinière) et l'aspect micaschisteux de ces schistes y est fortement accentué. Ils sont parfois tachetés (notamment à Saint-Paul-en-Pareds) avec des fuseaux bruns de 2 à 5 mm d'allongement alignés parallèlement à une linéation de crénulation Lc3 N120°. Vers le Nord-Ouest, les grès micaschisteux passent aux leptynites de la Faguelinière. L'attitude des pendages suggère que la formation de Saint-Paul-en-Pareds repose sur les leptynites de la Faguelinière. Elle a été rapportée par Wyns et *al.* (1988) au Briovérien et sa structuration principale à l'orogène cadomien.

Au microscope, ces grès micaschisteux apparaissent formés de lits grésomiacés à grain fin (0,05 à 0,4 mm) et de lits peu épais (millimétriques à légèrement plus) fortement micacés associés à un peu de quartz. Des lentilles ou veines de quartz d'exsudation sont souvent très abondantes dans ces micaschistes, les quartz y sont réguliers et de plus grosse taille que dans le reste de la roche ; de la biotite et plus rarement de la muscovite sont parfois associées au quartz, coincées entre les grains.

Structures visibles. Ces roches présentent une schistosité de flux S2 fortement exprimée, plan axial de plis P2 plurimillimétriques à pluricentimétriques, anisopaques dissymétriques déversés vers le Sud-Ouest (aucun pli de dimension supérieur au décimètre n'a été observé). Ces plis replissent une schistosité S1 (fig. 2), qui est marquée par de la biotite et de la muscovite primaires polygonisées dans les charnières des plis P2 et par des veines de quartz d'exsudation, exceptionnellement par l'alignement de biotite effilochée enclavée dans des agrégats polycristallins. Localement, cette schistosité S1 est parallèle à la S0 qui se devine encore en lame mince grâce à un contraste minéralogique marqué par des lits plus riches en biotite et en oxydes que les autres. Une schistosité de crénulation Sc3 s'observe parfois, localement, dans ces grès micaschisteux ; sa direction est N90 à N120° et son pendage très raide. Elle est contemporaine de la paragenèse tardive. Une crénulation Lc3 lui est associée (fig. 2), elle est soulignée de taches fusiformes sombres et biotitiques.

La paragenèse dominante est à quartz, biotite (fortement chloritisée), muscovite (parfois de grosse taille) et localement grenat ; ces minéraux sont orientés dans la schistosité dominante S2. Le grenat scelle cette schistosité, il lui est probablement tardif. Des oxydes sont présents dans ces roches. Une paragenèse antérieure à la S2 a été remarquée, elle est caractérisée par 1) de la biotite de grosse taille (0,5 mm) effilochée enclavée dans des agrégats polycristallins de quartz systématiquement oblique à la S2 et par 2) de la biotite et de la muscovite plissées polygonisées dans les plis P2. Une paragenèse tardive se traduit par une (re) cristallisation de fines paillettes de biotite (fortement chloritisée) et de muscovite nettement obliques à la S2 et alignées parallèlement aux plans de schistosité S3. Les taches sombres fusiformes sombres alignées dans S2 parallèlement à la linéation de crénulation Lc3 sont constituées d'agrégats de paillettes de biotite (de 0,3 mm) non déformées et peu ou pas orientées que nous rapportons à la paragenèse tardive. Le grenat disparaît, approximativement à l'Est de la vallée de la Proutière.

Origine du matériel. Les grès micaschisteux de Saint-Paul-en-Pareds peuvent être considérés, du fait de leur composition minéralogique riche en quartz, comme un ancien sédiment silto-gréseux plus ou moins argileux, métamorphisé dans le faciès des Schistes verts (sub-faciès à quartz – albite – épidote – almandin) dans la partie occidentale de la formation et dans le sub-faciès à quartz – albite – épidote – biotite, du faciès des Schistes verts dans sa partie orientale.

λ. Leptynites de la Faguelinière à grosses muscovites. Ces leptynites se présentent sous l'aspect de quartzites micacés ou des gneiss leucocrates très clairs, légèrement rosâtres ou blancs, argentés du fait de l'abondance de la muscovite de grosse taille et du quartz.

Ces leptynites occupent une surface très réduite sur la carte des Herbiers, leur extension est limitée à la bordure occidentale de la carte, contre la carte de Montaigu. Elles n'affleurent que sporadiquement dans les environs de la ferme de la Faguelinière et du hameau de l'Aurière. Elles sont recouvertes par un fort alluvionnement récent.

Au microscope, ces leptynites présentent une texture granoblastique, à grain grossier de 1 à 2 mm à structure fortement schisteuse. Elles sont composées de quartz très abondant associé à de la muscovite et à des feldspaths intensément séricitisés (probablement des plagioclases). De la biotite fortement chloritisée et de très petite taille, peu abondante est présente ainsi que du grenat de grosse taille largement altéré.

Structures visibles. Seule une schistosité de flux a été observée dans ces leptynites, mais la rareté de leur observation ne permet pas de tirer de conclusion de cette absence apparente de polyphasage.

Origine du matériel. Du fait de leur composition minéralogique, très feldspathique, ces gneiss ont vraisemblablement une origine orthodérivée (ancienne roche volcanique acide ou ancienne intrusion ?).

• **Ensemble IV : formations cambriennes (de l'unité Sud du Haut Bocage) du synclinorium de Chantonay**

Deux formations géologiques du bassin de Chantonay affleurent sur la carte des Herbiers. Ce sont la formation de la Pillaudière (essentiellement silteuse et pélitique) au Nord, et la formation de la Jonchère (de nature grauwakeuse et gréseuse) au Sud.

KP. Formation de la Pillaudière : siltites brunes à bancs de grauwackes (Cambrien). Cette formation est formée de siltites brunes finement schistosées et fortement friables alternant irrégulièrement avec des passées décimétriques à plurimétriques de grauwackes (semblables aux grès de la formation de la Jonchère) et grès argileux fins peu indurés finement schistosés à débit en plaquettes millimétriques friables, sans ocelles.

Large au maximum de 2 km, cette formation forme une bande NW-SE, en contact par faille au nord avec les schistes de Saint-Paul-en-Pareds. Elle est surmontée au Sud par la formation de la Jonchère et elle est tronquée au Sud-Est par des failles. Ses meilleurs affleurements se trouvent dans la vallée du Petit-Lay à proximité du hameau du Bariteau.

En lame mince, les siltites apparaissent composées de quartz en grains très fins (0,05 mm) et abondants disposés en lits lenticulaires fins et très allongés, boudinés et moulés par la schistosité, qui est soulignée de lits

phylliteux très fins. Les phyllites comprennent de la séricite (ou fine muscovite) de la biotite (plus ou moins décolorée et chloritisée). Les variations de teneur en quartz déterminent les lits plus gréseux ou plus pélitiques. Aucun élément figuré de grosse taille n'est visible dans ces roches. Des faciès tachetés sont visibles près de la Bordinière et de la Pillaudière, les taches correspondent à des amas de micas (biotite) de 1 à 3 mm de long. De la muscovite de grosse taille apparaît localement à proximité de la formation de Saint-Paul-en-Pareds.

Structures visibles. Une schistosité de flux S1 déforme les roches, elle est parallèle à la S0 quand cette dernière est observable. Cette schistosité S1 est localement reprise et tordue par de petits plans de cisaillement « C », visibles surtout en lames minces, soulignés des mêmes minéraux que ceux qui soulignent la schistosité de flux. Ce sont certainement des structures de cisaillement en relation avec les failles décrochantes qui disloquent la région. Des plis très ouverts P2 d'axe N120° à N150°, droits, et des plis en chevrons métriques replissent la schistosité S1. Une schistosité de crénulation fruste S2, est plan axial de ces plis, elle est droite ou pentée vers le Nord, mais est globalement assez discrète car peu marquée.

Origine du matériel. Ces roches sont probablement d'anciennes vases argileuses de par leur composition minéralogique fortement micacée à fins clastes de quartz subordonnés aux micas. Elles ont subi un métamorphisme qui a atteint le faciès des Schistes verts moyens (sub-faciès à quartz, albite, épidote, biotite).

KG. Formation de la Jonchère : grès grauwackeux, fins, verdâtres (Cambrien). Les faciès dominants sont des grès grauwackeux très fins, gris ou jaunâtres (quand la roche est très altérée) mais verdâtre quand elle l'est moins (ruisseau du Petit-Lay, notamment dans le hameau de Breton). Ils sont quartzeux et faiblement phylliteux, présentent de petits clastes feldspathiques et quartzeux) visibles à l'œil (ocelles) de 0,5 à 1 mm, parfois plus gros (2,5 mm) conférant à la roche un aspect microconglomératique (hameau de Soubise, angle sud-ouest de la carte). Ces grès sont massifs, finement schistosés et généralement résistants au débitage. Ils sont associés sous forme d'alternances de bancs pluridécimétriques à métriques à des grès fins sans ocelles ou avec des siltites verdâtres à débit facile.

Ces grès occupent l'angle sud-ouest de la carte, où ils sont en contact stratigraphique au Nord avec les schistes de la Pillaudière, géométriquement sous-jacents, et se prolongent largement sur la carte de Chantonay où ils ont été différenciés par Wyns (1988) sous le nom de formation de Montournais et de formation du Bourgneuf. La distinction entre ces deux formations de Montournais et du Bourgneuf nous a semblé trop peu marquée sur cette carte pour être fiable, d'autant que le niveau repère des schistes noirs des

Gerbaudières qui les sépare sur la carte de Chantonay est absent sur la région cartographiée. Ils sont rapportés par Wyns et *al.* (1988) au Cambrien. Les meilleurs affleurements se rencontrent dans la vallée du Petit-Lay (Hameaux de la Benancière, la Poitevineière, Puy-Lambert et Bariteaux).

Au microscope, ces grès grauwaqueux se présentent soit sous forme d'un grès fin homogène soit sous forme d'un grès hétérogène. Dans les grès homogènes la matrice est fine (0,1 mm), constituée de grains de quartz très abondants, de dimension variable, de paillettes de séricite, chlorite et de grains d'épidote (pistachite). Des plagioclases (de 0,2 à 0,3 mm) peu abondants et disséminés participent à la matrice. Celle-ci n'est pas litée, seuls les micas soulignent la schistosité. Des grains de quartz, souvent arrondis sont parfois étirés. Dans les grès hétérogènes, la matrice est litée. Le litage (sédimentaire) est marqué par une variation de la taille du grain (0,02 à 0,1 mm) et par une variation de la richesse en phyllites. D'abondants débris monocristallins de grosse taille (de 0,3 à 0,8 mm) de quartz et feldspaths roulés sont disséminés irrégulièrement dans la matrice. D'autres plus rares et polycristallins de 1 à 2,5 mm sont également empâtés dans la matrice. Ce sont des débris lithiques de quartz polycristallins, ou de quartzites ou de granites fins, formant des galets assez bien arrondis. Les faciès microconglomératiques sont formés d'une accumulation de petits galets monominéraux ou polycristallins presque exclusivement quartzeux de 0,5 à 2,5 mm empâtés dans une matrice peu abondante à grain fin à phyllites dominantes et petits clastes quartzeux.

Les feldspaths présents en clastes ou dans les galets sont des plagioclases (albite – oligoclase) et parfois des feldspaths potassiques. Les phyllites soulignant la schistosité sont de la muscovite et de la biotite soit en fines paillettes isolées soit en amas fibreux flexueux. La chlorite est également présente.

Structures visibles. Ce sont les mêmes que celle de la formation de la Pillaudière : une schistosité de flux reprise par une schistosité de crénulation S2 (de direction N90 à N120° à pendage vertical) plan axial de plis très ouverts P2 de taille pluricentimétrique à métrique (voire d'échelle cartographique). Les taches micacées sont alignées dans S2 parallèlement à une linéation crénulation Lc2 (on les observe en bordure nord-est de la formation près de Bariteaux et de la Gelletière dans la vallée du Petit-Lay).

Origine du matériel. Ces grès sont des grauwaques, fines, contenant de nombreux débris lithiques quartzitiques et granitiques, parfois sous forme de petits galets en raison de leur composition minéralogique fortement clastique à nombreux débris feldspathiques. L'association minéralogique appartient au subfaciès à quartz – albite – épidote – biotite du faciès des Schistes verts.

INTRUSIONS MAGMATIQUES

• *Partie septentrionale du massif de Pouzauges*

Ce massif affleure en bordure méridionale de la carte des Herbiers, et s'étend largement sur les cartes voisines de Bressuire, Moncoutant et Chantonay ; sur cette dernière, il a déjà fait l'objet d'une étude de la part de Wyns *et al.* (1988). Ce massif forme les reliefs des « collines vendéennes » et porte le point culminant de la vendée à Saint-Michel-Mont-Mercure. Le massif est constitué d'un monzogranite à amphibole γ_{ρ}^{3M} « (la lettre ρ pour granite de Pouzauges) qui est ceinturé de cornéennes (K) résultant du métamorphisme de l'encaissant.

γ_{ρ}^{3M} . **Monzogranite de Pouzauges localement à amphibole** . Le granite a une couleur généralement rosâtre parfois grise et de teinte souvent sombre due à l'abondance des ferro-magnésiens. Le grain est moyen (environ 3 à 4 mm) homogène (absence de faciès porphyroïde). Le quartz forme fréquemment des grains globuleux étirés, les feldspaths potassiques sont souvent automorphes et parfois de taille légèrement supérieure au grain moyen de la roche, la biotite est assemblée dans des amas de grosse taille, noire et localement vaguement alignée en direction N100° à N120°.

Deux faciès granitiques peuvent être distingués surtout par l'abondance des ferro-magnésiens (biotite et amphibole), ce qui se marque par une différence de couleur des échantillons qui paraissent plus ou moins sombres. Ces différences minéralogiques traduisent probablement l'hétérogénéité du magma, mais aux variations de couleurs liées aux différences minéralogiques se superposent des variations de couleurs liées à des différences d'altération des roches, ce qui complique la distinction de ces faciès sur le terrain et surtout rend très difficile le traçage de leurs limites cartographiques.

Les conditions d'affleurement du granite sont bonnes du fait des reliefs. La roche, très dure, forme de fréquentes boules dans les champs ou de véritables chaos, notamment sur les points en relief. Ses contours apparaissent très lobés, montrant son étroite imbrication avec les cornéennes qui l'entourent. Reprenant l'interprétation proposée par Wyns *et al.* (1988) sur la carte de Chantonay, nous considérons que le toit du massif est proche de la surface topographique, qu'il est irrégulier, les nombreuses enclaves de cornéennes dans le granite étant interprétées comme des « roofs pendants » (grandes enclaves d'encaissant effondrés dans le sommet de l'intrusion granitique encore non consolidée). Cette disposition tend à s'estomper vers l'Est, ce que nous interprétons comme résultant d'une érosion plus importante de la partie orientale de ce massif.

Sa composition minéralogique témoigne d'une association magmatique à quartz interstitiel ou en inclusion dans le feldspath potassique, feldspath

potassique xénomorphe généralement perthitique, plagioclase, grande biotite, amphibole brune (présente uniquement dans le faciès sombre, elle est peu abondante et fortement altérée en chlorite), apatite, allanite, opaques et zircons parfois en aiguilles très longues. Deux faciès pétrographiques se distinguent macroscopiquement et le plus sombre se différencie par sa teneur en biotite et la présence de l'amphibole. La roche montre une paragenèse secondaire d'origine métamorphique dans le faciès des Schistes verts (sub faciès à quartz – albite – épidote – biotite) accompagnée d'une légère déformation de la biotite et d'une recristallisation partielle du quartz (présence de sous-grains) : la biotite primaire et l'amphibole, souvent déstabilisées, sont remplacées par un assemblage de chlorite et de petite biotite verte associée parfois à de l'épidote. Les feldspaths sont presque tous fortement altérés et envahis de séricite.

Le granite ne présente aucune fabrique synmagmatique, ni aucune déformation tectonique importante malgré sa recristallisation, ce qui peut surprendre pour un granite anté hercynien. Sur sa bordure sud-ouest le massif est découpé par de nombreuses failles NW-SE dont les rejeux abaissent la surface topographique par gradins jusqu'à la plaine de Chantonnay. Le long de ces failles ainsi que le long de la faille de Secondigny, la roche est cataclasée sur des largeurs hectométriques ou plurihectométriques. Le massif est intrusif dans les formations métamorphiques du Haut Bocage au Nord-Ouest (vers Ardelay) et au Nord où il est bordé par le massif leucogranitique de Châtelliers – Châteaumur. Les trajectoires de direction de la foliation S1/2 des formations métamorphiques encaissantes ne sont pas recoupées par le granite (au contraire elles le moulent). Aucune enclave de formations métamorphiques n'a été observée dans ce granite sur la carte de Pouzauges (Wyns *et al.*, 1988) ou sur celle des Herbiers. Aucune de nos observations n'a pu montrer que le granite de Pouzauges scelle la structuration S1/2 et le métamorphisme de l'encaissant.

Données géochimiques. Les données géochimiques concernant ce massif ont été fournies par Wyns *et al.* (1988) et présentées dans la notice de la carte de Chantonnay dont nous reprenons les principales informations. Ces données montrent que le granite de Pouzauges possède un caractère peralumineux à méta-alumineux, potassique, qui du point de vue typologique le rapprocherait de la lignée calco-alcaline. Dans le triangle anorthite–albite–orthose, les points analytiques se placent dans le champ des granites, à la limite des champs des granodiorites et des monzogranites quartziques.

Données géochronologiques. Le granite de Pouzauges a fait l'objet de datations récentes :

– par la méthode Rb/Sr. Wyns *et al.* (1988) ont réalisé une datation isotopique par cette méthode sur le granite de Pouzauges ; l'isochrone obtenue indique un âge à 483 ± 22 Ma, correspondant approximativement à l'Ordovicien

inférieur. Le rapport initial $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ de 0,7076 semblerait indiquer que le granite provient de la fusion de matériaux de base de croûte ;

– par la méthode U-Pb sur zircon. Une nouvelle datation a été réalisée en mars 1997 par J.-M. Bertrand et J. Leterrier afin de préciser l'âge à 483 ± 22 Ma précédemment obtenu (Wyns et Le Métour, 1983) par la méthode U-Pb sur zircons. Les fractions de zircons analysées définissent une discordia inverse. L'âge de 456 ± 5 Ma correspondant à l'intercept inférieur est interprété comme représentant un âge minimum pour la mise en place d'un granitoïde crustal comportant une forte composante héritée. Un âge archéen peut être envisagé pour cet héritage, d'après l'âge fourni par l'intercept supérieur. On remarquera que la fraction la plus proche de la concordia (CI) est constituée par des aiguilles fines, automorphes et limpides dont on peut raisonnablement penser qu'elles correspondent aux zircons qui ont cristallisé lors de la mise en place du magma. Si on admet pour cette fraction CI une faible composante héritée, l'âge de mise en place peut être estimé à 510 ± 14 Ma, d'après l'âge $^{207}\text{Pb}/^{206}\text{Pb}$ de cette fraction. Ces deux âges encadrent, à la limite des erreurs, l'âge Rb-Sr 483 ± 22 Ma obtenu antérieurement (Wyns et Le Métour, 1983) qui est donc validé mais non précisé. Cet âge est aussi à rapprocher de celui de l'orthogneiss de Mervent (Rb/Sr : 446 ± 12 Ma ; Vidal, 1980). De par son chimisme et son âge le granite de Pouzauges pourrait appartenir au cortège d'intrusions d'âge cambro-ordovicien mis en place en de nombreux secteurs de la chaîne varisque au cours d'un épisode extensif (référence *in* Pin et Lancelot, 1982).

Origine du matériel : le granite calco-alcalin de Pouzauges provient de la fusion de matériaux de base de croûte (Wyns *et al.*, 1988), d'âge archéen probable (d'après l'âge fourni par l'intercept supérieur de la discordia inverse obtenu par J.-M. Bertrand et J. Leterrier), mis en place au cours de l'épisode d'extension qui s'est produit au Cambrio-Ordovicien. Puis, durant l'orogénèse hercynienne il a subi un métamorphisme dans le faciès Schistes verts identique à celui de son encaissant.

K. Cornéennes au contact du monzogranite de Pouzauges. Ce sont des roches très dures non fissiles de couleur gris sombre et où les cristaux sont rarement visibles à l'œil nu (à l'exception de fines paillettes de biotite et plus rarement de muscovite) ; on peut les confondre facilement avec des roches volcaniques.

Ces cornéennes ceinturent le monzogranite de Pouzauges et l'isolent totalement de son contexte. Leurs limites irrégulières et leurs imbrications avec le granite créent de nombreuses enclaves dans le granite qui correspondent probablement à des « roofs pendants » (panneaux effondrés). Le passage graduel des cornéennes aux schistes de la Burnière, aux micaschistes de Saint-Amand-sur-Sèvre puis aux grès fins de Saint-Mars-Ardelay encaissants se marque par une diminution de la dureté de la roche, par

l'apparition d'une schistosité soulignée des minéraux du métamorphisme régional.

Au microscope, ces roches présentent une texture grenue. Elles sont composées d'une matrice fine essentiellement quartzreuse à grain de 0,1 mm souvent engrenés, et de quelques clastes de feldspaths séricitisés. Les cristaux de quartz ou de feldspaths sont souvent bordés d'un liseré micacé formé d'un feutrage de fines séricites. Des clastes de quartz de plus grosse taille (0,5 mm) sont inclus dans la matrice, ils sont souvent monocristallins, mais parfois polycristallins et de forme globuleuse (grains roulés). La biotite, très abondante dans ces cornéennes se présente : soit en cristaux isolés, trapus de 0,1 à 0,3 mm dispersés dans la matrice (porphyroblastes) ; soit en agrégats irréguliers de 0,5 mm de diamètre. La biotite est souvent chloritisée. De la muscovite de la taille de la biotite ainsi que plus rarement du grenat et/ou de l'épidote sont présents dans la roche, en faible quantité ; le grenat, de petite taille, est souvent entouré d'une auréole de chlorite. Des blastes de microcline trapus de 2 à 5 mm, sont parfois présents dans les cornéennes proches du granite.

Structures visibles. Aucune schistosité n'est visible dans les cornéennes au voisinage du granite, alors que celles qui sont plus éloignées sont schistosées. Dans les cornéennes non schistosées, les minéraux présentent parfois une orientation préférentielle sommaire, c'est le cas de la biotite et de la séricite, cette dernière pouvant présenter deux directions dans la même lame. Dans les cornéennes schistosées, on observe une orientation préférentielle des minéraux. Des clastes sont moulés par des lits sériciteux à quartz très fin. Certains de ces clastes sont constitués de plagioclases manifestement d'origine sédimentaire, tordus, fragmentés, en voie de granulation et de séricitisation ; d'autres, par de la biotite (chloritisée) et parfois du grenat provenant du métamorphisme de contact du granite de Pouzauges : la schistosité de la partie externe des cornéennes est donc postérieure au métamorphisme de contact. Localement en bordure de la faille de Secondigny, une schistosité de fracture fruste et une cataclase affectent également les cornéennes et le granite ; cette déformation est à mettre en relation avec la faille. Ces roches ont subi un métamorphisme d'intensité intermédiaire entre le faciès de cornéennes à albite-épidote et le faciès des cornéennes à amphibole (environ 530°) en conditions quasi-statiques, qui se marque par la quasi-absence d'orientation des minéraux. La séricite est soit contemporaine de cette étape de métamorphisme (que nous mettons en relation avec la mise en place du granite de Pouzauges), soit en relation avec le métamorphisme postérieur à cette mise en place (hercynien). Il en est de même pour l'altération des feldspaths séricitisés.

Origine du matériel : de même granulométrie et de même composition minéralogique en clastes de quartz et de feldspaths que les grès de Saint-Mars et d'Ardeley, nous considérons que les cornéennes du granite de Pouzauges

proviennent du métamorphisme statique des grès de Saint-Mars et d'Ardelay, cuits au contact de l'intrusion. La présence de biotite et de grenat dans ces cornéennes et leur absence dans les grès suggèrent que ces minéraux sont bien liés au métamorphisme de contact du granite de Pouzauges et non au métamorphisme général. La tectonique hercynienne a déformé la partie externe de la zone cornée, et l'a schistosée (minéraux du métamorphisme de contact déformés, rétromorphosés et moulés par la schistosité). Elle constitue une sorte de coque autour du granite et aurait été épargnée pour une grande part de toute structuration du fait de sa dureté, ceci d'autant plus facilement que la déformation de la région du massif s'est effectuée dans des conditions de pression et température modérées (début du faciès des Schistes verts), typique d'un niveau structural élevé.

• **Terminaison occidentale du massif de Moulins–Les Aubiers–Gourgé**

Entre le cisaillement de Cholet au Nord-Est et celui de Mauléon – Bressuire au Sud-Ouest le massif de Moulins – Les Aubiers – Gourgé occupe la plus grande partie de l'unité Nord du Haut Bocage. Il affleure (mal) dans l'angle nord-est de la carte. Il s'agit d'un ensemble polygranitique comprenant : la granodiorite de Loublande γ^4 , de 2 km de long sur 1 km de large encaissée au Nord dans des gneiss migmatitiques de Tessouale et au Sud dans les granites à biotite. Deux faciès constituent ces derniers, l'un, le plus fréquent, est un monzogranite à biotite isogranulaire γ^{3M} , l'autre, un monzogranite porphyroïde ρ^{3M} .

γ^{3M} . **Monzogranite à biotite de Moulins, à grain moyen isotrope.** Il se présente à l'affleurement sous forme de boules sub-affeurantes ou de chicots. Il s'agit d'un granite gris clair souvent rosé, équant, à grain homogène moyen de 2 à 4 mm, à biotite abondante. Ce granite encaisse et assure la bordure du faciès porphyroïde ρ^{3M} dont il se distingue par l'absence de phénocristaux de feldspaths potassiques. Aucune fabrique magmatique n'y a été observée. Il est en contact magmatique avec la granodiorite de Loublande et la lame de leucogranite de la Croix – Saint-Michel. Ses relations avec la diorite quartzifère du Châtillonnais et les migmatites de Mauléon sont tectoniques.

Au microscope, le granite isotrope présente une structure granoblastique, il est composé de quartz globuleux, de plagioclase automorphe trapu et zoné (oligoclase – andésine), d'orthose et de microcline sub-automorphe (parfois en bague de 1 cm) ou xénomorphes ; de biotite et d'apatite. Le quartz est souvent globuleux ou parfois xénomorphe. La biotite est souvent en voie de chloritisation. En bordure du couloir faillé du Châtillonnais et de la faille de Mauléon – Bressuire le granite est altéré, la biotite y est totalement chloritisée et les feldspaths sont envahis par la séricite.

Les minéraux de cette roche, parfaitement grenue, ne montrent qu'une légère déformation roulante à proximité des failles du Châtillonnais et de Mauléon – Bressuire. Leur fonctionnement n'a donc guère affecté le granite une fois mis en place.

Chimisme et origine du granite. Les études réalisées par M. Dhoste (1980) et Cuney et al. (2001), sur un important échantillonnage représentatif de tous les faciès du massif polygranitique de Moulins – Les Aubiers montrent que ces roches présentent un caractère peralumineux marqué. Malgré l'absence de cordiérite, la nature peralumineuse de ces roches est attestée par la composition fortement alumineuse de leur biotite (18 % Al_2O_3 20 %). Les caractères minéralogiques des monzogranites de Moulins – Les Aubiers – Gourgé sont voisines de celles des granoïdes du massif de Guéret.

L'origine des granodiorites et monzogranites du massif de Moulins – Les Aubiers – Gourgé est à rechercher dans la fusion partielle de la croûte continentale.

$\rho\gamma^3M$. **Monzogranite à biotite de Moulins, à grain moyen, porphyroïde et à phénocristaux orientés.** L'abondance de phénocristaux de feldspaths potassiques nous a amené à distinguer ce faciès porphyroïde du celui isotrope, dont il possède sensiblement la même minéralogie. Les phénocristaux y sont fréquents sans être très abondants, ils sont orientés, non déformés et dessinent une fabrique magmatique d'attitude verticale d'orientation sub-E-W.

Ce granite porphyroïde $\rho\gamma^3M$ est encaissé pour l'essentiel dans le faciès non porphyroïde, il est en contact à l'ouest avec la granodiorite de Loublande ; du fait de mauvaises conditions d'affleurement le contact entre ces différents magmas n'a jamais pu être observé. Du point de vue minéralogique ce faciès est semblable au faciès isotrope, il ne sera donc pas décrit.

Structures visibles. La fabrique magmatique est très fruste, irrégulière et discontinue de direction $N70^\circ$ à 110° , généralement verticale. L'absence de linéation minérale et de structure de cisaillement suggèrent que le magma a cristallisé sous contrainte co-axiale Z de direction méridienne. Les directions des trajectoires de foliation de ce granite se prolongent à l'Ouest dans la granodiorite de Loublande.

γ^4 . **Granodiorite de Loublande.** La granodiorite se présente à l'affleurement sous forme de boules résistantes de diamètre métrique et plus. Ces boules s'observent soit isolées, soit en chaos, à la surface des champs, soit enchâssées dans l'arène. La granodiorite a une couleur gris bleuté plus ou moins sombre à rougeâtre. Elle est plus sombre que le granite de Moulins, dont elle se distingue par une plus grande abondance en

minéraux ferro-magnésiens. Ce massif est ceinturé sur une grande partie par le granite de Moulins, il est en contact par failles avec les gneiss migmatitiques qui le bordent au Nord.

Au microscope, la roche présente une texture isogranulaire (grain de 3 mm), elle est mésocrate, et comprend : des feldspaths blancs automorphes à section rectangulaire ; de la biotite brune (très abondante) disséminée dans la roche et plus rarement regroupée en paquets, localement chloritisée ; du quartz xénomorphe et enfin exceptionnellement de l'amphibole.

Structures visibles. La granodiorite de Loublande est orientée, la fabrique magmatique y est très fruste, irrégulière et discontinue de direction N70° à 110° généralement verticale. L'absence de linéation minérale et de structure de cisaillement suggèrent que le magma a cristallisé sous contrainte co-axiale Z de direction méridienne. Les foliations magmatiques des granites de Moulins, de Loublande sont concordantes. Celle de la granodiorite de Loublande passent dans le granite de Moulins ce qui suggère une co-structuration à l'état magmatique de ces magmas. Aucune figure de mélange magmatique n'a été mise en évidence.

Géochimie. Deux échantillons ont été analysés (D. Thiéblemont, *cf.* étude géochimique en annexes) ; tous deux faiblement acides ($\text{SiO}_2 = 64,23 - 67,05 \%$), modérément peralumineux ($A/CNK = 1,07-1,09$) et fortement potassiques ($\text{K}_2\text{O} = 3,1 - 4,2 \%$) ont un chimisme de granodiorite pour l'un, et d'adamellite pour l'autre. Ces deux roches analysées appartiennent à l'association calco-alcaline.

L'origine de la granodiorite de Loublande est ambivalente ; ce massif est en effet probablement constitué de l'imbrication de deux magmas différents, le premier présente des parentés avec les granitoïdes de marges actives et le second avec des granitoïdes calco-alcalins post-collisionnels. Rolin et *al.* (1999) et Cuney et *al.* (2001), se basant sur des travaux pétrographiques, géochimiques et structuraux sur des intrusions similaires dévono-carbonifères de Vendée et du Massif central français considèrent que ces granodiorites calco-alcalines proviennent pour une partie de la fusion, d'une lame ou écaille mantellique imbriquée dans la partie inférieure de la croûte lors de la collision, et pour l'autre partie d'un apport crustal.

• **Massif dioritique du Châtillonnais**

η. Diorites quartzifères du Châtillonnais. Ce sont des roches globalement de couleur sombre, grenue, formées d'une association de cristaux noir à vert sombre d'amphibole et clairs de feldspaths et de quartz (peu abondant). La minéralogie contrastée d'un affleurement à l'autre se traduit par des

variations sensibles de couleur et de granulométrie de la roche. Ces différences correspondent certainement à des variations de faciès et donc de magmas, probablement imbriqués, que nous n'avons pu distinguer sur le terrain en raison des mauvaises conditions d'affleurement du massif dioritique. Le grain de ces roches est moyen (3 à 5 mm) et parfois très gros (1 cm) avec des cristaux d'amphibole automorphes très abondants donnant à la diorite une allure de cumulat.

La bande de diorites affleure mal, sous forme de rares boules « sub » en place, dans une dépression topographique, fortement remblayée par les alluvions de l'Ouin. Elle est bordée par deux failles NW-SE qui la mettent en contact avec les granites encaissants de Mortagne et de Moulins. La faille est jalonnée d'une intrusion de quartz et de granite.

Minéralogie. Ces diorites présentent une composition minéralogique assez variable qui correspond aux différents faciès remarquables. L'essentiel des échantillons étudiés présente une texture grenue généralement équante isogranulaire, le grain est moyen à gros, parfois très gros (1 cm). Le plagioclase (An 20 à 40) et le feldspath potassique prédominant, l'amphibole est plus abondante que la biotite, le quartz est nettement subordonné. La hornblende verte se présente soit en tablettes soit en plus petits grains disséminés. Les minéraux accessoires sont l'apatite, la chlorite et l'épidote.

Structures visibles. Un plan de fluidalité magmatique fruste est localement visible plus ou moins parallèlement aux épontes du massif. Ces roches ne présentent pratiquement pas de déformation cataclastique. Les failles qui bordent le massif ne sont pas directement visibles sur le terrain, elles ne semblent jalonnées de cataclasites que sur leurs segments NW-SE ; la cataclase y est minime. La faible déformation doit être mise en relation avec la géométrie des failles bordières qui ont joué en transtension du fait de leur orientation.

Géochimie des diorites du Châtillonnais. Quatre échantillons ont fait l'objet d'analyse chimique par (D. Thiéblemont, cf. étude géochimique en annexes). Les roches sont basiques à intermédiaires ($\text{SiO}_2 = 48,01 - 55,87\%$) et présentent des teneurs en potassium faibles à modérées ($\text{K}_2\text{O} = 0,33 - 1,2\%$). Elles s'inscrivent au voisinage du gabbro et de la diorite quartzifère. Les spectres de trois diorites quartzifères nettement fractionnés, sont comparables à ceux d'andésites.

Implication géodynamique des diorites du Châtillonnais. Les caractères chimiques de ces roches calco-alcalines sont typiquement ceux de laves d'arcs continentaux actuels. Mais l'origine subductive de ce magmatisme n'est pas retenue ici, car les études pétrographiques, géochimiques et structurales réalisées par Rolin et al. (1999) et Cuney et al. (2001), sur des

intrusions calco-alcalines similaires dévono-carbonifères de Vendée et du Massif central français montrent : que la chimie de ces magmas est ambivalente, que leur mise en place est contemporaine de magmas peralumineux (typiquement syn-collisionnels) et surtout qu'elle s'effectue après la phase paroxysmale de collision, marquée par une importante anatexie (Rolin et *al.*, 1999). Ces diorites proviendraient plus probablement de la fusion d'une lame ou écaille mantellique imbriquée dans la partie inférieure de la croûte lors de la collision.

• **Massif leucogranitique de Châtelliers – Châteaumur**

Les granites des Châtelliers et de Châteaumur forment un massif E-W de 8 km de long et 2 km de large en bordure nord du massif de Pouzauges. Ce massif est encaissé au Nord dans les formations métamorphiques du Haut Bocage et au Sud dans l'auréole de cornéenne du massif de Pouzauges, avec lequel il est ponctuellement en contact. Des failles dextres de direction NW-SE le découpent et le décrochent avec les rejets horizontaux de 500 m. Deux entités morphologiques peuvent être distinguées : à l'Ouest le granite de Châteaumur (qui forme un relief très marqué dans le paysage) et à l'Est le petit dôme des Châtelliers. Ce dernier, de 500 m de diamètre, est ceinturé d'alluvions de la Sèvre Nantaise, il est en contact par l'intermédiaire d'un mince pédoncule avec le relief de Châteaumur.

Le granite de Châteaumur comprend un faciès central de granite à grain moyen (2 à 5 mm) porphyroïde à deux micas, à phénocristaux de grosse taille 2 à 4 cm $\rho\gamma^2$, orientés (orientation synmagmatique), entourée d'une auréole presque complète de granite à grain moyen à gros (3 mm à 6 mm) à muscovite très abondante, à biotite rare et sans phénocristaux γ^{1-2} . À l'extrémité orientale de ce massif affleure un leucogranite albitique γ^1 constituant le granite des Châtelliers.

$\rho\gamma^2$. **Leucomonzogranite de Châteaumur à deux micas et à grain moyen ou gros (3 à 5 mm) porphyroïde à phénocristaux orientés** (1 à 5 cm). C'est un granite gris clair, souvent rosé ou jaunâtre, équant, porphyroïde, à grands cristaux de feldspaths pluricentimétriques (1 à 5 cm) et de quartz de 0,5 à 1 cm. Les phénocristaux de feldspaths sont parfois très abondants. Ce faciès central du massif de Châteaumur passe latéralement par disparition des phénocristaux et de la biotite à l'auréole de leucogranite à grain moyen isogranulaire à muscovite abondante. Le contact entre ces deux faciès, probablement progressif, n'a pas été observé du fait d'une arénisation importante et de l'espacement des affleurements.

Au microscope, le faciès porphyroïde comprend du quartz en cristaux souvent automorphe, du feldspath potassique (microcline quadrillé, perthitique) riche en inclusions, plagioclase (oligoclase et albite), muscovite (soit en grandes lamelles soit en paillettes dans les feldspaths) aussi abondante que la biotite, apatite, grenat et zircon.

Ce granite porphyroïde présente une fabrique magmatique fruste, à pendage subvertical, et de direction N100° à N120° au centre du massif, se réorientant en direction N90° à proximité des bordures. Les trajectoires de la fabrique magmatique apparaissent cartographiquement sigmoïdes et peuvent être interprétées comme des structures induites par un couple de cisaillement senestre exercé de part et d'autre du massif lors de sa mise en place.

γ^{1-2} . **Leucogranite à muscovite dominante et à grain moyen (faciès de bordure : granite albitisé)**. Il s'agit d'un granite rose, équiant, à grain homogène moyen de 3 à 5 mm, à muscovite abondante. Ce faciès assure la bordure du faciès porphyroïde du massif de Châteaumur, dont il se distingue par l'absence de phénocristaux de feldspaths potassiques, par sa couleur plus souvent rose et par l'abondance de la muscovite et la rareté de la biotite. Aucune fabrique magmatique n'y a été observée. Il ceinture presque en continuité la masse centrale porphyroïde du granite de Châteaumur et est intrusif dans les formations métamorphiques encaissantes ; le contact entre le granite et son encaissant métamorphique est toujours masqué par des alluvions récentes qui remblaient les dépressions topographiques qui soulignent toujours ce contact.

L'étude microscopique qui suit est extraite de Guérangé et *al.* (1971) : ce faciès présente une texture grenue isogranulaire, avec du quartz, feldspath potassique en cristaux xénomorphes (microcline quadrillé perthitique), albite comme plagioclase (soit en grands cristaux sub-automorphes dont la composition varie entre An 9 % au centre et An 4 % au bord ; soit sous forme d'albite en échiquier dans les feldspaths potassiques ; soit en frange à la périphérie des microclines, associés au quartz ; soit en petits cristaux rectangulaires qui échancrent le pourtour des microclines. La biotite, parfois absente, est généralement transformée en chlorite, la muscovite est, de loin, le mica le plus abondant. On l'observe en grandes lames xénomorphes. Les minéraux accessoires sont beaucoup plus variés dans le granite de bordure que dans le granite central. En plus du zircon et de l'allanite le granite contient de l'apatite, du grenat, du béryl, de la topaze, de la cassitérite et divers minéraux opaques.

γ^1 . **Granite albitique des Châtelliers**. C'est un granite blanc, équiant, à grain de petite taille qui constitue le dôme des Châtelliers et qui affleure en bordure est du massif de Châteaumur. Ce granite a fait l'objet d'une étude détaillée (Guérangé et *al.*, 1971) qui le décrit ainsi que celui de Châteaumur sous le nom de massif des Épesses, appellation qui ne sera pas reprise ici, car le bourg des Épesses, situé en bordure du massif de Mortagne, est hors de ce massif.

Le granite albitique est encaissé à l'Ouest dans le leucogranite de Châteaumur, au Nord et à l'Est dans les micaschistes de Saint-Amand-sur-Sèvre

et au Sud dans les cornéennes du massif de Pouzauges. Sa zone d'affleurement correspond au petit dôme sur lequel est perché le village de Les Châtelliers et à la bordure orientale du massif de Châteaumur.

L'étude microscopique du granite albitique a été réalisée par Guérangé et *al.* (1971), dont nous reprenons la description ci-après. Il présente une structure en lattes, caractérisées par une imbrication de cristaux rectangulaires d'albite, les interstices étant remplis par les autres minéraux. Sa minéralogie comprend du quartz interstitiel en plage de 3 à 4 mm moulant étroitement des bâtonnets de plagioclases ; du microcline non perthitique, non maclé (Carlsbad) ; le plagioclase est de l'albite pure en cristaux rectangulaires dont l'enchevêtrement donne au granite sa structure particulière en lattes ; la muscovite est en plages xénomorphes isolées, généralement petites. Aux constituants essentiels s'ajoutent de la topaze, du béryl, de l'apatite, du grenat, de la cassitérite et divers minéraux opaques.

Ce granite est indemne de déformation importante, si ce n'est l'extinction roulante du quartz et la muscovite parfois tordue.

Géochimie. Les trois faciès pétrographiques correspondent à trois unités géochimiques bien individualisées (Guérangé et *al.*, 1971). Ces auteurs constatent que le granite des Châtelliers présente, par rapport au faciès de bordure, moins sodique, un net enrichissement en lithium, fluor et béryllium. Par contre, ses teneurs en arsenic, tungstène et étain sont du même ordre. Enfin, le niobium et le tantale en sont pratiquement absents. Guérangé et *al.* (1971) considèrent que ces granites montrent une minéralisation niobiotantalifère étroitement liée à certains faciès pétrographiques résultant d'une différenciation du massif et de son évolution post-magmatique. Dans ce massif, le niobium et le tantale sont concentrés non pas dans le faciès le plus sodique, mais dans le faciès de bordure modérément albitisé, surtout remarquable par le développement de grandes muscovites. Quant au faciès le plus sodique, il ne montre, par rapport au faciès à deux micas, que des enrichissements assez modestes (de l'ordre du double ou du triple) pour le lithium, le fluor et le béryllium. Guérangé et *al.* (1971), constatent une albitisation d'autant plus importante que l'on s'éloigne du granite porphyroïde à deux micas central pour se rapprocher du granite à muscovite de bordure et du granite albitique. Ils considèrent donc que ce granite à muscovite de bordure résulte de l'évolution pneumatolytique de la bordure du granite porphyroïde à deux micas et que le granite albitique est l'aboutissement de la transformation pneumatolytique de ces granites à muscovite.

• **Terminaison orientale du massif de Mortagne**

La partie nord-est de la carte est occupée par des granitoïdes appartenant à la terminaison orientale du massif de Mortagne-sur-Sèvre. Cette

terminaison forme un coin entre les diorites de Châtillonnais au Nord-Est et les formations métamorphiques du Haut Bocage et du synclinorium de Chantonay au Sud et Sud-Ouest. Ces granites sont en contact par failles avec les diorites de Châtillonnais et sont pour l'essentiel intrusifs dans les migmatites des Herbiers au Sud. Quatre faciès de granites sont reconnus : un faciès de leucogranite porphyroïde à deux micas à grain moyen à gros ($\rho\gamma^2$) qui occupe la plus grande partie du massif. Il est associé à des faciès à grain soit plus fin, soit identique, de même minéralogie, dépourvus de phénocristaux (γ^2). Des faciès biotitiques à grain fin (γ^{2-3}) forment plusieurs bandes de direction NW-SE enclavées dans les faciès précédents. Des leucogranites non porphyroïdes à albite (γ^{1-2}) affleurent en trois endroits sur la carte des Herbiers.

$\rho\gamma^2$. Leucomonzogranite de Châteaumur à deux micas et à grain moyen ou gros (3 à 5 mm), porphyroïde à phénocristaux (1 à 5 cm) orientés.

Le type moyen de ce faciès est un granite rosé à jaunâtre parfois blanchâtre, à grain variant de 3 à 5 mm. Il est porphyroïde, avec des phénocristaux souvent orientés, très abondants et de grosse taille de 1 à 5 cm, à biotite et muscovite souvent moins abondante. Il constitue le faciès principal du massif de Mortagne et il est souvent imbriqué avec le faciès non porphyroïde de même minéralogie avec lequel le passage se fait par disparition des phénocristaux. Il affleure particulièrement bien dans la vallée de la Sèvre Nantaise.

En lame mince, le granite présente une texture grenue porphyrique. Les grands cristaux de feldspaths potassiques sont de l'orthose et du microcline riches en inclusions de plagioclase et de biotite. Le plagioclase forme des prismes trapus automorphes peu zonés (oligoclase) souvent séricitisés. Le quartz y est abondant, parfois granulé et étiré en lanières xénomorphes polycristallines. La biotite et la muscovite, primaires, apparaissent souvent en fuseaux sigmoïdes tordus. La muscovite est également présente en petites lamelles entre les minéraux ou dans les fissures de ceux-ci. La sillimanite aciculaire est présente exceptionnellement.

Structures visibles. Le faciès de leucogranite porphyroïde présente une fabrique magmatique de direction moyenne N140°. Les minéraux de ce faciès sont quasi systématiquement orientés et définissent sur les affleurements des plans de direction N100° à N140° (sauf réorientations à proximité des grands accidents) le plus souvent verticaux. Il est fréquent que l'alignement préférentiel des minéraux définisse deux plans conjugués ayant cette direction mais pentés de 50 à 70° soit vers le Sud-Ouest soit vers le Nord-Est. Cette dernière disposition en plans conjugués nous suggère d'interpréter cette fabrique magmatique comme des plans de fluidalité acquis lors de l'ascension verticale du magma. Une fabrique tectonique se superpose à cette fabrique magmatique ; il se traduit localement, en bordure nord-est du massif de Mortagne, par une schistosité fruste, irrégulière,

soulignée de minéraux déformés et étirés et jalonnée de séricite. Dans l'ensemble, les minéraux sont déformés, les feldspaths sont souvent fracturés, les micas présentent une extinction onduleuse et le quartz en voie de recristallisation présente des sous-grains.

γ^2 . **Leucomonzogranite à grain moyen (3 mm) ou gros (5 mm ou plus) à muscovite dominante et à quartz globuleux.** Ce granite ne présente pas de différence de couleur ni de minéralogie marquée avec le faciès précédent ; c'est l'absence ou l'extrême rareté de phénocristaux de feldspaths potassiques qui le distingue fondamentalement de celui-ci. Ce faciès apparaît également en bordure du massif de Moulins et forme la bande de leucogranite de la Croix-Saint-Michel.

Ce leucogranite occupe l'essentiel de la bordure est du massif (environs de Saint-Laurent-sur-Sèvre) et forme quelques masses dans la partie sud du massif à proximité des granites fins biotitiques. Il est en contact franc (cartographiquement) avec les granites à albite et les granites fins biotitiques. Par contre, il est souvent étroitement mêlé au faciès porphyroïde à l'échelle de l'affleurement, c'est sa prédominance sur ce dernier qui a servi localement de critère cartographique : ce qui veut donc dire que l'on trouve des faciès porphyroïdes dans les zones cartographiées en leucogranites à muscovite dominante (γ^2).

Au microscope, ce granite présente une texture grenue et la même minéralogie que le granite porphyroïde, il est à deux micas avec une légère prédominance de la muscovite sur la biotite. Le quartz est souvent automorphe et de taille parfois supérieure au grain moyen de la roche.

Structure visible. Les faciès à grain moyen ou gros ne présentent pas de fabrique magmatique aussi évidente que dans le faciès porphyroïde ; cette fabrique existe néanmoins et se traduit par une orientation des minéraux plus ou moins nette. L'étirement fréquent du quartz résulte d'une déformation ductile post-cristallisation. Ce faciès est fortement déformé à proximité de la faille de la Verrie, il présente alors une schistosité mylonitique avec développement de plans « C » et « S » et une cataclase des minéraux.

γ^{2-3} . **Monzogranite fin à biotite, sans phénocristaux (ou exceptionnels).** C'est un granite à grain fin à moyen (1 à 3 mm) de couleur beige-rose, très rarement porphyroïde, riche en biotite avec relativement peu de muscovite. Les plagioclases sont trapus et le quartz est abondant.

Ce faciès biotitique détermine quatre masses principales, en forme de bandes. D'Est en Ouest on distingue le granite de Treize-Vents (au Nord du village), le granite de la Crume (ruisseau) et son prolongement dans le granite du Puy-du-Fou et enfin le granite de la Grande-Brosse (ancienne

carrière). Ce dernier granite est au contact des migmatites des Herbiers. Le granite fin biotitique domine ces ensembles, mais il est souvent imbriqué avec du granite à grain moyen ou grossier à deux micas (γ^2). Le granite fin se rencontre fréquemment dans tout le secteur en petites masses plus ou moins diffuses au sein des granites à deux micas porphyroïdes ($\rho\gamma^2$) ou non (γ^2). La bande de granite fin de Treize-Vents est plus riche en muscovite que les trois autres où ce sont la biotite et le mica qui prédominent.

Minéralogie. Ce granite possède une texture grenue hétérogranulaire, un grain moyen de 0,5 à 0,1 mm et une composition minéralogique de leucomonzogranite à : quartz abondant xénomorphe ; oligoclase en cristaux automorphes plus ou moins séricitisé ; orthose ou microcline perthitique parfois sous forme de gros cristaux de 3 à 20 mm, subautomorphes ; biotite brun-rouge, en petites baguettes, riche en zircon, ou en baguettes souvent orientées de taille supérieure au grain moyen (1,5 mm) ; muscovite en tablettes ou plages xénomorphes ; sillimanite parfois dans la muscovite ; apatite ; zircon ; ilménite altérée et oxydes de fer.

Structure visible. Ces granites présentent une légère orientation des micas parallèlement aux épontes, ainsi qu'une cataclase plus ou moins marquée par la torsion des micas et la fracturation des feldspaths. Les bandes de granite fin à biotite présentent une remarquable disposition en bandes NW-SE tordues et réorientées, par un jeu senestre le long de la faille de la Verrie (bandes des Treize-Vents et de la Crume) et le long de la faille des Épesses (bandes du Puy-du-Fou et de la Grande-Brosse). Ces granites ne présentent pas de structure magmatique ni tectonique marquées, à l'exception d'une légère orientation des minéraux dans l'ensemble des faciès. Par contre, ils sont fortement déformés et présentent des structures mylonitiques « C » et « S » résultant d'un cisaillement senestre proche sur la faille de la Verrie. Leur mise en place est donc antérieure au fonctionnement de cette faille.

Ce granite fin biotitique a fait l'objet une datation géochronologique (méthode Rb/Sr sur 10 roches totales) par J.-J. Peucat (1983), publiée par Guineberteau (1986). L'isochrone donne un âge à 313 ± 15 Ma, avec un rapport isotopique initial du strontium de $0,7124 \pm 0,0017$. L'âge obtenu correspondrait à celui de la mise en place de ce faciès, postérieur à la mise en place des granites à grain moyen ou gros porphyroïde ou non qui l'enceignent.

$m\gamma^1$. **Leucogranite à albite, muscovite et biotite subordonnée, à grain moyen à gros (2 à 5 mm).** Ce faciès se caractérise par sa texture isogranulaire, moyen (3 à 5 mm) à grossier (7 mm, en bordure sud-est du massif), sa richesse en muscovite et sa couleur claire, jaunâtre, rosâtre et souvent blanchâtre mais rarement totalement blanc. Ce faciès n'est jamais

porphyroïde, et le quartz y est souvent sub-automorphe et globuleux faisant saillie sur l'échantillon naturel.

Ce faciès affleure principalement à proximité de la Sèvre Nantaise (granite à albite de Rochard) où il enserme partiellement la moitié occidentale de la bande de granite fin à biotite des Treize-Vents. Ce faciès apparaît également en bordure nord de la carte, à proximité de Saint-Martin-des-Tilleuls, où il forme un mince liseré appartenant au « granite albitique » du Longeron (carte de Cholet). Une dernière zone d'affleurement a été observée en bordure orientale du massif de Mortagne près de Mauléon (granite albitisé de Saint-Georges).

Le granite à albite de Saint-Martin-des-Tilleuls n'affleure qu'exceptionnellement et ses limites sont approximatives. Ce faciès est ceinturé par le granite porphyroïde à deux micas avec lequel les relations sont inconnues.

Le granite de Rochard est en partie « coincé » entre le faciès grossier porphyroïde ou non et le granite à biotite à grain fin des Treize-Vents. Ses relations avec les deux faciès qui l'enserment semblent tranchées sur le terrain, bien que les contacts n'aient jamais été observés faute de continuité d'affleurements, pourtant nombreux. Sur le terrain, le granite de Rochard semble assurer une transition entre le faciès fin à biotite et le faciès porphyroïde à deux micas. Ce faciès présente un grain de dimension intermédiaire entre celui des deux faciès qui l'encadrent, également, sa couleur et sa minéralogie (à l'examen macroscopique) est proche le granite banal porphyroïde ou non. Mais il diffère de ce dernier par sa teneur muscovite (plus forte), l'absence de phénocristaux et le quartz sub-automorphe.

Au microscope, ce granite présente une texture grenue, le quartz est globuleux, sub-automorphe ; le feldspath potassique (microcline) est souvent xénomorphe (parfois automorphe) et tacheté de perthites coalescentes ; le plagioclase dominant est l'albite, soit en cristaux parallèles aux plans de macles des microclines, soit en lattes allongées, il coexiste avec de plus petits cristaux d'oligoclase plus ou moins séricitisé ; la muscovite est abondante en larges tablettes et la biotite lui est subordonnée de couleur brun-rouge, de l'apatite et des zircons dans la biotite.

Du point de vue macroscopique, ce sont son appauvrissement en biotite, son enrichissement en muscovite et sa couleur très claire qui le distinguent des autres faciès. D'un point de vue pétrographique c'est la présence d'albite et sa pauvreté en biotite qui le singularisent.

Structure visible. Ces différents granites à albite et à muscovite abondante ne présentent pas de déformation importante, à l'exception d'une cataclase et d'une légère foliation à proximité de la faille de la Verrie.

Le granite du Longeron (carte de Cholet) est sécant sur les trajectoires de la foliation magmatique du granite porphyroïde : sa mise en place est donc postérieure à la mise en place et à la structuration du granite porphyroïde. De plus, les granites à albite de Rochard et de Saint-Georges sont nettement moins affectés par le couloir mylonitique de la Verrie que les autres faciès ; aux environs de Saint-Georges le contact est même brutal entre le faciès albitique et les orthogneiss mylonitiques qui jalonnent la faille. Nous déduisons de cette observation que la mise en place de ces granites à albite s'est effectuée après le jeu ductile senestre de la faille de la Verrie. Sur la carte de Cholet, le granite albitique de Longeron recoupe un couloir mylonitique senestre de même direction que celui de la Verrie, ce qui témoigne aussi d'une mise en place tardive (Le Métour et *al.*, 1989).

Origine du matériel. L'albitisation de feldspath potassique constitue le phénomène majeur dans le massif de Mortagne. Le feldspath potassique est envahi par l'albite parallèlement à son plan de macles (phénomène d'albitisation) Renard (1971). En outre, la muscovite, automorphe et à clivage parallèle à ceux de la biotite, cristallise de manière primaire en plages isolées ou en se greffant sur la biotite) ; la cristallisation se prolongerait au cours de la phase deutérique d'une manière épitaxiale sur les biotites.

• **Les filons**

De nombreux filons quartzeux sont intrusifs dans les formations schisteuses et micaschisteuses, ils sont souvent non cartographiables, les plus importants sont ceux de la région de la Ramée (sud de la carte) intrusifs dans des failles satellites de l'accident de Secondigny. Le fossé tectonique du Châtillonnais est bordé au Nord-Est par un gros filon de granitoïde très quartzeux (γ -Q), de 300 à 400 m de puissance, inséré entre le granite de Moulins et la diorite quartzifère du Châtillonnais.

γ -Q. **Granitoïde très quartzeux et quartz.** Il s'agit d'une roche grenue entièrement blanche à grain moyen à gros (3 à 6 mm) constituée de quartz, très abondant, et de feldspaths présents en quantité variable. Les micas (muscovite surtout) y sont rares ou plus généralement absents. Ce granitoïde est très fracturé voire localement cataclasté.

Q. **Quartz.** Ce sont intrusions de quartz blanc laiteux, parfois minéralisés en antimoine, mis en place dans des ouvertures le long de failles. Ils affleurent en boules parfois de dimension plurimétrique ou sous forme de blocs de taille centimétrique à décimétrique visibles dans les labours.

QUATERNAIRE ET FORMATIONS SUPERFICIELLES

Formations d'altération

A. **Altérites en place ou déplacées.** Les altérites recouvrent presque totalement la carte des Herbiers. Cependant, pour ne pas oblitérer les informations sur le socle, elles ne sont représentées que lorsque leur épaisseur est supérieure à 2,5 m et leur superficie supérieure à 1 ha. Des affleurements restreints sont tout de même notés car ils soulignent localement les traces de failles. Enfin, certaines observations se sont effectuées sur des affleurements temporaires (fossés, chantiers) qui sont susceptibles de disparaître rapidement. Les contours en trait continu sont le résultat d'une compilation basée sur les observations de terrain, les sondages de la Banque de données du Sous-Sol (BSS du BRGM) et enfin les sondages de reconnaissance réalisés en juin 1999 par le Service géologique national (cf. tabl. 1) dans le cadre du lever régulier de la carte des Herbiers.

Indices BSS	Communes/sites de sondages	X	Y	Z - sol	Épaisseur des altérites	Substrat des altérites
5377X0033	La Flocellière/Beaufou	356.680	205.580	215	14	cornéennes
5376X0020	St-Paul-en-Pareds/La Boulaie	348.000	208.000	128	8.50	micaschistes
5377X0034	Châtelliers/Le Bas-Châtelliers	359.550	211.600	162	> 43.50	schistes
5373X0508	Mallièvre/L'Arbretière	358.860	215.760	165	11.40	grès quartzitiques
5378X0004	St-Amand s/Sèvre/Petit-Puy-Loup	363.020	210.200	163	> 30.50	schistes
5375X0048	Les Herbiers/Les Bois-Verts	341.880	212.980	109	11.50	micaschistes
5375X0049	Mouchamps/Hucheloup	341.900	207.540	106	11.50	grès grauwaqueux
5375X0050	Les Herbiers/Le Bois-Hanté	343.730	208.740	117	6.50	pélites, grauwaack.
5371X0232	Les Herbiers/Le Pruneau	343.000	216.280	124	4.50	granites
5376X0021	Les Herbiers/La Petite-Ganachère	347.300	211.280	125	> 22.50	grès quartzeux
5372X0055	St-Malô-du-Bois/Le Pré Landais	351.380	218.250	215	1	granites fissurés
5373X0008	La Chapelle-Largeau/La Sauvagère	357.760	222.960	114	> 38	diorites

Tabl. 1 - Résumé des sondages effectués par le SGN. X et Y en Lambert II étendu, Z-sol et épaisseur en mètres

La formation des altérites s'est effectuée par hydrolyse météorique des roches de socle sous des climats chauds et humides (altération lessivante kaolinique). Les périodes les plus favorables à ces altérations ont été le Crétacé inférieur ainsi que l'Éocène inférieur et moyen (Wyns et al., 1988). Sur les cartes voisines de Thouarcé (carte n° 484) ou Parthenay (carte n° 565), des altérites analogues sont scellées par les dépôts cénomaniens mais sur la carte de Chemillé (carte n° 483), ces altérites seraient paléogènes. Sur la carte des Herbiers, les altérites sont antérieures à pénécotemporaines des graviers qui les recouvrent localement. La silicification de ces graviers marque l'arrêt de l'altération lessivante.

La lithologie des altérites est fonction : 1) - de la lithologie du substrat, et 2) - du stade de l'altération (la cartographie ne distingue pas ces stades).

• **Sur les schistes, micaschistes, grès, grauwackes et diorites**, on identifie deux stades d'altération (du stade tardif au stade précoce) :

– les allotérites : ce sont des argiles silteuses (appelées « tuffe » ou « molin » dans la région), parfois de couleur blanche en surface (forêt du Parc Soubise), plus fréquemment de couleur orange-rouge (dépression de la Sèvre). Ces argiles comportent 5 à 50 % de silts, sables et fragments peu solubles, elles ont une teneur variable en paillettes de micas et en fragments de quartz. Ces fragments sont de taille millimétrique ou centimétrique, ils sont anguleux et issus de quartz filoniens, de quartz d'exsudation ou de bancs de quartzites des roches saines. Les fragments sont relativement abondants dans les 50 cm superficiels d'altérites car une grande partie de la fraction fine a été lessivée (ruissellement, labours, ...). Ces argiles forment la partie supérieure et la plus évoluée des altérites, elles se caractérisent par une réduction de volume et par une disparition de la texture par rapport à la roche-mère. Les allotérites ont pu être recouvertes d'une cuirasse latéritique dont il subsiste localement des vestiges démantelés sous forme d'hydroxydes de fer (la Foy-Marion) ;

– les isaltérites : ce sont des silts argileux qui conservent le volume et la structure de la roche-mère (stratification, schistosité). Les isaltérites sont de couleur ocre, lie-de-vin puis verdâtre en profondeur (sondage 5377X0034 de - 22 à - 43 m). Les schistes, par exemple, prennent l'aspect du carton bouilli quand ils sont argilisés. La caractérisation minéralogique du sondage 5377X0034 illustre une proportion constante de 20 % de quartz pour 80 % d'argiles (dominantes) et micas de -1,5 m à -43,5 m. Parmi les argiles, la proportion de kaolinite décroît vers le bas au profit de la proportion de smectite.

• **Sur les granites et granitoïdes**, on peut observer les stades suivants (fig. 3) :

– les allotérites : ce sont des arènes argileuses ou des argiles, terme ultime de l'altération supergène des granites (forêt de Boissière – propriété privée -),

– les isaltérites : ce sont des arènes plus ou moins consolidées (appelées « chape » dans la région), souvent caractérisées à leur base par un feuilletage horizontal.

La base des arènes contient généralement des boules résiduelles de granite sain. Ces boules se retrouvent communément dans les vestiges préhistoriques et historiques d'architecture mégalithique avec lesquels ils sont parfois confondus. Sur le monzogranite de Pouzauges et les cornéennes associées, les altérites sont des mélanges d'arènes et d'argiles.

Ces altérites sont analogues aux latérites actuelles, à la nuance près que les profils d'altération actuels (qui sont complets) comportent une cuirasse latéritique sommitale qui n'est pas relevée dans les paléo-profiles de la carte des Herbiers.

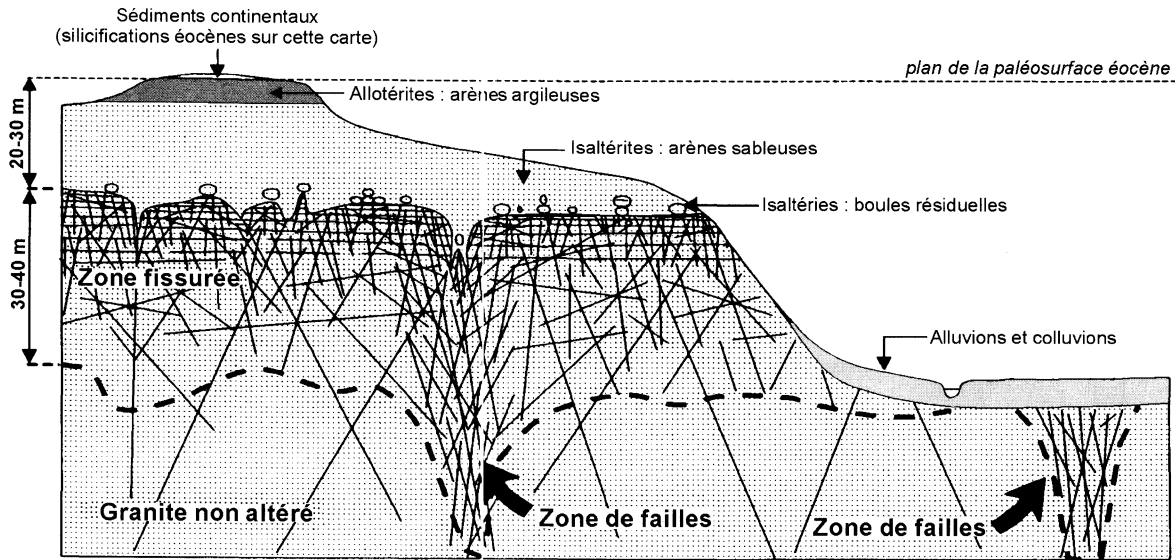


Fig. 3 - Schéma d'un profil d'altération complet sur granites (modifié d'après Wyns, 1999)

Sous les altérites, la partie supérieure des roches présente un horizon fissuré de plusieurs dizaines de mètres d'épaisseur. Cette fissuration correspond à l'éclatement de la roche sous l'action du gonflement de certains minéraux, en particulier des biotites au stade précoce de l'altération (Wyns, 1999). La densité des fissures décroît vers le bas.

Dans les granites, ces fissures individualisent des « bancs » d'épaisseur décimétrique dans la partie supérieure du profil (vallée de la Sèvre à Mallièvre, carrière de l'Auraire au Nord-Ouest des Herbiers). Cet horizon fissuré n'a pas été distingué du granite sain sur la carte.

L'épaisseur des différentes altérites a pu être précisée ponctuellement par des sondages de reconnaissance (tabl. 5). L'épaisseur des altérites de schistes dépasse 43,5 m dans la dépression de la Sèvre (sondage 5377X0034), où seule une fenêtre d'érosion permet d'entrevoir le socle sain ; l'épaisseur des altérites de diorites dépasse 38 m dans la dépression de l'Ouin (sondage 5373X0008). Dans la partie occidentale de la carte, les altérites argileuses de schistes et grès sont peu épaisses (une dizaine de mètres) mais occupent une large étendue au Sud de la faille de Secondigny, alors qu'elles sont plus épaisses (plus de 22,5 m à la Petite-Ganachère, sondage 05376X0021) mais plus restreintes vers le Nord. L'épaisseur des arènes varie de 10 à 20 m (épaisseur maximale de 20 m sur le monzogranite de Moulins). L'horizon fissuré du granite atteint 45 m d'épaisseur entre les communes de Mallièvre et Treize-Vents ; la base de l'horizon comporte des bancs fissurés d'une épaisseur de 1 à 2 m alors qu'au sommet, les bancs ont une épaisseur de 10 à 20 cm ; ces bancs sont alors directement recouverts par les arènes au Château de la Boulaie (propriété privée).

La base des profils d'altération n'est pas une surface horizontale à l'échelle locale, elle progresse généralement vers le bas le long des fractures et des surfaces de failles (fig. 3). En effet, la fracturation et le broyage des roches suivant la faille augmentent localement la perméabilité (Flageollet, 1977) ce qui favorise une percolation plus profonde des eaux météoriques et donc une altération plus pénétrative. La conjonction de ces trois phénomènes (fracturation, broyage, altération) entraîne la formation de couloirs de forte perméabilité suivant les failles ce qui explique la présence de nombreuses sources. Ces couloirs d'altérites sur failles sont préférentiellement empruntés par l'érosion ce qui permet de suivre la trace des accidents en surface ou sur des modèles numériques de terrain. D'un point de vue structural, trois arguments liés aux altérites permettent d'établir ou de préciser la trace des failles de socle et leur sens de mouvement, ce sont : 1) - les interruptions brutales des affleurements d'altérites (hors talus de raccordement), 2) - les enfoncements locaux des profils suivant les surfaces des failles et 3) - les oppositions allotérites vs. isaltérites. Ces oppositions désignent respectivement le compartiment

abaissé vs. le compartiment soulevé de part et d'autre de plans de faille. Ce phénomène est illustré par les failles N140° qui traversent Treize-Vents ou la mine de la Commanderie au Sud du Temple ainsi que par les failles circulantes à l'Est de Saint-Michel-Mont-Mercure.

La répartition altimétrique de la base des altérites à l'échelle de la carte est déterminée par les mouvements tardifs des décrochements hercyniens orientés NW-SE. On observe ainsi trois domaines de répartition : 1) des plateaux altéritiques sub-horizontaux à 175-200 m (portion nord-est de la carte), 2) des dépressions piégeant les altérites à 100-140 m d'altitude (dépressions du Petit-Lay au Sud-Ouest, de la Sèvre au centre et de l'Ouin au Nord-Est) et 3) des zones de liaison structurale entre les régions précédentes à 100-290 m d'altitude. Ces dernières sont des lanières (décrochantes ?) de morphologie asymétrique (pentes abruptes au Sud et douces au Nord) alternativement hautes (altérites décapées) ou basses (altérites préservées). Ce domaine communique par des gradins avec les plateaux d'altérites situés à 100-130 m d'altitude dans la région de Chantonay (carte n° 563). Cette surface correspond à la surface d'érosion éocène (portant les silcrètes) qui biseaute au Sud la surface d'érosion infra-liasique (Wyns et al., 1988).

La géomorphologie de la région est aussi influencée par la lithologie du socle et des altérites : les schistes, micaschistes et diorites déterminent des zones de basse altitude alors que les granites, granitoïdes et cornéennes déterminent des zones ondulées élevées. Ce phénomène souligne l'importance de l'érosion différentielle. Les interfaces altérites-socle sain correspondent également à des ruptures de pente. Dans les granites sains, l'incision forme des vallées profondes et encaissées alors que dans les granites fissurés, les thalwegs sont largement ouverts en « V ». Sur les versants abrités (flancs nord et est des reliefs), le ruissellement et la solifluxion entraînent un colluvionnement important des altérites. Sur les versants exposés au Sud et à l'Ouest, les précipitations participent plus efficacement au démantèlement des altérites. Localement, le sommet des reliefs peut être dégarni et laisse apparaître le socle sain (« chiron » ou « tête de rocher »).

Le nom local des sols et leur utilisation reflètent parfois le stade d'altération : les allotérites déterminent des sols lourds, argileux et hydromorphes qui sont difficiles à cultiver : ce sont les terres « fortes » ou « mouillées » encore appelées « tuffe » ou « molin » (bois, prairies, étangs). En revanche, les isaltérites et particulièrement sur granite fournissent des sols bien drainés propices aux cultures, ce sont les terres « légères » ou « sèches » comme le « chape ». Le nom des lieux-dits est aussi un indicateur de la géologie superficielle : la Chironnière ou le Chiron pour des rochers affleurants ou des ensembles de boules de granite, les Pierres-Blanches pour des filons de quartz, la Roussière pour des sols oranges ou rouges, la Brunière pour des sols bruns, la Poture ou la Tuilerie ainsi que les Landes – les Bois – la Forêt pour des sites argileux incultes.

Formations résiduelles et alluviales

eF. Formation argileuse indifférenciée à graviers (Éocène ?). Une formation argileuse à graviers (azoïque) est relevée au Sud des Herbiers à la Jonchère, la Galtière et la Touche d'Ardelay. Cette formation est épaisse d'un mètre et elle est située à une altitude de 100 m où elle repose sur du socle profondément altéré. Les graviers de quartz rougis sont peu roulés, de taille millimétrique à pluri-centimétrique et ils sont noyés dans des argiles limoneuses jaunes. Ces graviers d'origine fluviale sont attribués au Tertiaire (anté-Priabonien) ; ils ont été localement silicifiés (silcrètes) après leur transit au sommet de la surface de pénéplanation.

+ . Silcrètes : formations résiduelles des graviers eF (Éocène ?). Les silcrètes correspondent à la silicification pédogénétique de la formation à graviers eF. Les silcrètes ont probablement formé un horizon induré plus ou moins continu, qui par la suite, a été démantelé sous l'influence de facteurs naturels ou artificiels (gélifraction, érosion, labours, ...). On retrouve donc ces silcrètes à l'état résiduel sur le socle altéré sous la forme de pierres volantes dans les champs. Ce sont des blocs sub-anguleux de micro-conglomérats à quartz millimétriques pris dans une matrice argileuse silicifiée grise ou rouge.

Les silcrètes ont été localisés en quatre endroits dans la partie occidentale de la carte : triangle la Belletière – la Lande – la Vergnaie, Langirardièrre, les Bois-Verts et le Bois-Hanté. Le gisement de Langirardièrre était connu sous le nom de « grès ladères » ou « grès éocènes » par J.-M. Bourdeau (1942). On peut effectivement envisager que cet épisode de silicification soit d'âge éocène, par analogie avec des formations résiduelles similaires observées et datées en Touraine (« perron »), en Anjou (« Grès à Sabals ») (Klein, 1973 ; Flageollet, 1977) ou bien encore dans les Mauges (Wyns et *al.*, 1998). Ces silicifications se sont effectuées sous climat tropical aride. D'autres silicifications sont relevées dans les régions connexes : sur les cartes de La Roche-Sur-Yon (carte n° 562) et de Chantonay (carte n° 563), elles apparaissent au sommet de formations liasiques et sont d'âge crétacé ou éocène. Sur la carte de Bressuire (carte n° 538, en cours de levé), les silicifications sont à 165 m d'altitude, au sommet de formations supposées de l'Éocène par Godard et *al.* (1994).

À l'échelle régionale, les silicifications éocènes sont portées par une surface d'érosion continentale située à 100-130 m d'altitude. Sur la carte des Herbiers, l'altitude actuelle des silcrètes varie de 97,5 m au Sud des Herbiers à 180 m sur le massif de Mortagne. Si l'on considère que les silicifications se sont effectuées suivant une surface sub-horizontale, alors les failles qui séparent aujourd'hui les affleurements ont fonctionné après l'Éocène et entraîné un déplacement vertical de la surface d'environ 80 m.

L'absence de silicifications dans la partie haute et septentrionale du massif de Mortagne peut traduire des reliefs éocènes localement plus pentus qui ne permettraient pas la silicification ou bien l'absence de cailloutis continentaux. Le sommet du massif de Mortagne pourrait alors être interprété comme le relief résiduel d'une surface d'érosion continentale antérieure à la surface d'érosion éocène.

Fy. Alluvions anciennes indifférenciées (Pléistocène). Ces alluvions occupent les rives méridionales de l'Ouin et de la Sèvre ; ce sont des placages de cailloutis mal triés, des graviers et des galets quartzeux situés à 5-10 m au-dessus du chenal actuel.

Fz. Alluvions récentes et actuelles (Holocène). Les vallées principales des cours d'eau permanents (la Grande-Maine, le Petit-Lay, la Crême, l'Ouin et de la Sèvre) comportent généralement des épaisseurs plurimétriques d'alluvions. Ces dépôts alluvionnaires sont discontinus dans le massif de Mortagne où les cours d'eau entaillent parfois des gorges étroites (phénomène d'antécédence de la Sèvre). Les alluvions dérivent du démantèlement des altérites, ce sont des dépôts argilo-sableux à cailloutis et galets de quartz, de granites ou bien de cornéennes.

C.F. Colluvions de fond de vallon (Holocène). Ces colluvions occupent généralement le fond des thalwegs un peu encaissés et sans cours d'eau permanent. Ces formations sont épaisses de 1 à 3 m ; ce sont des argiles comportant des fragments, des graviers et des blocs de socle ou d'altérites issus des versants et des plateaux. On trouve parfois dans ces colluvions (dépressions de l'Ouin et de la Sèvre) des blocs ou des fragments de dalles dures formées de cailloutis siliceux ocre cimentés par des oxydes de fer (appelés « chiens noirs », « roussard » ou « renard » dans la région). Ces blocs d'origine pédogénétique résultent de la précipitation d'oxydes de fer et de manganèse dans la zone de battement de la nappe phréatique.

X. Dépôts anthropiques. Une forte proportion des remblais correspond à des excavations de carrières actives ou anciennes (La Roche-Atard, La Landraudière, La Jonchère, Le Mesnil, La Chailloire, ...) ou bien à la fraction stérile d'anciennes mines d'uranium (L'Auraire, Les Nouettes, La Commanderie, La Dorgisière, ...). Une faible proportion de remblais (non cartographiée) se retrouve le long de voies ferrées abandonnées (La Lande - Les Herbiers, Cholet - Bressuire).

CONDITIONS DE FORMATION DES ENTITÉS GÉOLOGIQUES

DYNAMIQUE DE DÉPÔT DES FORMATIONS SÉDIMENTAIRES ET CONDITIONS D'ÉVOLUTION DES UNITÉS MÉTAMORPHIQUES

• ***Migmatites des Herbiers et de Mauléon***

Ces métatexites, diatexites et nébulites proviennent d'une fusion partielle plus ou moins avancée d'un matériel sédimentaire initialement fortement pélitique et grauwakeux. Le sédiment qui a fondu pouvait être semblable aux grauwackes de l'unité Sud du Haut Bocage, mais rien n'indique que c'est la fusion partielle des terrains affleurant dans les unités régionales qui est à l'origine de ces migmatites.

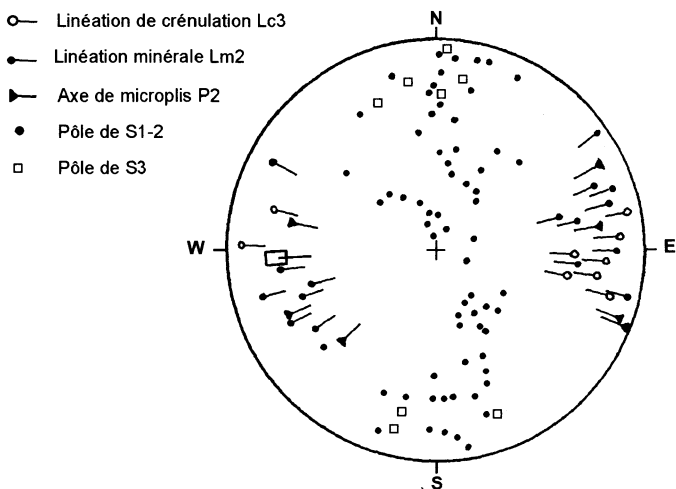
Deux phases tectoniques ont été distinguées dans ces migmatites. La première phase se traduit par le rubanement anatectique (leucosome) généralement sub vertical. Ces migmatites sont ensuite déformées par la seconde phase, caractérisée par des plis P2 post-rubanement à axes horizontaux de direction moyenne N100°, dissymétriques, anisopaques, et sans schistosité associée. Aucune foliation antérieure à ce rubanement n'est visible.

Deux arguments incitent à penser que des migmatites forment l'infrastructure des métamorphites de l'unité Sud du Haut Bocage. Le premier est fourni par la remontée des migmatites des Herbiers lors du jeu ductile normal de la faille des Épesses. Le second résulte de l'apparition de faciès anatectiques dans la partie sud-ouest de l'unité Sud du Haut Bocage, la plus profonde. Les analogies de faciès et de structures entre les migmatites des Herbiers et celles de la Tessouale, ainsi que leur proximité suggèrent fortement que ces dernières appartiennent toutes deux à l'infrastructure des métamorphites de l'unité Sud du Haut Bocage vendéen, qui aurait donc subi l'anatexie au Dévonien supérieur (367 ± 7 Ma).

• ***Formations du Protérozoïque supérieur au Cambrien de l'unité Sud du Haut Bocage***

La stratification transposée par la schistosité dominante S2 étant verticale dans cette unité, il n'est pas possible de proposer une succession stratigraphique des terrains qui la constituent. Nous avons distingué du Nord au Sud :

- 1) la formation grésoschisteuse des Épesses (χS) qui évoque une formation grauwakeuse ayant subi un transport important ;
- 2) la formation schisteuse de la Burnière et de Saint-Amand-sur-Sèvre ($S-\xi^{1-2}$) qui a pour origine le dépôt d'argilites et de siltites grésomicaçées et enfin la formation gréseuse de Saint-Mars-Ardelay ($G\chi$) composée



On constate : que les structures Lm2, Lc3, et P2 sont homoaxiales, et présentent une dispersion conique (surtout Lm2 et P2) peut-être en relation avec la phase D3. D'autre part, on remarque que la dispersion des pôles de la schistosité régionale (S1-2) se fait autour d'un axe $20^{\circ}/N260^{\circ}$, parallèle à la direction moyenne de la linéation de crénulation Lc3, et que les pôles de la schistosité S3 sont situés sur la guirlande de dispersion de S1-2 ; nous considérons donc que la dispersion de S1-2 est congénère de la schistosité S3 et de la crénulation Lc3, donc que ce plissement est syn- D3

Fig. 4 - Structurogramme des mesures de phase D2 (schistosité S1-2, axes de microplis P2, et linéation minérale Lm2), et de phase D3 (schistosité S3, linéation de crénulation Lc3) relevées dans l'Unité Sud du Haut-Bocage.


de grauwackes arénites fines. L'essentiel des sédiments à l'origine des formations métamorphiques du Haut Bocage comporte donc des métagrau-wackes et des silts argileux souvent constitués d'une alternance rythmique irrégulière de lits quartzo-feldspathiques à dominante siliceuse et de lits micacés. Ces sédiments se sont déposés au Briovérien ou au Cambrien sur un substratum inconnu (les migmatites des Herbiers probablement sous-jacentes sont hercyniennes).

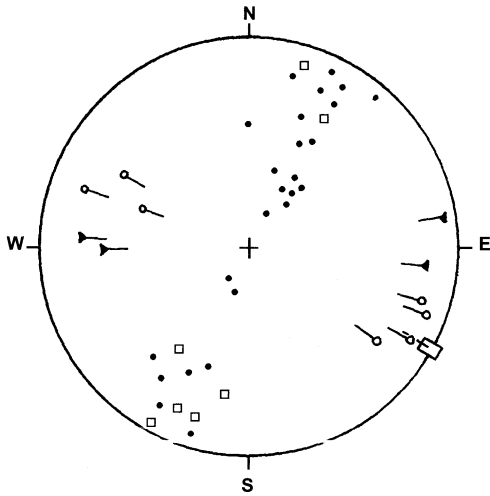
Quatre phases de déformations, plus ou moins exprimées, sont mises en évidence dans cette unité. La seconde phase D2 est la plus marquée, elle se traduit par une schistosité de flux S2 plan axial de plis P2 pluri-millimétriques à pluri-décimétrimétriques ; ces plis de direction N45 à N115° (fig. 4) sont anisopaques, dissymétriques et déversés vers le sud-Ouest, les axes de ces plis sont assez dispersés, peut-être courbes. Une linéation minérale Lm2 portée par S2 est localement homoaxiale des axes de plis (Nord du granite de Pouzauges). Ces plis replissent une schistosité S1 soulignée de micas et de veines de quartz d'exsudation (fig. 1) constituant les seules structures attribuées à la phase précoce D1. La schistosité S1 n'est pas complètement transposée dans la S2, on ne l'observe qu'au niveau des charnières des plis P2 où l'obliquité des deux surfaces de schistosité est nette en lames minces. La troisième phase D3 détermine une schistosité de crénulation S3 plus ou moins fruste de direction moyenne N90° et à pendage sub-vertical. La dernière phase est marquée par des « kink-bands » verticaux de direction N100° à 130° ou par des plis d'axe sub-vertical et de plans axiaux de même direction. Ces plis semblent géométriquement liés à la présence de failles proches, dont celle des Épesses. Le métamorphisme de ces formations se situe dans le faciès des Schistes verts. La paragenèse minérale des terrains à l'Ouest de la Sèvre Nantaise conduit à rattacher le métamorphisme épizonal au sub-faciès à quartz-albite-muscovite-chlorite du faciès des Schistes verts. Il est légèrement plus intense à l'Est de cette rivière (micaschistes Saint-Amand-sur-Sèvre S- ξ^{1-2}) où il atteint le sub-faciès à quartz - albite - épidote - biotite.

• *Formations du Protérozoïque supérieur au Cambrien de l'unité de Montaigu - Saint-Paul-en-Pareds*

Dans la région des Herbiers, cette unité est constituée pour l'essentiel par la formation de Saint-Paul-en-Pareds ($b\xi^{1-2}$) provenant d'un ancien sédiment silto-gréseux plus ou moins argileux. Ces terrains reposent géométriquement sur les Leptynites de la Faguelinière (λ) dérivant probablement d'une ancienne roche volcanique acide ou d'une ancienne intrusion.

Du point de vue sédimentologique ces terrains sont semblables à ceux du Haut Bocage et du bassin de Chantonnay. Les Leptynites de la Faguelinière appartiennent au complexe leptyno-amphibolitique et micaschisteux de

 Axe de dispersion des pôles de S1-2 = direction du plissement de la schistosité majeure



On constate : que la dispersion des pôles de la schistosité régionale (S1-2) se fait autour d'un axe $0/N120^\circ$, parallèle à la direction moyenne de la linéation de crénulation Lc3, et que les pôles de la schistosité S3 sont situés sur la guirlande de dispersion de S1-2 : nous considérons donc que la dispersion de S1-2 est congénère de la schistosité S3 et de la crénulation Lc3, donc que ce plissement est syn-D3.

Fig. 5 - Structurogramme des mesures de phase D2 (schistosité S1-2, axes de microplis P2), et de phase D3 (schistosité S3, linéation de crénulation Lc3) élevées dans l'Unité Montaignu – Saint-Paul-en-Pareds

Montaigu (carte de Montaigu n° 536, en cours de levé) d'origine volcano-sédimentaire, formé d'anciens niveaux volcaniques acides et basiques, de puissance variable, imbriqués dans des micaschistes à biotite. Ce complexe forme la partie basale de l'unité de Montaigu – Saint-Paul-en-Pareds.

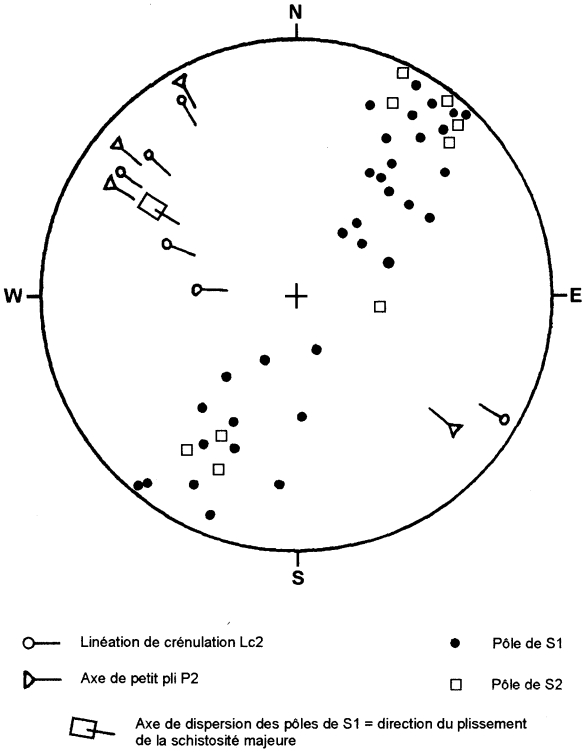
L'unité, très étroite, constitue une lanière tectonique dont la partie profonde (plus métamorphique) apparaît sur la carte de Montaigu, car plus dégagée que sur celle des Herbiers.

Trois phases de déformations sont distinguées dans les formations de Saint-Paul-en-Pareds (cf. fig. 1 et 5). Une phase D1 caractérisée par une schistosité S1 soulignée de biotite et de muscovite, polygonisées dans les charnières des plis P2, et par des veines de quartz d'exsudation. Une phase D2, marquée par une schistosité de flux S2 (structure régionale dominante) plan axial de rares plis P2 pluri-millimétriques à pluri-décimétriques, d'axe E-W (peu de mesures), anisopaques dissymétriques déversés vers le sud-ouest (aucun pli de dimension supérieure au décimètre n'a été observé). Ces plis replissent la schistosité S1 (et les veines de quartz d'exsudation qui lui sont parallèles) et polygonisent la biotite et la muscovite primaires dans les charnières des plis P2. La phase D3 n'est pas pénétrative, elle se traduit localement par une schistosité de crénulation Sc3 de direction moyenne N120° sub-verticale, contemporaine de la paragenèse tardive. Une crénulation Lc3 lui est associée, soulignée de taches fusiformes sombres biotitiques.

L'unité de Montaigu et Saint-Paul-en-Pareds a subi un métamorphisme dans le faciès des Schistes verts (à quartz-albite-épidote-almandin), plus intense que dans les unités voisines de Montaigu et du Sud du Bas Bocage. L'intensité plus forte de ce métamorphisme se traduit par une recristallisation et une blastèse du quartz, plus gros souvent engrené qui n'a plus la forme arrondie (sédimentaire) que présentent les grains de quartz dans les formations des unités voisines. Il se traduit également par une blastèse de muscovite et de biotite de taille plus importante que dans les formations des unités voisines, ainsi que par la présence de nombreuses veines de quartz d'exsudation. Les structures de phases D1 et D2 sont contemporaines de cette paragenèse principale. Les structures D3 sont synchrones d'une paragenèse très proche de celle caractérisant D3, marquée par de la biotite et muscovite de petite taille, qui semble appartenir au même épisode thermique que la paragenèse précédente.

• ***Formations attribuées au Cambrien du synclinorium de Chantonay***

Seules des formations attribuées au Cambrien du synclinorium de Chantonay affleurent sur la carte des Herbiers. Ces terrains présentent une schistosité principale qui transpose la stratification So fortement redressée et replissée par des plis d'échelle kilométrique. L'ordre de superposition



On constate : que la dispersion des pôles de la schistosité régionale de flux (S1) se fait autour d'un axe $20/N300^\circ$, parallèle à la direction moyenne de la linéation de crénulation Lc2, et que les pôles de la schistosité S2 sont situés sur la guirlande de dispersion de S1, nous considérons donc que la dispersion de S1 est congénère de la schistosité S2 et de la crénulation Lc2. Si, comme nous l'avons discuté, la schistosité S1 est en réalité une S1-2, la déformation régionale post-schistosité de flux appartient à la phase D3 (les plis P2 seraient des P3, la schistosité S2 de crénulation serait une S3 et la linéation de crénulation Lc2 serait Lc3)

Fig. 6 - Structurogramme des structures relevées dans l'Unité de Chantonnay (plans de schistosité de flux S1, axes de microplis post-schistosité de flux (P2), schistosité de crénulation S2 et linéation Lc2)

stratigraphique des deux formations mises en évidence sur la région n'est pas connu faute de critère sédimentologique. Nous avons distingué au Nord-Est la formation argileuse de la Pillaudière (KP, probablement d'anciennes vases argileuses à fins clastes de quartz) et au Sud-Ouest la formation grauwakeuse de la Jonchère (KG) constituée de grès fins fortement clastiques à nombreux clastes de quartz et de feldspaths, contenant de nombreux petits galets lithiques quartzitiques et granitiques.

Les formations détritiques de Chantonay ne présentent ici que deux phases de déformation visibles. La première phase est responsable d'une schistosité de flux S1 sans pli évident associé, elle est recoupée par de microplans de cisaillement C verticaux induits par une déformation transcurrente dextre post S1. La seconde phase correspond à une schistosité de fracture ou de crénulation fruste S2, verticale, de direction moyenne N120°, associée à de très rares plis P2 de toutes échelles admettant la schistosité S2 pour plan axial (fig. 6).

La paragenèse métamorphique synchrone de D1 correspond à l'association séricite + chlorite/biotite situant le métamorphisme dans le début du faciès Schistes verts. Cette paragenèse est contemporaine des structures de phase D1 ; néanmoins, des mouches de biotite sont alignées dans la crénulation Lc2, indiquant que cette structure s'est produite en climat encore métamorphique.

• Discussion sur une corrélation entre les phases tectoniques du Haut Bocage, unité de Saint-Paul-en-Pareds et le bassin de Chantonay

Il existe des similitudes entre les descriptions des phases tectoniques proposées par différents auteurs sur la région (tabl. 2) mais également des différences. Par exemple, les structures de phase D2 semblent inexistantes dans les formations du bassin de Chantonay que nous avons étudiées sur la carte des Herbiers ; de même, Bouton (1990) ne reconnaît pas au Nord des structures comparables à celles décrites pour les phases D3 par Wyns et *al.* (1988) dans le bassin de Chantonay et par nous mêmes sur les unités qui le jouxtent au Nord.

L'absence de structure de phase D2 dans les formations du bassin de Chantonay de notre secteur d'étude n'est probablement qu'apparente, et pourrait être due à leur lithologie particulièrement homogène rendant difficile la distinction de structures de phase 1 et 2, surtout si elles sont d'orientations voisines ; leur absence n'a pas de signification probante (le même phénomène a été rencontré dans les grès de Saint-Mars-Ardelay).

La non reconnaissance des structures régionales D3 par Bouton (1990) a plus de signification. Les structures D3 sont très discrètes localement (ou

	D'après Bouton 1990	D'après Wyns et al. 1988	Unité de Chantonnay (cf. fig. 4)	Haut-Bocage (cf. fig. 2)
Phase D1	S1 de flux parallèle à So P1 : N30° (Unité de Roc Cervelle) L1 : align. Etirement N110°	S1 : flux parallèle à So		S1 : flux parallèle à So
Phase D2	S2 : importante, de crénulation sub verticale, transpose ± S1 P2 : N120°, dissymétriques, déversés vers le sud-ouest, syn S2 Plissement régional (post S1)	S2 : importante, de crénulation sub verticale, transpose ± S1 P2 : N110-130°, dissymétriques, déversés vers le sud-ouest, syn S2	S1 : flux parallèle à So C : plans de cisaillement post S1 verticaux, dextres	S2 : flux, pendage moyen à sub vertical, transpose S1 (S1-2) P2 : N45° à 115°, dissymétr. déversés vers le S, syn S2 Lm2 : alignement minér. // à P2
Phase D3		S3 : discrète fracture - crénulation pendage raide P3 : rares N110°-N130° droits, syn S3, //Lc3 Lc3 de crénulation // P2 et P3 Plissement régional (post S2)	S2 : discrète, fracture - crénulation pendage raide P2 : rares N120° droits en chevron, syn S2, //Lc2 Plissement régional (post S1) Lc2 de crénulation N 120°	S3 : discrète, fracture - crénulation pentée vers le sud-ouest P3 : N90° (rares) syn S3, droits à déjetés au Nord Plissement régional (post S2) Lc3 de crénulation // P3
Phase D4	P3 : kink-bands N170° et N45° axes verticaux, conjugués fractures associées	P4 : kink-bands N175° et N40° fractures associées		P4 : kink-bands N-S (rares) et plis axes verticaux plan axial N130°

Tabl. 2 - Corrélations entre les différentes phases tectoniques affectant le synclinorium de Chantonnay décrites par Bouton (1990), Wyns et al. (1988) et le présent travail, comparaison avec les phases tectoniques du Haut-Bocage

peu exprimées). Elles peuvent avoir été assimilées à celles de la phase D2, ceci d'autant plus facilement que les attitudes des structures de ces deux phases sont très similaires et les recoupements peu fréquents.

• ***Discussion sur l'existence d'une tectonique cadomienne dans le Haut Bocage et l'unité de Montaigu – Saint-Paul-en-Pareds***

Les corrélations structurales entre les différentes unités (tabl. 2) incitent à douter de l'existence d'une tectonique cadomienne dans le Haut Bocage. L'argument utilisé par Wyns (1980) puis Wyns et *al.* (1988) pour reconnaître une telle déformation cadomienne est l'existence de structures scellées par la mise en place du granite de Pouzauges à l'Ordovicien inférieur. Ce granite, qui développe à son contact une auréole de métamorphisme, scellerait d'après la structuration synschisteuse (S1-2) de l'encaissant, qu'il rapporte donc au Cadomien.

Or, outre les similitudes de phases déjà signalées, nous avons constaté que la schistosité régionale majeure (S2) autour du granite de Pouzauges déforme en partie les cornéennes et les minéraux appartenant à son auréole de métamorphisme de contact ; donc cette schistosité est postérieure à ces cornéennes et à la mise en place du granite. De plus, Poncet (1993) a montré que la mise en place de la diorite dévonienne de Moncoutant est synchrone de la schistogenèse de S2, qui ne peut donc plus être attribuée au Cadomien. Quant à la schistosité S1, le doute est permis dans le Haut Bocage, mais on ne peut lui attribuer qu'un âge hercynien si elle est identique à celle du bassin de Chantonnay.

De plus, si l'on tient compte du fait que dans les schistes grauwackeux et micaschistes des unités de Montaigu – Saint-Paul-en-Pareds et du Haut Bocage la phase D2 semble succéder à la phase D1 sans diminution du métamorphisme (mêmes minéraux cristallisés dans les structures D1 et D2), alors la phase D1 doit appartenir au même événement métamorphique que la phase D2, et donc à l'Hercynien.

Ainsi, l'appartenance de l'unité Sud du Haut Bocage vendéen et de l'unité de Montaigu – Saint-Paul-en-Pareds à l'orogène cadomien ne nous paraît plus envisageable, son évolution sédimentaire et tectono-métamorphique s'inscrirait totalement dans le cycle hercynien.

• ***Discussion sur l'appartenance des unités au même bassin sédimentaire***

Les formations de l'unité de Chantonnay présentent des similitudes tant lithologiques que pétrographiques avec les formations de l'unité Sud du Haut Bocage. La formation argileuse de la Pillaudière (KP) est comparable à la formation schisteuse de la Burnière et de Saint-Amand-sur-Sèvre (S- ξ^{1-2}).

La formation grauwakeuse à granulométrie fine et à clastes roulés de minéraux de la Jonchère (KG) est assez similaire à celle de Saint-Mars-Ardelay (G χ) composée de grauwackes arénites fines (sauf que dans cette dernière les galets lithiques n'y sont pas observés et que quelques niveaux graphiteux y sont présents). La formation grésoschisteuse des Épesses (χ S) du Haut Bocage n'a pas d'équivalent dans le synclinorium de Chantonnay. Sur le terrain, les convergences de faciès entre les formations de ces deux unités sont très fortes, et s'il n'y avait pas l'unité de Montaigu – Saint-Paul-en-Pareds coincée entre ces deux unités, la distinction des faciès appartenant au Haut Bocage et au bassin de Chantonnay serait difficile.

Ainsi, les formations métamorphiques du Haut Bocage, de Montaigu – Saint-Paul-en-Pareds et de Chantonnay, qui sont similaires du point de vue sédimentologique, ont probablement appartenu au même bassin sédimentaire. Ce bassin fut disloqué et déformé en conditions métamorphiques légèrement différentes lors de la tectonique hercynienne. Le complexe leptynoamphibolitique et micaschisteux de Montaigu constituait les formations basales de cet ancien bassin.

MISE EN PLACE DES GRANITES

Trois générations de granites se sont succédé dans la région des Herbiers : la première génération, ordovicienne, calco-alcaline et anorogénique, est uniquement représentée par le massif de Pouzauges. La deuxième génération, dévonienne et syntectonique, comprend d'une part les intrusions calco-alcalines de Châtillonnais et de Loublande et d'autre part le granite peralumineux de Moulins. Enfin, la troisième génération de plutons est constituée par les massifs d'âge carbonifère moyen-supérieur, de chimisme peralumineux de Mortagne et de Châtelliers-Châteaumur, mis en place en contexte décrochant.

La mise en place syntectonique de certains de ces plutons se traduit par une fabrique magmatique qui a été portée sur la carte quand elle est cartographiable.

Nous avons distingué une fabrique magmatique, évidente dans les faciès porphyroïdes des massifs peralumineux de Moulins, Châteaumur et Mortagne. Généralement fruste et irrégulière cette fabrique se traduit par l'orientation préférentielle des minéraux plats, surtout les gros feldspaths potassiques de taille souvent pluricentimétrique, moins souvent les micas et parfois par l'alignement des quartz. Ces minéraux orientés ne sont pas tordus ni brisés, sauf exception en cas de cataclase tardive. L'orientation des cristaux génère un plan de fluidalité magmatique qui est interprétée ici comme l'écoulement laminaire du magma lors de sa mise en place, sous

contrainte ou non. Parfois on peut observer une linéation magmatique (matérialisée par l'alignement des grands axes des minéraux), un phénomène de tuilage résultant de l'écoulement du magma, la présence de deux familles de plans de fluidalité conjugués. Ces phénomènes peuvent renseigner sur les modalités de l'écoulement du magma lors de sa mise en place.

• **Le massif ordovicien de Pouzauges**

Ce granite ne présente aucune déformation syn-magmatique, ni aucune déformation tectonique importante. Nous proposons que le magma s'est mis en place à l'Ordovicien dans des sédiments non structurés (cambriens ou briovériens) silteux et argileux fins, cornéifiés au contact du magma. Ensuite ce granite a subi un métamorphisme dans un niveau structural élevé, suggéré par le très faible métamorphisme de l'encaissant et du granite. La déformation associée a créé une schistosité de flux (S1 et S2 confondues) qui s'est imprimée d'autant plus facilement dans les matériaux encaissants qu'ils sont fins (silteux et argileux), sans que la déformation soit nécessairement très forte. Cette schistosité a moulé le granite et n'a affecté que la partie externe de l'aurole cornée qui l'a protégé (et a déformé les minéraux du métamorphisme de contact).

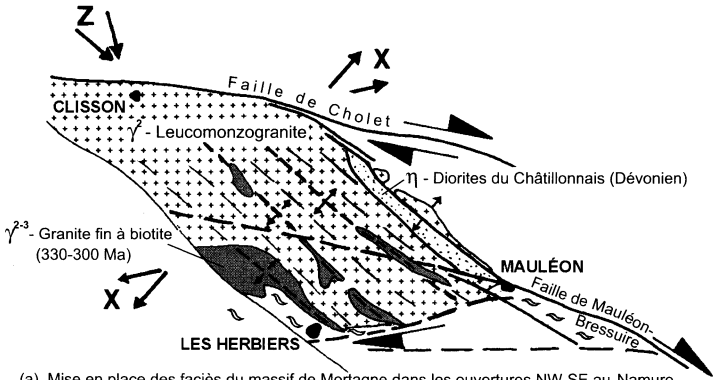
• **Le massif de Moulins**

Le granite porphyroïde du massif de Moulins et la granodiorite de Loublande présentent une fabrique magmatique irrégulière de direction N70° à 110° généralement verticale, fruste co-planaire et continue d'un massif dans l'autre. L'absence de linéation minérale et de structure de cisaillement suggère que le magma a cristallisé sous contrainte co-axiale Z de direction méridienne. L'attribution d'un âge fini-dévonien pour ces magmas permet de dater cette structuration méridienne.

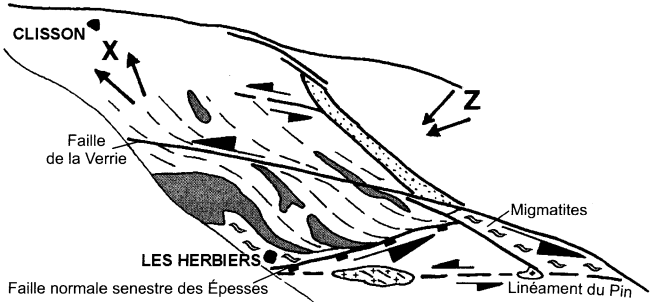
Les similitudes d'attitude de la fabrique du granite porphyroïde de Moulins et de Loublande et de la foliation S2 des formations métamorphiques voisines du Haut Bocage (similitude des trajectoires) semblent indiquer que la mise en place de ce magma a été contrôlée par le système de contraintes D2. D. Poncet (1993) a montré plus à l'Est (région de Bressuire) que les granites du massif de Moulins – Les Aubiers sont co-structurés avec les migmatites de la Tessouale, ce qui suggère la contemporanéité de mise en place de ces granites et de la structuration des migmatites.

• **Le massif dioritique du Châtillonnais**

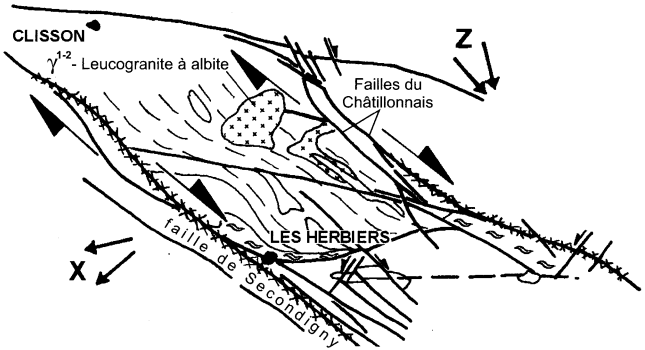
Le massif est inséré pour l'essentiel entre des leucogranites : le massif de Mortagne à l'Ouest, la lame de leucogranite de la Croix-Saint-Michel à l'Est, et enfin le massif de Moulins dans la région de Mauléon (contact tectonique). Pour Le Métour et *al.* (1989) le massif du Châtillonnais s'est mis en place



(a) Mise en place des faciès du massif de Mortagne dans les ouvertures NW-SE au Namuro-Westphalien (traits fins discontinus : trajectoires de foliation syn-magmatique dans γ^2)



(b) Jeu senestre des failles des Épesses (avec une composante normale) et de la Verrie (torsions senestres des intrusions de granite fin à biotite γ^2 et des trajectoires de foliation intra monzogranite γ^1)



(c) Mise en place des faciès de granite à albite, et jeux dextres fragiles des failles NW-SE

Fig. 7 - Modèle de mise en place des faciès granitiques du massif de Mortagne, et évolution tectonique post-solidus

postérieurement au massif granitique de Mortagne, soit après le Namuro-Westphalien. Cette interprétation était basée sur l'apparente intrusion des diorites dans les leucogranites et sur la faible déformation des diorites le long des failles bordières, seulement légèrement cataclasées. Mais la récente datation de ces magmas situe leur mise en place à la limite Dévonien-Carbonifère, donc avant l'intrusion des granites du massif de Mortagne, mais, sensiblement en même temps que la mise en place des granites de Moulins et Loublande. L'absence de déformation importante (faible structuration planaire syn-magmatique) suggère que la mise en place de ces magmas basiques est intervenue après les phases majeures de déformation (D1 et D2). Cela suggère également que les failles bordières du massif dioritique ont surtout joué en extension dans ce secteur ce qui a permis que les roches soient préservées d'une forte déformation.

Les limites primitives du massif et de son encaissant sont actuellement occultées par les granites tardifs du massif de Mortagne. L'encaissant des diorites n'est nulle part visible, il pourrait s'agir des terrains métamorphiques du Haut Bocage (migmatites ?). En l'absence de données structurales aucun modèle argumenté ne peut être proposé quant à la mise en place de ce magmatisme.

• ***Le massif de Châtelliers – Châteaumur***

L'essentiel du massif est formé d'une intrusion de leucogranite à grain moyen comprenant un faciès porphyroïde à gros cristaux orientés, ceinturé par un faciès moyen non porphyroïde. Le faciès albitique occupe l'extrémité orientale du massif et forme le dôme des Châtelliers. Le granite porphyroïde du massif de Châteaumur présente une fabrique magmatique frustrée de direction N90° à N120° généralement sub-verticale oblique sur la bordure du massif et sur la foliation régionale S2 des formations métamorphiques encaissantes.

L'obliquité de cette fabrique par rapport à l'allongement du massif et surtout sa torsion senestre en bordure de l'intrusion suggèrent qu'elle a été acquise dans des conditions trans-solidus pour partie à l'état magmatique, ou péri-solidus au cours d'un cisaillement senestre E-W qui s'est exercé de part et d'autre de l'intrusion (b. fig. 7). Celle-ci participe au linéament du Pin – Les Châtelliers.

• ***Le massif de Mortagne***

Le massif est en contact par failles avec les diorites du Châtillonnais au Nord-Est et les migmatites des Herbiers au Sud. Ce dernier contact n'est visible que dans la tranchée de chemin de fer à l'Est des Herbiers où l'on observe le contact intrusif.

Données structurales concernant le massif. 1) Les faciès fins à biotite à grain moyen porphyroïde ou non présentent une remarquable disposition en bandes NW-SE, que l'on retrouve en bordure du massif de Moulins où affleure la lame de leucogranite grossier de la Croix-Saint-Michel. 2) Cette lame et les filons quartzeux ou quartzo-feldspathiques qui la prolongent se sont mis en place le long de la faille bordière qui sépare les diorites du Châtillonnais du massif de Moulins. 3) Les faciès de leucogranite porphyroïde présentent une fabrique magmatique de même direction interprétée comme la direction d'écoulement verticale du magma. 4) Les analyses gravimétriques (Vignerresse, 1982 ; Guineberteau, 1986) ont permis de déterminer la profondeur et la forme du plancher du massif. Celui-ci a une disposition en gouttière en « V » avec une racine (pointe du V) orientée NW-SE conforme à la direction des structures internes du massif. Cette racine se trouve à une profondeur croissante vers le Sud-Est (3 à 8 km) et présente un puits gravimétrique dans la région de Treize-Vents où sa profondeur atteint 10 km. Cette gouttière gravimétrique en V correspond en surface à la bande de granite fin à biotite dominant f^{2-3} de Treize-Vents, qui à l'évidence se trouve à l'aplomb de la racine du massif. Ces structures gravimétriques (racine et puits) sont interprétées par B. Guineberteau (1986) comme la ou les zones d'alimentation principale du massif.

Interprétation. Les données pétrographiques, structurales et gravimétriques suggèrent que les différents magmas se sont mis en place en direction NW-SE dans plusieurs ouvertures, la lame granitique de la Croix-Saint-Michel et les filons associés en sont l'illustration. C'est probablement le jeu en extension de failles NW-SE (dont font partie les failles du Châtillonnais) qui a guidé l'ascension et la mise en place des granites du massif de Mortagne au Namuro-Westphalien. Or à cette époque les accidents du Haut Bocage fonctionnaient en décrochement (Lerouge, 1988 ; Poncet, 1993), la région était soumise à une compression et non à une extension. Cette compression serait également responsable de la structuration dextre tardimagmatique des faciès grossiers. Nous expliquons la mise en place des granites de Mortagne par l'ouverture de failles NW-SE (a. fig. 7) en relais entre des accidents dextres, la faille de Cholet au Nord et la faille des Épesses ou de la Verrie au Sud (avant leur rejeu senestre). La trace de la faille principale correspondrait à la racine actuelle du massif. La mise en place tardive des granites albitiques se fait de façon sécante sur la foliation des granites porphyroïdes et sur le couloir senestre de Mortagne.

ÉVOLUTION TECTONO-MÉTAMORPHIQUE

LES ZONES DE CISAILLEMENTS ET LES FAILLES RÉGIONALES

De nombreuses failles traversent le Haut Bocage et le synclinorium de Chantonnay (fig. 1). Ces failles recourent l'ensemble de la carte des Herbiers

et sont organisées en deux familles. La première est orientée NW-SE, elle comprend les failles de Secondigny (qui se prolongent par la faille de Pouzauges sur la carte Chantonay) et de Mauléon-Bressuire ; cette dernière éclate en deux branches qui forment le couloir faillé du Châtillonnais et la faille de la Verrie. La seconde famille est orientée approximativement E-W, elle comprend la faille de Cholet (hors-carte), la faille de la Verrie, la faille des Épesses et le linéament tectono-magmatique du Pin. De nombreuses failles secondaires de direction NW-SE viennent greffer sur les deux accidents principaux et accentuent ce découpage régional. Les traces des failles sont établies à partir de trois types de données : 1) des observations de terrain dans les formations magmatiques et métamorphiques, 2) des observations de terrain concernant les altérites (cf. ci-après) et 3) des analyses de modèles numériques de terrain. L'activité hercynienne et post-hercynienne (Lias à Quaternaire) de ces failles est discutée dans les synthèses géodynamiques.

• **Les failles NW-SE**

Le couloir faillé du Châtillonnais. Ce couloir large de 1,5 km et orienté N140° et lié à un système de failles qui sertissent le massif dioritique du Châtillonnais. Ce couloir forme un relais entre la faille de Cholet au Nord et la faille de la Verrie au Sud. Le couloir du Châtillonnais et la faille de la Verrie convergent à l'Ouest de la ville de Mauléon et forment ensuite la faille unique de Mauléon-Bressuire.

Le couloir faillé du Châtillonnais est composé de deux failles principales de direction N130° : l'une est la faille bordière du massif de Moulins et l'autre est la faille bordière du massif de Mortagne. D'autres failles participent à ce couloir faillé, ce sont des failles E-W en bordure du massif de Mortagne recoupée par des failles N140° à N150° détachées de la faille bordière du massif de Moulins. Les failles bordières des massifs de Moulins et de Mortagne forment un ressaut topographique hectométrique. La faille bordière du massif de Moulins est jalonnée de nombreux filons à matériels quartzeux et granitoïdiques imbriqués (puissants de 200 m) et par une lame de leucogranite à grain grossier de la Croix-Saint-Michel (rattachée à l'un des faciès du massif de Mortagne). La déformation est modérée le long de ces failles, les roches (diorites de Châtillonnais, granite de Moulins et leucogranites) ne sont que légèrement cataclasées sur quelques dizaines de mètres, aucune déformation ductile n'a été observée. Les intrusions qui jalonnent la faille bordière du massif de Moulins et la faiblesse des déformations suggèrent un jeu en transtension pour ces fractures.

La faille de Mauléon-Bressuire. Cette faille dont la trace semble unique sur le terrain est convexe ; sa direction est N100° aux environs de Mauléon

puis elle s'incurve et passe à N140° vers Bressuire (carte en cours de levés). La faille limite l'unité Nord du Haut Bocage (granitique) de l'unité Sud du Haut Bocage (métamorphique).

La faille de Mauléon-Bressuire apparaît peu sur la carte des Herbiers, aucun ressaut topographique ne permet de la suivre dans une région de plaine fortement recouverte de formations superficielles. Au Sud-Est de Mauléon, elle met en contact le granite de Moulins avec les migmatites de Mauléon. Elle est jalonnée d'une zone de brèches rarement visibles (cataclasites), de 300 m de puissance et par un chapelet de filons de quartz de puissance décamétrique non cartographiables. Elle est directement dans le prolongement de la faille N100° de la Verrie.

Les brèches qui jalonnent cette faille sont les structures les seules visibles sur la carte des Herbiers. Sur la carte de Bressuire, Poncet (1993) a montré que les monzogranites et granodiorites du massif de Moulins-Les Aubiers-Gourgé présentent dans leur masse une déformation synmagmatique dextre que l'on peut rapporter à une manifestation précoce d'une tectonique transcurrente dextre le long de cette faille. La cartographie des altérites présentes sur la carte Bressuire permettent également de suivre précisément la trace de la faille vers le Sud-Est.

La faille de Secondigny. Cette faille a une direction N130°, elle limite l'unité Sud du Haut Bocage. Au Nord-Ouest (région de Nantes), elle se connecte à la faille de Cholet alors qu'au Sud-Est (région de Saint-Maixent), elle est recoupée par la faille de Parthenay. De petites failles secondaires se greffent ou jalonnent cet accident qui apparaît comme un couloir de failles sur la carte des Herbiers. Ce couloir a 5 km de large, il comprend : une faille majeure jalonnée d'une puissante zone de brèches (700 m) qui constitue la limite sud-Ouest du Haut Bocage, et des failles secondaires N120° à N140° qui enserrant et découpent longitudinalement les formations de Saint-Paul-en-Pareds. Ces failles anastomosées se resserrent et fusionnent aux environs de Pouzauges (carte Chantonnay n° 563).

La déformation le long de ces failles est uniquement cataclastique, les brèches sont froides. La zone de brèche le long de la faille majeure s'observe à proximité d'Ardelay et de Groupillière. Aucun ressaut topographique ne souligne le parcours de cette faille ; en revanche les failles secondaires qui découpent le massif de Pouzauges en lanières sont jalonnées de ressauts topographiques marqués. Le toit du granite, qui surplombe de 150 m la plaine du synclinorium de Chantonnay à Saint-Michel-Mont-Mercure, s'abaisse en gradins jusqu'à cette plaine.

• **Les failles sub-est-ouest**

Le couloir mylonitique ductile de la Verrie. Il est dû à une déformation ductile senestre. Les faciès grossiers (porphyroïdes ou non), et les granites fins à biotite du massif de Mortagne sont fortement mylonitisés de manière ductile sur une puissance régulière d'environ 500 m (foliation mylonitique figurée en bleu sur la carte). Les granites du massif de Mortagne présentent une déformation protomylonitique avec des structures C et S marquées et un fort étirement des minéraux soulignant une linéation horizontale dans les mylonites de la Verrie (déformation en condition faiblement métamorphique dans la zone de la chlorite – séricite). Le couloir mylonitique de la Verrie est recoupé vers l'Ouest (carte de Montaigu, n° 536, en cours de levé) par la faille de Secondigny.

La faille des Épesses. Elle a une direction variant de N70° à N100°, elle forme la limite sud du massif de Mortagne et des migmatites des Herbiers qui lui sont associées. Elle forme un relais entre la faille de Mauléon-Bressuire et la faille de Secondigny, à proximité de laquelle elle se courbe et tend à se fondre dans une zone brèchique commune. Les migmatites des Herbiers qui la jalonnent au Nord sont mylonitisées et rétrotransformées dans la zone à chlorite. Différents faciès du massif de Mortagne orthogneissifiés sont également déformés au contact de cette faille. Au Sud, la faille est jalonnée de schistes sériciteux de l'unité Sud du Haut Bocage à schistosité verticale. Les mylonites ductiles dans le compartiment nord présentent une foliation pentée de 30 à 70° vers le Sud-Est ainsi que des plans de cisaillement oblique à la foliation portant une linéation d'alignement de minéraux et des stries indiquant sans ambiguïté un jeu normal accompagné d'une composante senestre pour cette faille. Le plan de mouvement de la faille a une direction N130°, parallèle aux failles de Bressuire et de Secondigny.

Le granite porphyroïde $\rho\gamma^2$ qui jalonne la faille des Épesses présente une déformation mylonitique très forte. Celle-ci se caractérise par une déformation des minéraux, notamment des phénocristaux de feldspaths potassiques, étirés, brisés et moulés par une foliation S, la biotite déchiquetée est rétrotransformée en chlorite. Le passage progressif entre le faciès de leucogranite porphyroïde au faciès déformé protomylonitique se suit bien surtout dans la vallée de la Sèvre Nantaise. Ce passage s'effectue par diminution progressive du grain, orientation de plus en plus marquée des cristaux, déformation de plus en plus nette des porphyroclastes dans la foliation qui suit la courbure de la faille (direction N110° à 120° vers Mallièvre, E-W au Sud de Mallièvre puis N70° sur 1,5 km en bordure de la faille). Des plans de cisaillement C apparaissent progressivement obliques sur la foliation, la recoupent et la tordent en senestre. Ces plans, les plus visibles sur le terrain, portent une linéation d'alignement de minéraux et

des stries senestres pentées de 30 à 40° vers l'Est. Ces structures de cisaillement ne sont fortement exprimées que dans une bande de moins d'un kilomètre en bordure de la faille. Les structures de cisaillement C et S sont plus pentées en bordure du massif qu'à l'intérieur. Le jeu senestre de cette faille a induit une torsion kilométrique des bandes de granites fins à biotite et de la foliation magmatique des granites. Le jeu senestre est donc, comme pour la faille de la Verrie, postérieur à la structuration des principaux faciès du massif de Mortagne. L'importance de la zone de torsion des granites suggère que le massif de Mortagne ait eu une rhéologie encore fortement plastique lors du jeu de cette faille.

Dans les migmatites on observe des plis post-foliation S dissymétriques à axes sub-verticaux à plans axiaux verticaux de direction N20° compatible avec le cisaillement senestre. Cette déformation s'est effectuée en conditions rétomorphiques (cf. description des mylonites).

La remontée des migmatites des Herbiers le long de la faille de Épesses suggère que celles-ci appartiennent à un domaine anatectique qui s'étend sous les schistes et micaschistes de l'unité Sud du Haut Bocage.

Le linéament du Pin-Châteaumur. Les intrusions de Châtelliers et Châteaumur et les interruptions brutales des affleurements d'altérites contre les cornéennes sont en ligne avec le granite du Pin et un puissant filon de quartz qui le traverse sur la carte de Bressuire (carte en cours de levés). Ce remarquable alignement d'extension E-W souligne probablement la trace d'une fracture profonde qui n'a pu être mise en évidence sur la carte des Herbiers. Nous suggérons que le massif de Châtelliers-Châteaumur s'est mis en place suivant cette tracture active en senestre, ainsi que le suggèrent les structures magmatiques du faciès porphyroïde (voir paragraphe consacré à la mise en place de ce massif).

DÉFORMATION DES TERRAINS MÉTAMORPHIQUES

La structuration des terrains métamorphiques de la carte est attribuée à l'orogénèse hercynienne. Trois principaux épisodes de déformation souple synschisteuse et un épisode post-schisteux peuvent y être distingués.

La phase D1, dont le seul indice est une schistosité S1. Cette schistosité est conservée dans les têtes de plis P2 où elle apparaît sous la forme d'une schistosité de flux, accompagnée localement (unités Sud du Haut Bocage et de Montaigu – Saint-Paul-en-Pareds) d'un rubanement quartzeux et de quartz d'exsudation.

La phase D2 plisse la schistosité S1 ; les plis P2 sont dissymétriques, de petite taille et synschisteux. Cette schistosité, S2, est de flux dans le Haut

Bocage et l'unité de Montaigu – Saint-Paul-en-Pareds, synchrone d'une paragenèse de faciès Schistes verts ; nous ne l'avons pas reconnue dans les formations du bassin de Chantonnay probablement pour des raisons lithologiques, mais elle est décrite ailleurs dans le bassin (schistosité de crénulation ou de fracture observée par Wyns et *al.*, 1988 et Bouton, 1990). Elle transpose la S1 ; à l'affleurement la schistosité dominante correspond donc le plus souvent à une S1-2.

Dans l'unité Sud du Haut Bocage, localement, la S2 porte une linéation d'alignement de minéraux Lm2 homoaxiale des plis P2. Aucun critère de cisaillement ne lui étant associé, elle est interprétée comme une direction d'allongement X de l'ellipsoïde de la déformation lors de D2.

Les structures de phase 1 ou 2 dans les migmatites sont très difficilement différenciables. Le rubanement métatectique ou diatectique est généralement redressé à la verticale dans la région des Herbiers ou de Mauléon, et déformé par des plis dissymétriques à axes horizontaux à plans axiaux raides sub-parallèles au rubanement. Ces plis sont fortement anisopaques, souvent sub-isoclinaux, syn- à tardi-anatexie car les leucosomes sont déformés de manière très souple. La dissymétrie des plis est conforme à la dissymétrie des plis dans les autres unités. Nous rattachons donc ce plissement à cette phase en considérant que le rubanement migmatitique est pour partie syn-D1 voire début-D2 et est replissé lors de D2 sans qu'une S2 ne soit clairement exprimée.

Orientation des structures caractéristiques : l'attitude des plis P2 n'est pas constante sur la carte : dans l'unité Sud du Haut Bocage, ces plis ont une direction axiale moyenne N90° (N45° à N115°) et N120° dans les autres unités métamorphiques. La dissymétrie des plis déversés vers le Sud ou le Sud-Ouest traduit un couple de cisaillement dans cette direction. Aucune structure souple de grande taille n'est mise en évidence faute de repère.

L'ellipsoïde de la déformation lors de D2. L'attitude souvent très redressée de la S1-2 a été acquise ultérieurement, lors de la phase D3. L'orientation des axes de l'ellipsoïde de la phase D2, modifiée lors de la phase D3, ne peut pas être précisée avec certitude. Nous suggérons que l'axe Z de l'ellipsoïde de la déformation D2 devait être proche de N-S en nous basant sur l'orientation des axes de plis P2 et sur la linéation d'étirement minérale Lm2 dans les zones que nous estimons les moins affectées par la tectonique D3 (au centre de l'unité du Haut Bocage, entre les massifs de Moulins et de Pouzauges). Le parallélisme de la linéation minérale Lm2, environ N90° (matérialisant la direction de X) avec les axes de plis P2, environ N90° également (matérialisant la direction de Y) suggère une rotation des axes X et Y autour de Z durant la phase D2. Y était sub E-W et horizontal lors de la déformation rotationnelle vers le Sud, puis

ce fut X lors de la formation de la linéation Lm2. Une tectonique transcurrente est possible dans ce dernier cas.

Éléments de datation de cette phase. La fabrique planaire synmagmatique du granite de Moulins est conforme à l'attitude de la schistosité S1-2 des formations métamorphiques du Haut Bocage et l'âge du granite probablement fini Dévonien (Sonet, 1968) permet d'attribuer le même âge à cette phase. De plus, le développement de blastes syn-cinématiques dans l'aurole de métamorphisme de contact de la diorite quartzique de Moncoutant (Poncet, 1993), alignés dans la linéation Lm2 montre que la mise en place de celle-ci est pénécotemporaine de la phase D2. Ce qui, compte tenu de la datation à 375 ± 611 Ma (Cuney et al., 1993) de la diorite quartzique, permet également d'attribuer un âge dévonien supérieur à la phase D2.

La phase D3 se manifeste par une schistosité S3, de fracture ou de crénulation peu exprimée et même souvent absente (Bouton, 1990, ne l'a pas reconnue dans le secteur voisin de la carte des Herbiers qu'il a étudié). La S3 forme le plan axial de plis P3, verticale et parallèle à la crénulation Lc3. Dans les micaschistes du Haut Bocage prolongeant ceux de Saint-Amand-sur-Sèvre, examinés sur la carte de Bressuire (carrière entre Cirière et le Pin) on observe nettement des plis P3 à plans axiaux raides interférant avec les plis P2 à plans axiaux couchés.

La présence de biotite et/ou de muscovite recristallisées ou néoformées soulignant la schistosité S3 indique que la déformation s'est déroulée en conditions encore métamorphiques. Dans les migmatites la déformation D3 s'exprime par une verticalisation du rubanement migmatitique, aucun pli P3 n'a pu être mis en évidence.

Pour Bouton (1990) la formation des grands plis kilométriques du synclorium de Chantonay est liée à la phase de plissement P2, mais ce n'est pas l'avis de Wyns et al. (1988) pour qui la formation des grands anticlinaux et synclinaux du synclorium est post S1-2, donc syn- P3. Nous suggérons que le plissement régional est congénère des structures de la phase D3, mais cela n'exclut pas que la formation de ces grands plis ait pu débuter lors de D2 (cette hypothèse est inspirée des données structurologiques (fig. 4, 5 et 6) : cf. la dispersion des pôles de la schistosité régionale S1-2 autour d'un axe parallèle à la direction moyenne de la linéation de crénulation Lc3 et à celle des axes de plis P3, et la disposition des pôles de la schistosité S3 sur la guirlande de dispersion des pôles de S1-2).

Orientation des structures caractéristiques. L'orientation des plis P3 est généralement N90° sur le Haut Bocage (dispersion des pôles de S1-2) et N120° dans les unités de Saint-Paul-en-Parèdes et de Chantonay. La schistosité S3 est verticale.

L'ellipsoïde de la déformation lors de D3. La direction Y, correspondant aux axes de plis P3 était orientée E-W à NW-SE. La direction de Z, perpendiculaire à la schistosité S3 et aux plans axiaux des plis devait être orientée sub N-S dans le Haut Bocage et NE-SW dans le synclinorium de Chantonay, X étant vertical, parallèle au plan axial moyen des plis. L'attitude de la schistosité et des plis souvent droits suggère une déformation co-axiale, en aplatissement. Avec un tel ellipsoïde le jeu des décrochements est impossible (X vertical).

Élément de datation de cette phase. Un élément de chronologie nous est fourni par la datation du granite post-tectonique d'Orthais, sur la carte de Montaigu. Ce massif n'est pas déformé et il recoupe toutes les structures de l'unité de Montaigu – Saint-Paul-en-Pareds, y compris les plis majeurs P3. Sa datation, provisoire, à 350 Ma (à paraître dans la notice de la carte de Montaigu) post-date la phase D3, qui serait donc tournaisienne (360 – 350 Ma).

La phase D4 se manifeste par des plis de type kink-band à axe fortement plongeant et des fractures subverticales de direction N130° et parfois N-S, recoupant les structures précédentes. Ces structures sont très peu exprimées et leur interprétation sujette à caution, elles paraissent être en relation avec les décrochements.

CONDITIONS MÉTAMORPHIQUES DES DÉFORMATIONS

Les structures D1/2 affectant les terrains de l'unité Sud du Haut Bocage et de Chantonay ont accompagné un métamorphisme unique, très faible dans l'épizone supérieure à séricite-chlorite et localement à biotite (secteur nord de Pouzauges). Dans l'unité Sud du Haut Bocage ce métamorphisme est croissant régulièrement et se poursuit vers le Sud-Est dans les zones à biotite, à grenat, à staurotide et à sillimanite dans la partie sud-est l'unité Sud du Haut Bocage (carte de Moncoutant n° 564, en cours de levé). Ce gradient croissant explique la juxtaposition de terrains qui montrent des caractéristiques lithologiques communes (matrices paradérivées et intercalations acides et basiques) mais qui ont subi les effets du métamorphisme régional à des degrés divers. Dans ce schéma, les micaschistes et paragneiss ont localement atteint la fusion partielle *in situ* (Poncet, 1993).

L'intensité du métamorphisme est légèrement plus grande dans l'unité de Montaigu – Saint-Paul-en-Pareds où il atteint la zone à quartz-biotite-muscovite-grenat. Cette unité apparaît comme une lanière soulevée par les failles au travers des unités environnantes moins métamorphiques.

Les migmatites des Herbiers et de Mauléon ont subi un métamorphisme de HT et B à MP, compatible avec les conditions de P/T du

« cordiérite-amphibolites faciès » (Winkler, 1965). La cordiérite et la sillimanite coexistent en proportion variable. Les conditions de P/T de l'anatexie dans le Haut Bocage vendéen ont été estimées par Le Métour et al. (1989) à 4 Kb et 700°C.

Lors de la phase D3 la région a été déformée en conditions plus superficielles, mais localement encore métamorphiques ainsi que le suggère la présence de petites biotites et muscovites dans la schistosité S3 (cet épisode thermique local, correspond-il à la fin du métamorphisme régional syn D1/D2 ?).

DÉFORMATIONS POST-SOLIDUS DES INTRUSIONS

La déformation à l'état solide des plutons se traduit par, soit par une cataclase visible en lames (Pouzauges), soit par une schistosité portée en trait bleu sur la carte quand elle est cartographiable.

• Les intrusions à déformation essentiellement ductile

Le seul massif déformé ductilement après sa mise en place est celui de Mortagne. Deux déformations mylonitiques ductiles sont mises en évidence :

– La première déformation mylonitique est marquée par une déformation modérée des minéraux (étirés, tordus et cassés) qui évolue localement jusqu'à l'apparition d'une véritable schistosité frustrée N120°, parfois recoupée par des plans de cisaillement N140° : la roche présente alors des structures de type « C » et « S ». La rotation des phénoclastes et les structures C et S traduisent la cinématique dextre exercée suivant une direction parallèle aux plans de cisaillement « C ». Cette déformation cisailante dextre est superposée à la foliation magmatique N110° à N130°, elle se rencontre essentiellement en bordure orientale du massif, sur environ 500 à 1000 m et plus rarement à l'intérieur. Elle est faible, non pénétrative et très discontinue.

La seconde déformation mylonitique, senestre, est responsable des structures de cisaillement d'extension proche de E-W rencontrées dans le massif dont le couloir mylonitique de la Verrie et la faille des Épesses (b. fig. 7). De petits couloirs de cisaillements senestres de largeur plurimillimétrique à pluricentimétrique, voire plus, se rencontrent sporadiquement à l'intérieur du massif loin des accidents principaux. Ces cisaillements recoupent la fabrique N110° à N130° et les plans de cisaillement dextres qui déforment en partie les faciès granitiques. Cette reprise des plans de fluidalité magmatique et des structures de cisaillement N110° à N130° se traduit également par leur torsion kilométrique en senestre à proximité des grands accidents de la Verrie et des Épesses et par la torsion des bandes de granites fins à biotite. Ces éléments montrent la postériorité du cisaillement

senestre sur la mise en place et la structuration dextre du massif de Mortagne. Cela infirme l'hypothèse de Guinebertau (1984) reprise et développée par Lerouge (1988) de la mise en place du massif de Mortagne en contexte cisailant senestre, dans une ouverture de type « pull-apart » E-W, entre des failles NW-SE (les failles du Châtillonnais et de Mauléon – Bressuire d'une part et la branche de Nantes de la zone de cisaillement sud-armoricaine d'autre part).

• **Modèle de déformation du massif de Mortagne**

1) Le granite grossier a subi une déformation ductile dextre post-solidus qui le structure suivant la même direction N130° que la fabrique magmatique. Cette structuration semble antérieure à la mise en place des granites à albite qui ne paraissent pas structurés.

2) Un jeu en cisaillement senestre E-W des failles de la Verrie, et senestre normal de la faille des Épesses provoque la torsion de la foliation N140° des faciès porphyroïdes et des granites fins à biotite, elle s'accompagne de la mylonitisation ductile de ces granites (b. fig. 7). La composante normale du jeu de la faille des Épesses induit alors la remontée du massif et des migmatites encaissantes au travers des formations épimétamorphiques du synclorium de Chantonay et du Haut Bocage.

3) Mise en place tardive des granites albitiques sécants sur les structures de cisaillement des granites porphyroïdes et recoupant le couloir senestre de Mortagne.

4) Rejeu dextre à froid des failles N140° bordant le massif (faille de Secondigny et de Mauléon) provoquant l'interruption du couloir senestre de la Verrie et la bréchification des bordures du massif (cf. fig. 7).

• **Les intrusions à déformation essentiellement cataclastique**

Le massif de Pouzauges ne présente aucune déformation tectonique importante, sauf une légère déformation cataclastique des minéraux uniquement visible à l'échelle microscopique accompagnée d'une légère rétro-morphose, ainsi qu'une schistosité frustrée de fracture en bordure de la faille de Secondigny. Cette dernière devant être mise en relation avec le jeu de cette faille plutôt qu'avec une déformation régionale. Ce granite a subi sans aucun doute des contraintes tectoniques et un faible métamorphisme après sa cristallisation complète.

Le massif dioritique de Châtillonnais et le granite de Moulins ne présentent qu'une légère déformation cataclastique.

SYNTHÈSE GÉODYNAMIQUE RÉGIONALE

L'évolution de la région au Paléozoïque inférieur est relativement bien connue depuis les travaux de Wyls (1980) sur le synclorium de

Chantonnay, de Bouton (1990) et de Poncet (1993) sur le Haut Bocage, de Le Métour et *al.* (1989) sur le Choletais et de Godard, Bouton et Poncet (à paraître) sur la région de Montaigu.

Aucun socle cadomien n'est mis en évidence dans le Haut Bocage et ce dernier présente la même évolution sédimentologique et tectonique que le synclinorium de Chantonnay. L'histoire géologique pour la carte des Herbiers débute probablement dès la fin du Protérozoïque supérieur (Briovérien) par une sédimentation volcano-détritique qui se poursuit durant tout le Cambrien. La sédimentation est associée à un volcanisme basique et acide initialement intense et dont l'importance décroît progressivement durant le Cambrien. Ce volcanisme est à l'origine de la puissante formation leptyno-amphibolique de Montaigu (Godard et *al.*, à paraître), non affleurante sur carte des Herbiers. La sédimentation, caractéristique d'un contexte distensif d'ouverture océanique, s'est effectuée sur un substratum inconnu ; les relations actuelles avec les migmatites de Montaigu sous-jacentes (carte de Montaigu, à paraître) et celles contiguës des Herbiers sont tectoniques.

L'Ordovicien et le Silurien ne sont pas représentés sur la carte des Herbiers et sont mal caractérisés sur le plan chronostratigraphique et géodynamique dans le synclinorium de Chantonnay. Le taux de sédimentation devient plus faible durant ces périodes et les faciès sont ceux de plate-forme (Grès armoricains). L'Ordovicien est marqué comme dans toute la région sud-armoricaine par un plutonisme « calco-alcalin » (granite de Pouzauges) dont l'interprétation est débattue : plutonisme lié à une zone de subduction ou bien lié à une distension de marge continentale ?

La dynamique de convergence débute dans la zone interne varisque au Silurien, la collision se produit dès le Dévonien inférieur au Sud du synclinorium de Chantonnay dans l'axe Les Essarts – Mervent (cartes de la Roche-sur-Yon et de Montaigu) et induit un métamorphisme à haute pression et une première déformation des terrains de cet axe. Pendant ce temps, la sédimentation se poursuit dans le synclinorium de Chantonnay (en position d'arrière-arc) par le dépôt de la série dévonienne du groupe de Réaumur et le volcanisme de la Meilleraie.

La déformation du Haut Bocage et du synclinorium de Chantonnay se produit en contexte métamorphique au Dévonien supérieur par une première phase D1, dont il ne reste qu'une foliation, suivie par une deuxième phase D2 (plis P2 N45° à N110°, schistosité S2, linéation minérale Lm2 N45° à N90°) responsable de la structuration majeure de la région. Le métamorphisme est faible dans le synclinorium de Chantonnay et le Sud du Haut Bocage, et plus fort dans l'unité de Montaigu – Saint-Paul-en-Pareds. Une importante anatexie produit les migmatites de Montaigu, des Herbiers (datées à 367 ± 7 Ma) et de Mauléon, mais rien ne

permet de supposer l'appartenance des protolites au domaine sédimentaire de Chantonay et du Haut-Bocage. Cette phase tectono-métamorphique s'achève par la mise en place des diorites du Châtillonnais et des granites de Moulins – Les Aubiers-Gourgé, ces dernières costructurées en aplatissement à l'état magmatique avec les migmatites de la Tessouale encore à l'état visqueux (Poncet, 1993). La mise en place du granite de Moulins – Les Aubiers-Gourgé vers 360 Ma (Sonet, 1968) et la cristallisation des minéraux du métamorphisme de contact autour de la diorite de Moncoutant dans la linéation Lm2 permet de considérer que cette déformation D2 s'est déroulée au Dévonien supérieur.

Au Carbonifère inférieur la phase D3 plisse la région (plis P3) en direction moyenne N130°, ces plis sont accompagnés d'une schistosité S3 verticale. Cette déformation semble post-datée par la mise en place du granite d'Orthais (350 Ma).

La région est disloquée par de grands accidents crustaux de la zone de cisaillement sud-armoricaine, les unités structurales majeures régionales s'individualisent alors : domaines du Choletais, de Moulins – Les Aubiers-Gourgé, du Sud Haut Bocage, de Chantonay et de Mervent.

Ces accidents ont une histoire polyphasée complexe et guident au moins partiellement l'ascension des batholites granitiques. Un premier jeu ductile dextre des accidents N140°, accompagne la déformation D3 du Haut Bocage et du synclinorium de Chantonay (plis régionaux P3 N140°). Cette déformation pourrait amorcer l'intrusion des leucogranites de Mortagne (suivant des ouvertures N140°) puis assurer leur déformation post-solidus en dextre au cours du Namuro-Westphalien (datation à 313 ± 15 Ma d'un faciès du massif de Mortagne). Un jeu tardif ductile et senestre des failles N140° et de failles N100° dont celle de la Verrie déforme les intrusions mises en place et structurées précédemment (cette conception s'oppose à celle de Lerouge 1988, qui voyait une mise en place de ces granites en contexte senestre). Les rejeux tardifs fragiles et dextres (Westphalo-Stéphanien des accidents armoricains) provoquent une cataclase des terrains et génèrent entre autres le sillon houiller de la Vendée. Les rejets verticaux des failles qui découpent la Vendée isolent l'unité Sud du Haut Bocage. Le jeu normal senestre de la faille des Épesses induit un glissement relatif vers le Sud-Est des terrains métamorphiques de l'unité Sud du Haut Bocage par rapport aux migmatites des Herbiers et au leucogranite de Mortagne corrélativement soulevés. La composante verticale du rejet de la faille de Bressuire implique l'affaissement relatif de l'unité Sud par rapport à l'unité Nord du Haut Bocage ; un rejet similaire de la faille de Secondigny abaisse relativement le synclinorium du Chantonay par rapport à l'unité Sud du Haut Bocage.

GÉODYNAMIQUE RÉCENTE

TECTONIQUE POST-HERCYNIENNE

L'analyse de la tectonique post-hercynienne de la carte des Herbiers ne peut pas être totalement fiable pour deux raisons :

- l'absence de témoins sédimentaires précisément datés ;
- l'ignorance de l'âge précis des paléo-surfaces décalées. Il existe cependant des éléments indirects en faveur de mouvements tectoniques secondaires et tertiaires dans la région des Herbiers.

Au Sud de Pouzauges (carte Chantonnay n° 563), la faille de Secondigny déplace verticalement la surface d'érosion infra-liasique de 130 m ; plus au Sud, la faille de Chantonnay décale verticalement de 15 m une formation argilo-sableuse éocène ou pliocène (Wyns et *al.*, 1988). Sur la carte des Herbiers, des failles transtensives tardives ont réactivé des failles hercyniennes ; ces failles ont guidé l'ouverture des dépressions où sont restées piégées les altérites anté-éocènes (dépressions de l'Ouin et de la Sèvre) et ont découpé le manteau altéritique en lanières NW-SE. De même, la faille des Épesses ainsi que ses failles satellites ont décalé verticalement de 80 m la surface d'érosion éocène (qui porte les silcrètes). Les derniers mouvements transtensifs de ces failles seraient donc syn- à post-éocènes. Enfin, dans le domaine géochronologique, des analyses effectuées sur les gisements uranifères régionaux ont révélé le remaniement de quelques minéralisations entre 60 et 25 Ma (Kostolanyi, 1971) ; ces remaniements tardifs pourraient témoigner de mouvements tectoniques tertiaires. Il existe enfin des failles N40° à rejet apparent senestre qui décalent les failles post-éocènes ; ces failles apparaissent principalement sur les modèles numériques de topographie mais leurs déplacements ne sont pas quantifiables sur le terrain ; c'est la raison pour laquelle elles ne sont pas reportées sur la carte.

Depuis l'Éocène, un soulèvement du socle concernant au moins toute la région a provoqué l'abaissement relatif du réseau hydrographique préexistant : ce phénomène d'antécédence expliquerait l'enfoncement spectaculaire du cours de la Sèvre dans le massif de Mortagne.

NÉOTECTONIQUE

(avec la collaboration de J. Lambert et M. Terrier-Sedan)

À ce jour, aucun indice de déformation plio-quadernaire n'a été relevé sur la carte des Herbiers. En revanche, un tel indice existe dans la région de Chantonnay (carte n° 563) : la faille de Chantonnay décale verticalement de 15 m une formation argilo-sableuse éocène ou pliocène (Wyns et *al.*, 1988 ; Indice 85051001 de la base nationale Népal, base de données néotectonique et de paléosismicité du BRGM).

Par ailleurs, plusieurs failles ont une forte signature géomorphologique : elles sont associées à des dénivelées brutales (plus de 50 m) mais on ne peut cependant pas évaluer la proportion respective de la tectonique plio-quadernaire et de l'érosion différentielle dans la construction de ces escarpements. Ce sont les failles bordant les diorites du Châtillonnais, quelques failles N140° et notamment les failles traversant Treize-Vents, Chambreaud puis Châteaumur, La Gaubretière, puis Saint-Michel-Mont-Mercure et enfin la faille des Épesses.

SISMICITÉ

L'activité sismique historique est analysée dans la base de données Sirène (base nationale de la macrosismicité française gérée par le BRGM). Les épicentres de trois séismes historiques d'intensité épicentrale MSK supérieure ou égale à IV-V et de qualité de localisation satisfaisante sont répertoriés sur la carte des Herbiers. Deux événements sont localisés (cf. tabl. 3 dans le bassin de la Sèvre au Nord-Ouest des Chatelliers (1898, $I_0 = IV-V$) et à l'est de la Petite-Boissière (1950, $I_0 = V$) ; le troisième épicentre (1904, $I_0 = V$) est situé au Sud-Est du Temple.

Année	Mois	Jour	X	Y	Intensité
1898	01	26	358.500	2 212.900	IV-V
1904	02	13	361.400	2 217.400	V
1950	09	10	366.000	2 213.800	V

Tabl. 3 - Caractéristiques des épicentres historiques sélectionnés
(d'après la base « SIRENE », BRGM, 1998)

Il existe aussi une sismicité instrumentale (1963-1997) recensée dans le fichier national de sismicité du CEA/LDG. Les séismes sont de faible énergie (magnitudes inférieures à 3.3) et leur foyer sont superficiels (profondeur inférieure ou égale à 5 km). Les épicentres des événements les mieux localisés se trouvent à 1 km au WNW de la Gaubretière, à 1 km au Sud du Temple, à 1 km au Nord et à l'Ouest de la Petite-Boissière et à 3 km au Nord-Est de Mauléon (cf. tabl. 4).

Les données de sismicité historique et instrumentale témoignent donc d'une activité néotectonique faible, tant en intensité/magnitude des séismes qu'en fréquence des secousses.

Année	Mois	Jour	X	Y	Magnitude	Profondeur
1967	7	11	366.500	2220.100	2.8	99
1977	1	11	340.000	2222.300	3.0	5
1977	1	16	365.600	2214.600	2.5	5
1980	2	29	364.000	2213.500	3.3	0
1996	5	8	359.600	2218.200	3.0	99

Tabl. 4 - Caractéristiques des hypocentres de la sismicité instrumentale
(d'après la base « SIRENE », BRGM, 1998)

DÉFORMATIONS ET CONTRAINTES RÉGIONALES ACTUELLES

Les mécanismes au foyer les plus fiables calculés pour l'ensemble du domaine sud-armoricain jusqu'à la région des Charentes (île d'Oléron), déterminent essentiellement des jeux normaux et décrochants (Nicolas et *al.*, 1990 ; Delouis et *al.*, 1993). Trois mécanismes au foyer de type normal-décrochant ont aussi été calculés pour des séismes proches situés hors-carte à environ 50 km à l'Ouest, au Nord et à l'Est du centre de la carte (Grellet et *al.*, 1993). Il existe enfin une assez bonne concordance entre les directions des plans nodaux et les directions des failles existantes. Cette région est soumise actuellement à une contrainte horizontale majeure orientée NW-SE à NNW-SSE.

Il est difficile d'établir des liens précis entre le mouvement des failles locales et les données de la sismicité ; cependant, le contexte sismotectonique de la carte des Herbiers semble cohérent avec un régime de déformation décrochant-distensif comparable à celui décrit dans le reste de la région sud-armoricaine.

GÉOLOGIE DE L'ENVIRONNEMENT

OCCUPATION DU SOL

Cette région de bocage est vouée à la polyculture et à l'élevage. L'habitat y est dispersé, représenté par de nombreuses fermes parsemant la campagne et de petits bourgs en pleine expansion, où les constructions neuves sont fréquentes.

L'agriculture de subsistance a longtemps constitué la seule activité économique locale, et les exploitations agricoles traditionnellement tournées vers l'élevage et la culture vivrière étaient de petites tailles. Actuellement, elles se regroupent et sont fortement mécanisées, leur activité se tourne de plus en plus vers l'élevage industriel et la production fourragère propre à la

consommation animale (bovins, ovins et surtout volailles). Les sols limoneux, sur schistes et micaschistes, supportent souvent une culture céréalière (surtout blé et maïs). Les sols sableux développés aux dépens des granites, sont surtout occupés par le bocage (en voie d'arrachement) et les petits bois ; secs en été, ces sols sont moins favorables à la culture céréalière et sont essentiellement voués aux pâturages. Les fonds de vallées humides fournissent des prairies permanentes propices à l'élevage (bovins et ovins).

Depuis peu, le rapide développement de petites et moyennes entreprises industrielles propres, rassemblées autour des agglomérations, supplante l'agriculture dans l'activité économique et fournissent actuellement l'essentiel des emplois.

RESSOURCES EN EAU

Données climatiques

La moyenne annuelle des précipitations pour la période 1967-1996 à la station météo des Herbiers est de 817 mm (données Météo-France). C'est une pluviométrie intermédiaire pour la Vendée, le minimum étant observé à la pointe nord-ouest (700 mm) du département et le maximum à l'est (900 mm à l'est d'Antigny).

Hydrogéologie

1) Quelques éléments sur les aquifères en terrain de socle. Dans les roches de socle massives et imperméables, la présence éventuelle d'eau souterraine est assujettie aux modifications physiques (tectonique, altération) qu'ont pu subir ces roches postérieurement à leur formation. Un profil type d'altération (fig. 1) comporte les éléments suivants (Wyns, 1999) :

– *Allotérites* : dans les formations de type schistes, c'est une argile imperméable, dans les granites, c'est une arène argileuse de faible perméabilité et de faible teneur en eau mobile.

– *Isaltérites* : la porosité de cet horizon est importante, et lui permet de jouer le rôle de réservoir pour les eaux d'infiltration. Dans les massifs schisteux, la dominante silto-argileuse de l'horizon limite la perméabilité, même si la porosité est importante. Dans les massifs granitiques, l'horizon est plus sableux, donc plus perméable.

– *Zone fissurée* : cet horizon est caractérisé par une forte fissuration, dont l'intensité décroît avec la profondeur. La partie supérieure de cet horizon fissuré constitue un aquifère de bonne perméabilité, qui est alimenté par le réservoir altéritique.

La genèse des aquifères de socle est donc liée aux phénomènes de fracturation et d'altération subies par les formations encaissantes, ce qui explique leur caractère discontinu et compartimenté. La productivité des forages implantés en zone de socle va globalement dépendre de la conjonction de deux paramètres :

- présence d'un réservoir capacitif dans les zones superficielles altérées ;
- présence d'un réseau de fractures ouvertes et connectées qui permettent de drainer ce réservoir superficiel.

Une hiérarchisation des débits en fonction des horizons traversés peut être dessinée :

- forages peu profonds implantés uniquement dans les arènes : les débits restent faibles en général (inférieurs à 5 m³/h) ;
- forages recoupant l'horizon fissuré : des débits compris entre 5 et 10 m³/h sont fréquemment rencontrés. Des débits supérieurs à 10 m³/h sont caractéristiques du recoupement d'une fracture drainante reliée à un réservoir altéritique ;
- des débits très importants (supérieurs à 100 m³/h) peuvent être observés ponctuellement, le plus souvent sur des forages de grande profondeur. Ils sont souvent significatifs du recoupement de fracture(s) d'origine tectonique, et d'ampleur régionale.

2) Données relatives à la zone couverte par la feuille des Herbiers. La feuille des Herbiers concerne pour la majeure partie le bassin versant de la Sèvre Nantaise, et en partie sud-ouest, le bassin versant du Lay.

Des captages destinés à l'alimentation en eau potable (tabl 5) sont implantés dans les alluvions : captages de Saint-Laurent-sur-Sèvre, des Herbiers et de Saint-Mars-la-Réorthe. Des sources situées sur la commune de Saint-Michel-Mont-Mercure, dans le massif de granite de Pouzauges, sont également exploitées pour l'alimentation en eau potable.

Les principales formations géologiques des Herbiers présentent des caractéristiques bien différenciées du point de vue de la productivité des forages qui y sont implantés. La productivité est ici jugée par l'intermédiaire des débits au soufflage (ou débits instantanés), mesurés par le foreur en fin d'ouvrage. Ce débit dépend de différents paramètres, liés aux outils, au dispositif de pompage, et aux caractéristiques de l'aquifère. En respectant certaines conditions, il peut être considéré comme représentatif de la transmissivité des terrains de socle traversés par le forage.

Le massif de granite de Pouzauges est le plus productif. Un champ captant pour l'alimentation en eau potable est implanté sur la commune de la Pommerai-sur-Sèvre. Plusieurs des forages exploités ont affiché un débit au soufflage de l'ordre de 30 m³/h. De nombreux forages sont

Indices BSS	Communes	Nature	Profondeur (m)	Q soufflage (m ³ /h)
05377S0015	La Flocellière	Source		
05375N0003	Les Herbiers	Puits	9	36
05378X0563	La Pommeraie-sur-Sèvre	Sondage	52	
05378X0562	La Pommeraie-sur-Sèvre	Sondage	70	12,2
05378X0560	La Pommeraie-sur-Sèvre	Sondage	50	29
05378X0561	La Pommeraie-sur-Sèvre	Sondage	70	12,2
05378X0564	La Pommeraie-sur-Sèvre	Sondage		30,6
05378X0565	La Pommeraie-sur-Sèvre	Sondage	90	20
05378X0559	La Pommeraie-sur-Sèvre	Sondage	60	30,6
05378S0503	La Pommeraie-sur-Sèvre	Sondage	17,9	23
05378S0501	La Pommeraie-sur-Sèvre	Puits	28,52	
05378S0502	La Pommeraie-sur-Sèvre	Sondage	19,1	5
05378S0557	La Pommeraie-sur-Sèvre	Sondage	80	18
05373N0502	Saint-Hilaire-de-Thalmont	Puits	3,09	
05373N0501	Saint-Hilaire-de-Thalmont	Puits	3,45	
05373N0503	Saint-Laurent-sur-Sèvre	Puits	3,65	
05376N0008	Saint-Mars-la-Rhéorthe	Puits		
05376N0007	Saint-Mars-la-Rhéorthe	Puits	3,7	
05634X0018	Saint-Mesmin	Puits	36	13
05377S0004	Saint-Michel-Mont-Mercure	Puits	7	10,5
05377S0017	Saint-Michel-Mont-Mercure	Forage	90	7
05377S0016	Saint-Michel-Mont-Mercure	Source		
05376S0006	Saint-Michel-Mont-Mercure	Source		
05376S0005	Saint-Michel-Mont-Mercure	Source		

Tabl. 5 - Points d'alimentation en eau potable

également exploités pour l'agriculture. Dans cette formation, le débit moyen au soufflage des forages est de l'ordre de 6 m³/h.

Le massif de granite de Mortagne présente une productivité moins importante que celui de Pouzauges, avec un débit moyen au soufflage de l'ordre de 4 m³/h et ponctuellement des ouvrages dont le débit dépasse les 60 m³/h (les Herbiers).

La formation des schistes du Haut Bocage présente un débit moyen au soufflage de l'ordre de 4 m³/h, avec un maximum rencontré de 21 m³/h.

Enfin, l'ensemble migmatique des Herbiers présente les productivités globalement les moins importantes, avec un débit moyen de l'ordre de 4 m³/h, et un maximum enregistré de 16 m³/h.

SUBSTANCES UTILES, CARRIÈRES

Carrières en exploitation (source DRIRE)

La carrière de La Roche-Atard (au Nord de Saint-Laurent-sur-Sèvre) est ouverte dans les diorites du Châtillonnais pour les granulats. La diorite est peu ou pas cataclasée malgré la proximité des failles bordières du massif de Mortagne. Des panneaux d'orthoigneiss sont imbriqués dans ces diorites, ils sont fortement structurés de manière ductile contrairement aux diorites

(mise en place et déformation antérieure aux diorites ou bien différences de comportement rhéologique lors de la déformation ?).

La Carrière de la Landraudière (au Sud des Herbiers) est ouverte dans les cornéennes du granite de Pouzauges, à proximité de la faille de Secondigny. L'exploitation pour les granulats se fait dans des cornéennes intrudées de nombreuses lames verticales de granites de type Pouzauges. La roche est localement fortement cataclasée.

La petite carrière de la Boisdrotière (au Sud du Temple) exploite encore le granite de Mortagne à partir de l'ancienne mine d'uranium de la Commanderie.

De nombreuses excavations à caractère familial exploitent les filons de quartz, les granites sains ou les schistes sains pour l'empierrement ; les altérites sont utilisées pour l'aération des sols argileux (arènes) ou bien la poterie (argiles).

Carrières abandonnées (source BRGM)

La carrière de la Grande Brosse (au Nord-Ouest des Herbiers) et la carrière de Bel-Air (à l'Ouest des Épesses) exploitaient le granite de Mortagne pour fabriquer des moellons, des pierres de taille et des granulats.

La carrière de la Chailloire (au Nord de Mauléon) était ouverte dans le granite de Moulins non porphyroïde pour la confection et l'exploitation moellons et de pierres de taille.

La poterie de la Jonchère (au Sud des Herbiers) était destinée à la tuilerie et la briqueterie artisanale, les fours à briques sont encore visibles. Deux sites (La Jonchère et la Pierre-Blanche) fournissaient des altérites argileuses dérivées des grès grauwakeux de la Jonchère.

La carrière du Mesnil (à l'Ouest de Châteaumur) exploitait les cornéennes du granite de Pouzauges. La carrière de la petite Berle (au Nord de Châteaumur) exploitait le leucogranite de Châtelliers-Châteaumur.

GÎTES ET INDICES MINÉRAUX

• **Antimoine.** La carte les Herbiers couvre la partie nord-est du district antimoniifère vendéen. Ce district est connu depuis au moins le 17^e siècle et a été exploité à partir de la seconde moitié du 18^e siècle jusque dans les années 1920-1930. Il comprend les champs filoniens des Essarts (carte la Roche-sur-Yon, n° 562), de Rochetjoux et du Reclus (carte Chantonnay, n° 563), des Brouzils (carte Montaigu, n° 536, en cours de levé) et de la Ramée, un des plus importants par le nombre de filons, sur la carte les Herbiers.

Le champ de la Ramée est composé de nombreuses structures filoniennes, plus ou moins minéralisées. La majeure partie d'entre elles est orientée est-ouest et leur extension va de plusieurs dizaines à quelques centaines de mètres. Elles sont encaissées dans les formations schisto-gréseuses du Haut Bocage, de part et d'autre du cisaillement sud-armoricain : formations des micaschistes de Saint-Paul, des grauwackes de la Jonchère et des métapélites de la Pillaudière.

Le champ de la Ramée a fait l'objet de nombreux travaux d'extraction artisanale jusqu'à la Révolution. Ces travaux furent repris au 19^e siècle et aboutirent à l'attribution d'une concession minière, dite « du Boupère », en 1883. Dans ce cadre, une demi-douzaine de filons ont été explorés et exploités de manière épisodique. Cinq filons principaux ont été reconnus et, au moins en partie, exploités dans la concession du Boupère : ce sont les filons de la Ramée, de la Davière, de l'Eraudière, de Bariteau et du puits Ouvrard.

Au début du 20^e siècle, les filons du champ de la Ramée, considérés comme épuisés, furent abandonnés après la découverte en 1906 du champ de Rochetretjoux, particulièrement prometteur et rapidement mis en exploitation. Lorsque l'activité de ce centre baissa, après la seconde guerre mondiale, quelques travaux ont été repris dans le champ de la Ramée dans les années 1920-1930. Tous ces travaux miniers s'arrêtèrent définitivement en 1930.

La mise en place de ces filons est interprétée dans le cadre d'un modèle tectonique simple (Marcoux et *al.*, 1984). La situation et l'orientation des filons suggèrent leur mise en place dans des ouvertures (fentes ou failles) associées à la faille de Secondigny. La mise en place de certains filons est compatible avec un modèle d'ouverture de tronçons de failles dans un contexte cinématique senestre.

Le BRGM repris l'étude de ce district en 1950 et réalisa quelques travaux de prospection (sondages et miniers). Ces travaux menèrent à la découverte de quelques nouveaux indices, sans intérêt économique. Rappelons cependant qu'en 1976 la prospection géochimique réalisée dans le cadre de l'inventaire national aboutit à la découverte du gisement des Brouzils, qui n'a eu qu'une activité très courte (extraction à ciel ouvert de 1989 à 1991), à cause de la chute brutale du cours mondial de l'antimoine.

• **Uranium.** Toutes les mines ou carrières d'uranium sur la carte des Herbiers sont désormais abandonnées. Les mines de la Chapelle-Largeau et de la Commanderie (au Sud du Temple) furent les plus remarquables (données issues de Sanselme et Gerstner, 1958).

La mine de la Chapelle-Largeau fut exploitée suite à la découverte d'un alignement radioactif en juillet 1952. Cette anomalie était située à proximité de l'école de la Chapelle-Largeau, en bordure nord du plateau granitique de Mortagne. Les premiers travaux commencèrent un an après et permirent de mettre en évidence un champ filonien complexe.

Le gisement exploité ne fut touché qu'en 1954. Il est constitué de plusieurs filons convergeant vers le Nord-Ouest et se recoupant à proximité du village :

– le filon Dédet est un filon faille remarquablement rectiligne de direction, N135° dans sa partie sud-est à N110° dans sa partie nord-ouest. Son pendage varie peu entre la surface et -125 m (57°) puis se couche entre -125 m et -170 m (49°).

– le filon École a une direction moyenne N160°, son pendage varie avec la profondeur : subvertical en surface, il se couche en profondeur (51°) où il devient stérile. L'appauvrissement va de pair avec l'approfondissement. La minéralisation existait en deux endroits sur ce filon.

La mine de la Commanderie entra en exploitation moins de 5 mois après la découverte des minéralisations (en juin 1955) ; elle fut abandonnée en 1989. Les indices consistaient en trois zones radioactives approximativement alignées N-S et distantes de 150 m environ.

Le puits de la Commanderie se trouve à 2 900 m au Sud du puits de la mine de la Chapelle-Largeau. Il n'y a cependant que 2 200 m. entre les développements extrêmes de chaque mine. Bien que proches l'un de l'autre et alignés sur la même faille N165° qui traverse le massif de Mortagne, les deux gîtes présentent des minéralisations bien distinctes. La zone de granite mylonitisé de la Verrie (à mi-chemin entre les deux mines) semble bien constituer la limite des minéralisations entre les deux gisements. Le gîte est situé au cœur du massif granitique, à 3 km des roches métamorphiques qui bordent le massif de Mortagne : diorites et amphibolites au Nord, schistes et gneiss au Sud. C'est là une des originalités de ce gisement, puisque tous les autres gîtes vendéens occupent la périphérie du massif. On observe en galeries et dans les sondages de nombreuses enclaves gneissiques non digérées ou « lambeaux résiduels » dans le granite. Comme le gîte est relativement éloigné du contact, il semble bien situé au sommet d'une coupole peu érodée ou au contact d'une écaille résiduelle de roches non entièrement granitisées.

La faille principale est orientée Nord-Sud à N165°. Son pendage moyen apparaît sub-vertical. L'ensemble du minerai est localisé à l'Est de cette faille, c'est-à-dire dans son compartiment du mur. La faille elle-même est stérile. À l'Ouest, le granite est bréchifié sur 1 à 2 m et cette brèche est silicifiée. À l'Est, la zone minéralisée présente quelques fractures N-S à N10°. Elles sont

jalonées, soit de granite broyé, soit de filonnets de silice blanche ou rouge. La minéralisation se répartit d'une façon très discontinue dans ce réseau de fractures, et il est possible que les enrichissements correspondent aux zones d'intersection ou nœuds des accidents. L'enrichissement aux zones de jonction est par ailleurs un phénomène classique.

La minéralisation consistait en pechblende, produits noirs, gummite, autunite, phosphuranylite, chalcopite et uranotile. La pechblende se présentait le plus souvent en filonnets allant du millimètre à plusieurs centimètres. Quelquefois, on la trouvait en importants sphérolites dans la silice formant des plages difformes imprégnant le granite. Dans les diaclases, on observait autour des mouches de pechblende, une zone décolorée qui les séparait de l'auréole limoniteuse extérieure. La largeur des anneaux décolorés semble proportionnelle à l'importance de la mouche de pechblende. Les accompagnateurs étaient le quartz, la limonite, la gœthite, la pyrite, la marcassite et la melnicovite, la galène, la blende, la covelline, la bornite et la chalcosine. Ces minéralisations ne sont pas constantes et n'ont été rencontrées que deux fois au niveau - 50 m.

Les deux gisements de la Chapelle-Largeau et de la Commanderie apparaissent assez dissemblables au premier abord, tant par leurs associations minérales que par la morphologie des formations (Sanselme et Gerstner, 1958).

Ils présentent toutefois de nombreux points communs, pétrographiques et surtout tectoniques. Ils s'amincissent et s'appauvrissent aux alentours de - 200 m en même temps au profit de formations hématiteuses et kaolinisées. Tout se passe comme s'il s'agissait de poches, sans enracinements profonds, et minéralisés à faible température. Pour expliquer la formation des deux gisements, l'hypothèse proposée est celle d'un simple lessivage de la coupole granitique, avec percolation de l'uranium dans des fractures maîtresses. Une autre hypothèse, plus hardie, propose d'expliquer la genèse du gîte par migration au profit de structures faillées d'inclusions d'uranium géochimiquement distribué dans le granite.

Les autres carrières étaient moins importantes. Les gisements du Puy-Roti, de la Commanderie et de la Dorgissière, étaient ouverts dans le granite de Mortagne, du Nord-Ouest au Sud-Ouest de Mauléon. Les carrières de l'Aurairé et des Nouettes (à l'Ouest des Herbiers) étaient ouvertes dans les migmatites des Herbiers, en bordure sud-ouest du massif de Mortagne et à environ 250 m du contact avec un granite à biotite. L'étang qui occupait la carrière des Nouettes fut récemment remblayé.

Les minéralisations reconnues ou exploitées dans la région des Herbiers sont alignées suivant le contact E-W du massif de Mortagne avec son encaissant. Cet alignement est jalonné d'Ouest en Est par les gîtes de la

Lande, la Tudière, la Goriandière, l'Édrillière, la Maunerie, la Grimaudière, la Marzelle, l'Arbretière et la Renardière. Le gîte de l'Édrillière, reconnu par traçages à deux niveaux (- 40 m et - 80 m) correspond à une faille E-W à pendage 70° Sud. Le remplissage argileux était minéralisé de façon lenticulaire en oxydes noirs et pechblende. La roche encaissante est formée de gneiss à biotite avec des amandes de quartz. Des filonnets d'aplite, de pegmatite et de granite y étaient observés. Dans le gîte de La Goriandière, l'essentiel de la minéralisation se localisait dans deux colonnes formées d'un réseau de filonnets de pechblende ; il y avait aussi des failles et des cassures minéralisées à oxydes noirs. Les roches encaissantes sont constituées par des gneiss ou du granite. Par ailleurs, la minéralisation uranifère n'est pas liée génétiquement au métamorphisme. Elle recoupe sans distinction tous les types de roches et s'enracine dans le granite sous-jacent.

DOCUMENTATION COMPLÉMENTAIRE

PRÉHISTOIRE ET ARCHÉOLOGIE

Nos connaissances sur l'archéologie de cette partie du Haut Bocage vendéen sont essentiellement fondées sur les découvertes anciennes et sur les prospections thématiques récentes. Les fouilles de sauvetage réalisées dans ce secteur depuis 1984 ont en majorité concerné la période médiévale : le vieux château du Bois-de-l'étang, le château du Puy-du-Fou et l'église Saint-Jean aux Épesses, l'abbaye de la Grainetière et le donjon d'Ardelay aux Herbiers et enfin la chapelle de l'Élu à la Verrie.

L'inventaire des sites archéologiques est étroitement lié à l'activité des prospecteurs ; les cartes de répartition dessinent les zones prospectées par prédilection ainsi que les terroirs dans lesquels les pratiques agricoles favorisent la localisation de vestiges archéologiques. Ainsi, la concentration de découvertes signalées au début du 20^e siècle sur les communes des Châtelliers-Châteaumur, de la Pommeraie-sur-Sèvre et sur l'ancienne commune de Moulins, aujourd'hui rattachée à Mauléon, est due aux travaux de L. Charbonneau-Lassay (frère René) et de N. Gabillaud, instituteur. Les prospections récentes confirment l'occupation ancienne des rives de la Sèvre Nantaise.

Des pièces lithiques attribuées au paléolithique ancien et moyen ont été découvertes à Saint-Laurent-sur-Sèvre (collège Saint-Gabriel) et aux Châtelliers-Châteaumur (la Guerche). Le paléolithique supérieur est également représenté à Saint-Laurent-sur-Sèvre.

Les témoins d'une occupation mésolithique ont été recueillis à Chambretaud (la Maucarière), aux Herbiers (Mont-des-Alouettes), à

Saint-Mars-La-Réorthe (Bois des Jarries), aux Épesses (Le Puy-du-Fou) et à Saint-Malo-du-Bois. Des silex, phtanites et quartzites de Montbert (44) ont fourni la matière première de cette industrie lithique.

L'occupation au Néolithique final est attestée aux Herbiers (Mont-des-Alouettes), aux Épesses (collines environnantes du Puy-du-Fou), à Châtelliers-Châteaumur (La Vergne, la Prellière, la Roche), à Saint-Laurent-sur-Sèvre (la Trique) et à la Pommeraie-sur-Sèvre (Puy-Pin, la Mongie, les Tesseriers, Touche-Pré, Brie, Vilcreux, la Doraire, Charain, les Embrandières, Boussiron).

Parmi les nombreuses haches polies signalées sur l'ensemble du territoire, une hache d'apparat en jadéite a été découverte à Saint-Michel-Mont-Mercure. Des polissoirs ont été signalés à la Pommeraie-sur-Sèvre (la Fumerie, la Grande-Brennenière) et au bourg de Châteaumur.

Les nombreux vestiges d'architecture mégalithique mentionnés dans la littérature locale sont en fait des blocs érodés résultant de l'altération des granites. Les pseudo-sites de la Pierre-Plate à Chambretaud ou des Pierres-Folles aux Herbiers en sont des exemples. Des haches en bronze ont été découvertes à Mauléon, à Châtelliers-Châteaumur, à la Pommeraie-sur-Sèvre (la Tesserie) et à Saint-Michel-Mont-Mercure.

Les survols aériens réalisés depuis une dizaine d'années par P. Périody, lui ont permis de localiser plusieurs enclos fossoyés comme ceux de la Gelletière à Saint-Paul-en-Pareds, de la Grange-Remondin et de la Lande à Mouchamps, du Tourny à Chambretaud et de la Palarderie aux Herbiers. Ces structures pourraient correspondre à des établissements ruraux de la fin de l'époque gauloise.

Au début du 20^e siècle, N. Gabillaud mis à jour un important site antique sur la commune de Moulins, aujourd'hui rattachée à Mauléon. Les vestiges, qui s'étendent sur plus de 8 ha à la Barbinière, appartiendraient à un vicus (village) ou à un sanctuaire en bordure d'une dérivation de la voie antique Poitiers-Nantes. Un autre axe de cheminement antique, tronçon de la voie reliant Nantes à Rome, traverse la partie sud-ouest de la carte.

Les traces d'occupation antique sont diverses avec des mentions de sites à tégulas (tuiles) et des découvertes monétaires ; le champ de la Salle à Beaurepaire, la motte du Châtellier à la Verrie, le jardin de la cure aux Épesses, le Petit-Bourg et la prairie du Landreau aux Herbiers, la Croix-Bara à Saint-Michel-Mont-Mercure et plusieurs sites sur la commune des Châtelliers-Châteaumur. Au début du 19^e siècle une inscription votive antique aurait été découverte à la Verrie (métairie de la Crûme).

Pour le Haut Moyen-âge, L. Charbonneau-Lassay mentionne l'existence d'une nécropole mérovingienne à la Petite-Boissière. Des tombeaux en pierre ont également été signalés aux Herbiers (prairie du Landreau).

Sans montrer une densité de sites comparable à celle que connaissent le littoral et les franges des marais Breton et Poitevin, le Haut Bocage n'en est pas pour autant un désert archéologique. Le déficit de prospections et la nature du couvert végétal ont longtemps contrarié la localisation des témoins des différentes phases d'occupation. Les travaux réalisés depuis une quinzaine d'années permettent de modifier peu à peu les cartes de répartition des sites archéologiques.

ITINÉRAIRES GÉOLOGIQUES

On trouvera des renseignements complémentaires et des itinéraires d'excursions géologiques dans le Guide géologique régional : Poitou-Vendée-Charente par Gabilly et collaborateurs (1978), Masson et Cie, éditeurs.

DOCUMENTS CONSULTABLES

Consultation de la Banque de données du sous-sol (BSS)

La banque des données du sous-sol du BRGM (BSS) détient l'inventaire des sondages et autres ouvrages souterrains exécutés sur le territoire de la feuille, et archive régulièrement les nouveaux travaux. Les documents peuvent être consultés soit à l'Agence régionale du BRGM : Pays-de-la-Loire, 1 rue des Saumonières, BP 92342 - 44323 NANTES Cedex 3 ; soit encore au BRGM : Maison de la Géologie, 77 rue Claude-Bernard, 75005 Paris.

BIBLIOGRAPHIE

- ANDERS E., GREVESSE N. (1989) – Abundances of the elements: meteoritic and solar. *Geochim. Cosmochim. Acta*, 53, p. 197-214.
- BERTRAND J.-M., LETERRIER J., DELAPÉRIÈRE. (1998) – Géochronologie U-Pb de granitoïdes du Confolentais, de Vendée et des forages de Charrous-Civray. R.S.T., Brest, p. 74.
- BOURDEAU J.-M. (1942) – Sur trois gisements d'Éocène continental du sud de la Basse-Loire. *C.R. somm. Soc. géol. Fr.*, n° 7, p. 67-69.
- BOUTON P. (1990) – Analyse stratigraphique, pétrographique et structurale du segment vendéen de la chaîne hercynienne. – Parties orientales du synclorium de Chantonay – Massif armoricain. Thèse Univ. Poitiers, 378 p.

- BOUTON P., PONCET D. (1992) – Contexte structural du massif granitique de Neuvy-Bouin (Deux-Sèvres). Carte géologique à 1/100 000. Edit. BRGM, Orléans. Notice explicative de la carte structurale à 1/100 000 : Environnement géologique et structurale du massif granitique de Neuvy-Bouin. Rap. Int. ANDRA (622 RP CAL 92-001), 108 p.
- BRILLANCEAU A. (1962) – Présence de pyroxène dans la partie sud-est du granite de Pouzauges (Vendée). *C.R. Acad. Sci.*, Paris, série D, 254, 25, p. 4322-4324.
- COCHERIE A. (1984) – Interaction manteau-croûte : son rôle dans la genèse d'associations plutoniques calco-alkalines. Contraintes géochimiques (éléments en traces et isotopes du strontium et de l'oxygène). Documents BRGM, Orléans, n° 90, 246 p.
- COCHERIE A., ALBARÈDE F. (2001) - An improved U-Th-Pb age calculation for electron probe dating of monazite. *Geochi. Cosmochim. Acta*, G.B., vol. 65, n° 24, p. 450-4522.
- CUNEY M., STUSSI J.-M. (1991) – Environnement géologique et structural du massif granitique de Neuvy-Bouin. Géochimie des granitoïdes des massifs de Moulins–les Aubiers-Gourgé, Bressuire, Parthenay, Neuvy-Bouin et Pouzauges. Bilan des connaissances. Rap. Int. ANDRA, RP CRE 90-001, 77 p.
- CUNEY M., STUSSI J.-M., BROUAND M. (1992) – Environnement géologique et structural du massif granitique de Neuvy-Bouin. Géochimie des granitoïdes vendéens. Rap. Int. ANDRA, RP CRE 92-001, 188 p.
- CUNEY M., STUSSI J.-M., BROUAND M., DAUTEL D., MICHARD A., GROS Y., PONCET D., BOUTON P., COLCHEN M., VERVIALLE J.-P. (1993a) – Géochimie et géochronologie U/Pb des diorites quartziques du Tallud et de Moncoutant : nouveaux arguments pour une extension de la « Ligne tonalitique limousine » en Vendée. *C.R. Acad. Sci.*, Paris, 316, 11, p. 1383-1390.
- CUNEY M., STUSSI J.-M., BROUAND M., DAUTEL D., MICHARD A., GROS Y., PONCET D., BOUTON P., COLCHEN M., VERVIALLE J.-P. (1993b) – Géochimie et géochronologie U/Pb du pluton granitique de Neuvy-Bouin (Haut Bocage vendéen) : un exemple de corps plutonique polyphasé. *C.R. Acad. Sci.*, Paris, 317, 11, p. 219-226.
- CUNEY M., BROUAND M., STUSSI J.-M. (2001) – Le magmatisme dans le segment vendéen de la chaîne varisque occidentale. Corrélations avec la Vienne et le Confolentais. *Géologie de la France*, n° 1-2, p. 137-150.
- DAO P.-C.K. (1981) – Contribution à la connaissance géologique de la Gâtine de Parthenay (Deux-Sèvres, France). Thèse de 3^e cycle, Univ. Poitiers, 91 p.
- DAVIS D.W. (1982) – Optimum linear regression and error estimation applied to U-Pb data. *Can. J. Earth Sci.*, 19, p. 2141-2149.

- DEBON F., LE FORT P. (1983) – A chemical-mineralogical classification of common plutonic rocks and associations. *Trans. Roy. Soc. Edinburgh, Earth Sci.*, 73, p. 135-149.
- DEBON F., LE FORT P. (1988) – A cationic classification of common plutonic rocks and their magmatic associations. *Bull. Min.*, 111, p. 493-510.
- DELOUIS B., HAESSLER H., CISTERNAS A., RIVERA L. (1993) – Stress tensor determination in France and neighbouring regions. *Tectonophysics*, 221, p. 413-437.
- DHOSTE M. (1962) – Définition des massifs de Moncoutant et du Tallus (Deux-Sèvres) à l'aide de l'analyse planimétrique. *C.R. Acad. Sc.*, Paris, 255, p. 1758-1760.
- DHOSTE M. (1980) – Les granitoïdes de la moitié nord du département des Deux-Sèvres. Thèse d'État, Poitiers, 493 p.
- DHOSTE M. (1983) – Prolongement en Poitou de la ligne tonalitique limousine. *C.R. Acad. Sci.*, Paris, série II, t. 296, p. 1659-1662.
- DIDIER J., LAMEYRE J. (1971) – Les roches granitiques du Massif central. In *Symposium J. Jung, Clermont-Ferrand*, p. 133-155.
- FLAGEOLLET J.-C. (1977) – Origine des reliefs, altération et formations superficielles : contribution à l'étude géomorphologique des massifs anciens cristallins. L'exemple du Limousin et de la Vendée du Nord-Ouest. Mémoire n° 35 de l'École Nationale Supérieure de Géologie Appliquée et de Prospection Minière de Nancy, 461 p.
- FOURCADE S., ALLÈGRE C. (1981) – Trace element behavior in granite genesis: a case study. The calc-alkaline plutonic association of the Querigut complex (Pyrénées, France). *Contrib. Mineral. Petrol.*, 76, p. 177-185.
- GABILLY J. et collaborateurs (1978) – Poitou, Vendée, Charentes-Guides géologiques régionaux. Masson édit., 200 p.
- GILL J.-B. (1981) – Orogenic andesites and plate tectonics, Springer Verlag, Berlin, 390 p.
- GODARD G., BOUTON P., PONCET D. (à paraître) – Carte géol. France (1/50 000), feuille Montaigu (536). Orléans : BRGM. Notice explicative.
- GRELLET B., COMBES P., GRANIER T., PHILIP H. (1993) – Sismotectonique de la France métropolitaine. Mémoire n° 164 de la *Société Géologique de France*, 76 p.
- GUÉRANGE B., GUIGUES J., MOUSSU R., PERFENOFF A. (1971) – Un granite niobo-tantalifère : le massif des Épesses. In « Les roches plutoniques dans leurs rapports avec les gîtes minéraux ». Coll. E. Raguin, 5-7 avril 1971, édit. Masson, Paris, p. 130-138.

- GUINEBERTEAU B. (1984) – Le massif granitique de Mortagne-sur-Sèvre. Structure, mise en place, distribution de l'U-Th-K. Thèse de 3^e cycle, Univ. Nantes, 218 p. Géol. Géochim. Uranium, Mém. Nancy, n° 11, 1986.
- HENDERSON P. (Éditeur) (1984) – Rare earth element geochemistry. Developments in Geochemistry, 2, Elsevier, Amsterdam, 510 p.
- HEAMAN L., PARRISH R.R. (1991) – U-Pb geochronology of accessory minerals. In Short course handbook on applications of radiogenic isotope systems to problems in geology, L. Heaman & J.N. Ludden eds, Mineralogical association of Canada, Toronto, Ch. 3, p. 59-100.
- HIERNARD J., SIMON-HIERNARD D. (1996) – Carte archéologique de la Gaule, Les Deux-Sèvres, 79, Académie des Inscriptions et Belles-Lettres, Paris, 400 p.
- HOFMANN A.-W. (1988) – Chemical differentiation of the Earth. The relationship between mantle, continental crust and oceanic crust. *Earth Planet. Sci. Lett.*, Amsterdam, 90, p. 297-314.
- JOUSSAUME R., PAUTREAU J.-P. (1990) – La Préhistoire du Poitou, Rennes, Ouest France Université, 599 p.
- KLEIN C. (1973) – Massif armoricain et Bassin parisien : contribution à l'étude géologique et géomorphologique d'un massif ancien et de ses enveloppes sédimentaires. Thèse de Doctorat d'État de l'Université de Bretagne Occidentale, 882 p.
- KOSTOLANYI C. (1971) – Géochronologie des gisements uranifères français par la méthode Uranium-Plomb. Thèse de l'Université de Nancy, 153 p.
- 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, p. 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 technic. *Geochim. Cosmochim. Acta*, 46, p. 631-635.
- KROGH T.E. (1982b) – Improved accuracy of U-Pb zircon ages by the creation of more concordant systems using an air abrasion technic. *Geochim. Cosmochim. Acta*, 46, p. 637-649.
- 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), carte Cholet (510). BRGM, Orléans, 55 p. Carte géologique par CLOZIER L., LE MÉTOUR J. (1984).
- LE ROUGE G. (1988) – Tectogenèse comparée de deux segments de la chaîne hercynienne : le Massif central français septentrional et le sud du Massif armoricain. Thèse d'État, Univ. Paris-Sud Orsay. Mém. Géodiffusion, n° 2, 363 p.

- LILLIÉ F. (1974) – Analyse tectonique et fracturation des gisements uranifères de Vendée. Thèse de 3^e cycle, Univ. Louis Pasteur, Strasbourg. 101 p.
- LUDWIG K.R. (1987) – Isoplot 200, a plotting and regression program for isotope geochemists, for use with HP séries 200 computers. US Geol Surv. Open-File Rep., 45 p.
- MARCOUX E., SERMENT R., ALLON A. (1984) – Les gîtes d'antimoine de Vendée (Massif armoricain), France. Historique des recherches et synthèse métallogénique. *Chron. rech. min.*, n° 476, p. 3-30.
- MATHIEU G. (1937) – Les grandes lignes de la Vendée. *Bull. Serv. Carte Géol. Fr.*, t. LVI, n° 225, p. 257-302.
- MATHIEU G. (1942) – Révision de la carte de Niort au 1/80 000 (n° 142).
- MATHIEU G. (1949) – Carte géologique à 1/80 000 de la Roche-sur-Yon, n° 130, (2^e édit.) et légende.
- MATHIEU G., BRILLANCEAU A. (1957) – Observation géologique sur la batholite du granite de Pouzauges (Vendée). *C.R. Acad. Sci.*, Paris, 244, p. 26225-26227.
- MARCHAND J. (1975) – La ceinture métamorphique méridionale du Massif granitique de Mortagne (Vendée) entre les Herbiers et la Dorgissière. Caractérisations pétrographiques, minéralogiques et géochimiques. Relations avec la géochimie de l'uranium. Thèse 3^e cycle, Univ. Nancy, 164 p.
- MİYASHIRO A. (1974) – Volcanic rock series in island-arcs and active continental margins. *Amer. J. Sci.*, 274, p. 321-355.
- NEMCHIN A.A., PIDGEON R.T., WILDE S.A. (1994) – Timing of Late Archaean granulite facies metamorphism in southwestern Yilgarn craton of Western Australia: evidence from U-Pb ages of zircons from mafic granulites. *Prec. Res.* 68, p. 307-322.
- NICOLAS M., SANTOIRE J.-P., DELPECH P.Y. (1990) – Intraplate seismicity: new seismotectonic data in Western Europe. *Tectonophysics*, 179, p. 27-53.
- PARRISH R.R. (1987) – An improved micro-capsule for zircon dissolution in U-Pb geochronology. *Chem. Geol. (Isotop. Geosc. Sect.)*, 66, p. 99-102.
- PEUCAT J.-J. (1983) – Géochronologie des roches métamorphiques (Rb/Sr et U/Pb). Exemples choisis au Grœnland, en Laponie, dans le Massif armoricain et en Grande Kabylie. Thèse Sci. Univ. Rennes, Mém. Soc. Géol. Minéral. Bretagne, Rennes, 28, 158 p.
- PIN C., LANCELOT J. (1982) – U-Pb dating of an early Paleozoic bimodal magmatism in the French Massif central and its further metamorphic evolution. *Contrib. Mineral. Petrol.*, 79, p. 1-12.
- POISSONNIER B. (1997) – La Vendée préhistorique, La Crèche, Geste édition, 368 p.

- PONCET D. (1993) – Le cisaillement sud-armoricain dans le Haut Bocage vendéen : analyse pétrostructurale et étude de la déformation dans les granitoïdes et leur encaissant métamorphique. Thèse Univ., Poitiers, 450 p.
- PROVOST M., dir. (1996) - Carte archéologique de la Gaule, La Vendée, 85, Académie des Inscriptions et Belles-Lettres, Paris, 248 p.
- PUPIN J.-P. (1980) – Zircon and granite petrology. *Contrib. Mineral. Petrol.*, 110, p. 463-472.
- RENARD J.-P. (1971) – Étude pétrographique et géochimique des granites du district uranifère de Vendée. Liaisons entre l'évolution minéralogique et le comportement de l'uranium. Conséquences pour la prospection. Thèse d'état, Univ. Nancy, 216 p.
- ROLIN P., STUSSI J.M., COLCHEN M., CUNNEY M. (1999) – Structuration et magmatisme hercyniens post-collisionnels dans le Confolentais (ouest du Massif central français). *Géologie de la France*, 3, p. 49-69.
- SANSELME H., GERSTNER A. (1958) – Les gisements d'uranium de la Chapelle-Largeau et de la Commanderie (Deux-Sèvres). *Annales des mines*, BRGM, 1958, p. 360-380.
- SONET J. (1968) – Essai d'interprétation d'un ensemble de mesures géochronologiques au Rb/Sr des massifs granitiques vendéens. Mise en évidence d'une dualité génétique. *C.R. Acad. Sci.*, Paris, 267, p. 15-17.
- STACEY J.S., KRAMERS J.D. (1975) – Approximation of terrestrial lead isotope evolution by a two stage model. *Earth Planet. Sci. Lett.*, 26, p. 207-221.
- STUSSI J.-M. (1989) – Granitoid chemistry and associated mineralization in the French Variscan. *Econ. Geol.*, 84, p. 1363-1381.
- TAYLOR S.R., MAC LENNAN S.M. (1985) – The continental crust: its composition and evolution. Blackwell Scient. Publ. Oxford, 312 p.
- THIÈBLEMONT D. (1987) – Le magmatisme paléozoïque en Vendée : apport de la géochimie des éléments traces et de la pétrologie du métamorphisme à la compréhension du développement orogénique varisque. Thèse 3^e cycle, Univ. Paris VI, 365 p.
- THIÈBLEMONT D., CABANIS B. (1986) – Découverte d'une association de volcanites d'arc et de basaltes de type « MORB » dans la formation paléovolcanique silurienne de la Meilleraie, Vendée, France. *C.R. Acad. Sci.*, Paris, 302, II, 9, p. 641-646.
- THIÈBLEMONT D., TEGYEV M. (1994) – Une discrimination géochimique des roches différenciées témoin de la diversité d'origine et de situation tectonique des magmas calco-alcalins. *C.R. Acad. Sci.*, Paris, 319, II, p. 87-94.
- THIÈBLEMONT D., CHÈVREMONT P., CASTAING C., FEYBESSE J.-L. (1994) – La discrimination géotectonique des roches magmatiques basiques par les éléments traces : réévaluation d'après une base de données et application à la chaîne panafricaine du Togo. *Geodynamica Acta*, Paris, 7, 3, p. 139-157.

- VIDAL P. (1973) – Premières données géochronologiques sur les granites hercyniens du sud du Massif armoricain. *Bull. Soc. géol. Fr.*, (7), t. XV, n° 3-4, p. 239-245.
- VIDAL P. (1980) – L'évolution polyorogénique du Massif Armoricain: apport de la géochronologie et de la géochimie du strontium. *Mém. Soc. Géol. Minéral. Bretagne*, 21, 161 p.
- VIGNERESSE J.-L. (1983) – Enracinement des granites armoricains estimé d'après la gravimétrie. *Bull. Soc. géol. minéral. Bretagne*, Rennes, (C), 15, 1, p. 1-15.
- WINKLER H.G.F. (1965) – La genèse des roches métamorphiques. Édit. Ophrys, Gap, 188 p.
- WYNS R. (1980) – Contribution à l'étude du Haut Bocage vendéen : le Précambrien et le Paléozoïque dans la région de Chantonnay. Thèse 3^e cycle, Univ. Paris VI, 134 p.
- WYNS R., LE MÉTOUR J. (1983) – Le Précambrien du massif vendéen. Étude détaillée de deux coupes de référence (coupe de l'Èvre et coupe de la Divatte) et synthèse des données récentes. *Doc. BRGM n° 68*, 60 p.
- WYNS R., LABLANCHE G., LEFAVRAIS-RAYMOND A. (1988) – Carte géol. France (1/50 000), feuille Chantonnay (563). Orléans : BRGM. Notice explicative par Wyns R., Lablanche G., Lefavrais-Raymond A., 77 p.
- WYNS R., LARDEUX M., WEYANT M. (1989) – Présence de Dévonien dans le Groupe de Réaumur (synclinal de Chantonnay, Vendée) ; conséquences sur l'évolution géodynamique varisque de la Vendée. *C.R. Acad. Sci.*, Paris, 308, II, p. 855-860.
- WYNS R. (1999) – Cartographie quantitative de la ressource en eau souterraine, carte à 1/50 000 de Plabennec-Est. Rapport BRGM R40519. 23 p.

AUTEURS DE LA CARTE

Les explorations et les tracés géologiques ont été effectués de 1995 à 1999 par :

- Patrick ROLIN, maître de conférences à l'Université de Franche-Comté à Besançon, pour les formations métamorphiques et magmatiques,
- Jean-Christophe AUDRU, Isabelle BOUROULLEC et Robert WYNS, ingénieurs géologues au BRGM pour les formations superficielles.

Le dessin définitif a été réalisé par Léopold CLOZIER, ingénieur géologue au BRGM.

AUTEURS DE LA NOTICE

La rédaction de la notice a été effectuée en 1999 par :

- P. ROLIN (Université de Franche-Comté, Besançon) : formations métamorphiques et magmatiques, évolution tectono-métamorphique, synthèse régionale, gîtes d'antimoine (avec la collaboration de J. CHANTRAINE, BRGM Nantes) et gîtes d'uranium.
- J.-C. AUDRU (BRGM Orléans) : coordination d'ensemble, formations superficielles, géodynamique récente et sismicité (avec la collaboration de J. LAMBERT, BRGM Orléans et de M. TERRIER-SEDAN, BRGM Marseille).
- I. BOUROULLEC (BRGM Nantes) : formations superficielles.
- R. WYNS (BRGM Orléans) : formations superficielles.
- D. THIÉBLEMONT (BRGM Orléans) : géochimie des roches magmatiques.
- C. GUERROT (BRGM Orléans) : géochronologie.
- N. COURTOIS (BRGM Montpellier) : hydrogéologie.
- É. BERNARD (Conservatoire des Musées du Conseil général de Vendée) : archéologie et préhistoire.

Présentation au CCGF : 29 juin 1999

Acceptation de la carte et de la notice : 13 septembre 2000

Impression de la carte : 2000

Impression de la notice : 2000.

ANNEXES

GÉOCHRONOLOGIE

Géochronologie U-Pb d'un échantillon du granite de Pouzauges

Une nouvelle datation a été réalisée en mars 1997 par J.-M. Bertrand et J. Leterrier du afin de préciser l'âge à 483 ± 22 Ma précédemment obtenue (Wyns et Le Métour, 1983) par la méthode U-Pb sur zircons.

Localisation de l'échantillon analysé : l'échantillon analysé (tabl. 6), récolté provient du sommet de la butte du Bois-de-la-Folie qui domine Pouzauges. Typologie des zircons. Peu de grains sont indexables. La plupart sont cassés ou arrondis. Les grains indexables se groupent dans la partie inférieure droite du tableau de J.-P. Pupin (1980). Les formes S19-S20, S24-S25 et J4-J5 indiquent qu'il s'agit de zircons de hautes températures ayant cristallisé dans un magma à tendance alcaline.

FRACTION	C1	C3	C4	D1
Magnétisme	NM 0°-3,5 A	NM 0°-3,5 A	NM 0°-3,5 A	NM 0°-3,5 A
Morphologie	Aig., auto., incol-jau. L/1 > 6	Prismes auto. incol-jau., L/1 = 3 à 4	Multif., auto., incol. limp., L/1 = 1	Multif., auto., incol. limp., L/1 = 1
Poids mg	0,11	0,17	0,14	0,02
Pb* ppm	16,0	20,1	22,1	39,3
U ppm	196,2	218,7	249,7	461,8
206/204 Ci	224	526	661	242
²⁰⁶ Pb/ ²³⁸ U	0,074195 (0,23)	0,081950 (0,12)	0,082312 (0,15)	0,076296 (0,16)
²⁰⁷ Pb/ ²³⁵ U	0,588001 (0,86)	0,834215 (0,29)	0,846991 (0,60)	0,671830 (0,68)
²⁰⁷ Pb/ ²⁰⁶ *Pb	0,057478 (0,66)	0,073829 (0,17)	0,074630 (0,47)	0,063864 (0,53)
Cœf. corrél. x, y	0,91	0,96	0,93	0,92
ÂGES Ma				
²⁰⁶ Pb*/ ²³⁸ U	461,4 ± 1	507,8 ± 0,6	509,9 ± 0,7	474 ± 0,7
²⁰⁷ Pb*/ ²³⁵ U	469,6 ± 3,2	615,9 ± 1,3	623 ± 2,8	521,8 ± 2,8
²⁰⁷ Pb/ ²⁰⁶ *U	510 ± 14	1 037 ± 3	1 059 ± 9	737 ± 12

Tabl. 6 - Données isotopiques de l'échantillon de granite de Pouzauges. Les labels des fractions analysées correspondent à la granulométrie: C = 100-75 µm ; D 75-45 µm ; E < 45 µm. Aucune fraction n'a été abrasée. Abréviations utilisées : Nm = non magnétique ; auto = automorphe ; aig = zircons aciculaires ; incol = incolore ; jau = jaune ; multif = prismes courts multifacés ; limp = limpide. Les erreurs en 2 sigma sont indiquées entre parenthèses ; les erreurs sur les âges sont indiquées à 2 sigma ; les erreurs sur les rapports sont indiqués en %. Le rapport ²⁰⁶Pb/²⁰⁴Pb correspond à la mesure de l'aliquote non spikée. Les blancs de Pb moyens mesurés au cours des analyses sont voisins de 20 pg ; les blancs d'U, considérés comme négligeables n'ont pas été mesurés. Les rapports calculés ont été corrigés du blanc de Pb, du Pb commun initial selon le modèle de Stacey et Kramers (1975) et de la discrimination de masse. Spike mixte U/Pb : ²⁰⁸Pb = 1,14281 nM/g ; ²³⁵U = 14,46941 nM/g. Les rapports correspondants sont : ²⁰⁶Pb/²⁰⁴Pb = 18,44 (17) ; ²⁰⁷Pb/²⁰⁴Pb = 15,63 (12) ; ²⁰⁸Pb/²⁰⁴Pb = 38,58 (21).

Calcul de l'âge. Les quatre fractions analysées, toutes composées de grains < 100 ppm, définissent une discordia inverse bien définie si l'on choisit des erreurs standards de 1 % (MSWD = 1,2) bien moins bon avec les erreurs réelles qui ne permettent pas un alignement satisfaisant des points. Les rapports $^{206}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$ sont assez bas (tabl. 6) ce qui indique une proportion importante de plomb commun probablement liée à l'abondance des inclusions et à l'absence d'abrasion des fractions. L'âge de 456 ± 5 Ma correspondant à l'intercept inférieur (fig. 8) est interprété comme représentant un âge minimum pour la mise en place d'un granitoïde crustal comportant une forte composante héritée. Un âge archéen peut être envisagé pour cet héritage, d'après l'âge fourni par l'intercept supérieur. La fraction la plus proche de la concordia (CI) est constituée par des aiguilles fines, automorphes et limpides dont on peut raisonnablement penser qu'elles correspondent aux zircons qui ont cristallisé lors de la mise en place du magma. Si on admet pour cette fraction CI une faible composante héritée, l'âge de mise en place peut être estimé à 510 ± 14 Ma, d'après l'âge $^{207}\text{Pb}/^{206}\text{Pb}$ de cette fraction.

Géochronologie U-Pb d'un échantillon de diorite du Châtillonnais

Après étude typologique des zircons de l'échantillon, et à partir de la souche, plusieurs cristaux ont été sélectionnés afin d'être analysés. La méthode U-Pb par dissolution a été utilisée. L'échantillon analysé (VH42) (tabl. 7) provient de la quartz-diorite du Châtillonnais (carrière de la Roche-Atard) sur la carte à 1/50 000 des Herbiers.

Typologie des zircons. Les zircons de cette roche sont abondants et bien formés. Ils sont légèrement fumés et limpides. Ils contiennent de nombreuses inclusions. 60 % des cristaux observés ont pu être indexés. L'indice moyen de la population est de IAIT = 381-230 ce qui correspond au domaine de répartition des granites hybrides calco-alkalins (fig. 9). La datation a été réalisée au BRGM (Orléans) par C. Guerrot.

Calcul de l'âge. Quatre fractions de 1 à 3 cristaux parmi les moins magnétiques (MO°) ont été analysés ; les résultats obtenus sur ces fractions sont reportés dans le tableau 3, et dans le diagramme Concordia de la figure 10. À part la fraction A, qui indiquerait un léger héritage (mais le rapport $^{206}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$ est très mauvais), les trois autres fractions se situent pratiquement sur la Concordia. Pour ces trois fractions les rapports $^{206}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$ sont malheureusement assez faibles, ce qui entraîne des erreurs assez importantes sur les rapports isotopiques, en liaison avec la correction de plomb commun. Ceci est sans doute lié à la présence de nombreuses inclusions dans les zircons et à la faible quantité de plomb qu'ils contiennent. Ces trois fractions sont superposées dans le diagramme

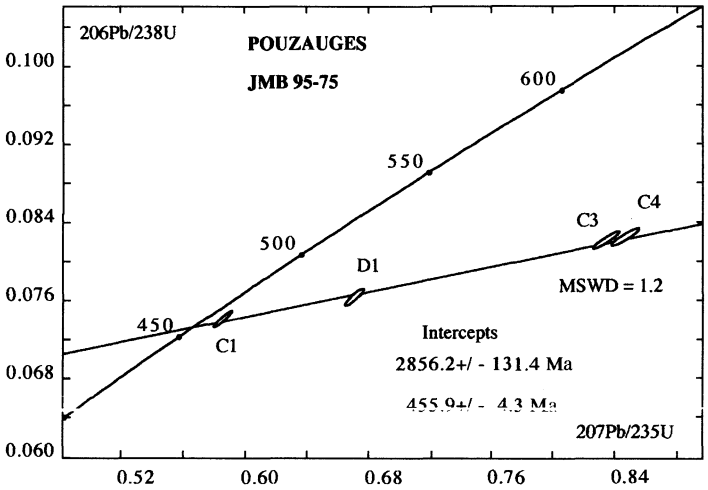


Fig. 8 - Diagramme Concordia U-Pb pour zircons du monzogranite de Pouzauges (d'après J.-M. Bertrand)

Échantillon			Concentrations			Rapports isotopiques				ÂGE	
#	Min	pds. (μg)	U (ppm)	Pb rad (ppm)	pB com (pg)	Pb 206/204	Pb 208/206	Pb/U 206/238	Pb/U 207/235	Pb 207/206	Pb 207/206 (Ma)
	[1]				[2]	[3]	[4]	[4]	[4]	[4]	(Ma)
Échantillon H42											
A	1z	4	144	8,7	58	55	0,14	0,0587 \pm 3	0,4801 \pm 208	0,05931 \pm 242	578,5
B	1z	15	150	8,6	41	208	0,13	0,0566 \pm 4	0,4196 \pm 48	0,05379 \pm 50	362,3
C	3z	32	95	5,4	48	237	0,13	0,0566 \pm 2	0,4190 \pm 31	0,05372 \pm 34	359,3
D	3z	39	45	2,4	48	136	0,14	0,0565 \pm 3	0,4184 \pm 78	0,05369 \pm 92	358,2

Tabl. 7 – Résultats analytiques pour les zircons de la quartz-diorite du châtilonnais (H42) par C. Guerrot (inédit)

Notes :

1 = Minéral : nombre de grains z : zircon

2 = Plomb commun total (étalon, contamination, 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 2 σ . La composition isotopique du Pb commun initial a été calculée selon le modèle d'évolution à deux stades de Stacey et Kramers (1975).

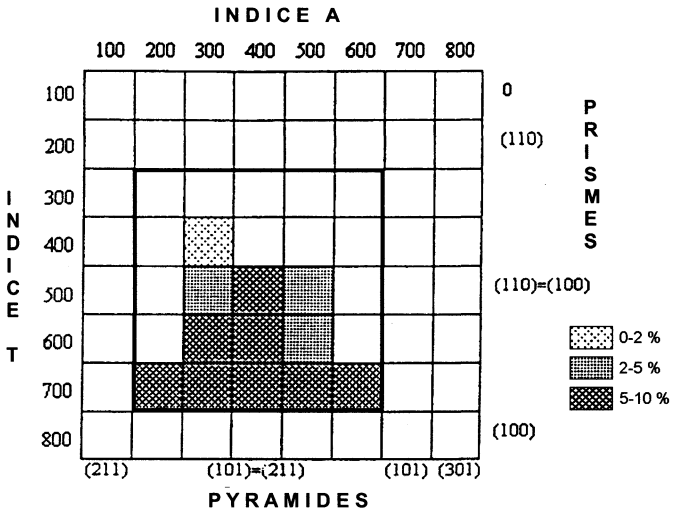


Fig. 9 - Diagramme de répartition typologique des zircons indexés de la quartz-diorite du Châtillonnais (C. Guerrot, inédit)

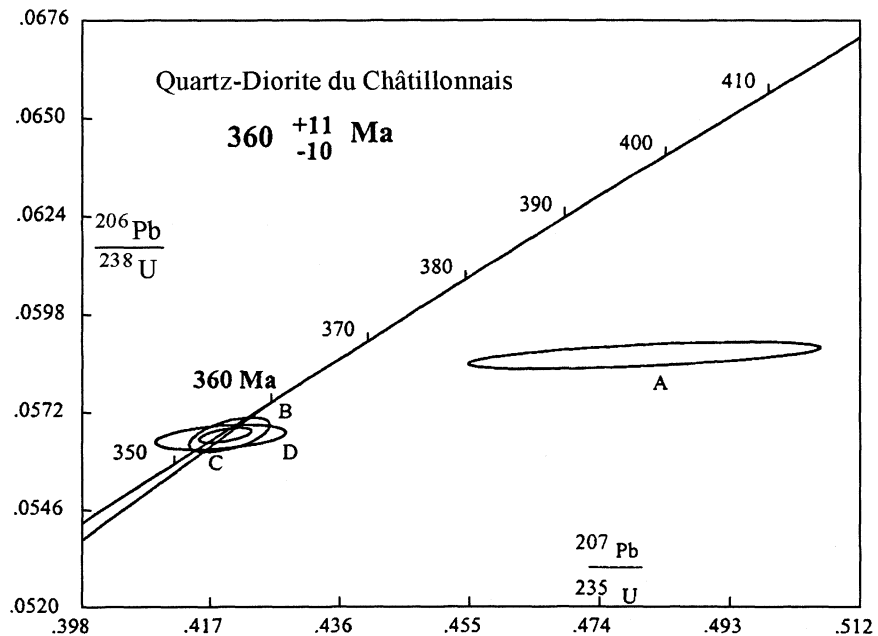


Fig. 10 - Diagramme Concordia U-Pb pour les zircons de la quartz-diorite du Châtillonnais (VH42).
(C. Guerrot, inédit). Les lettres correspondent aux fractions identifiées dans le tableau 1

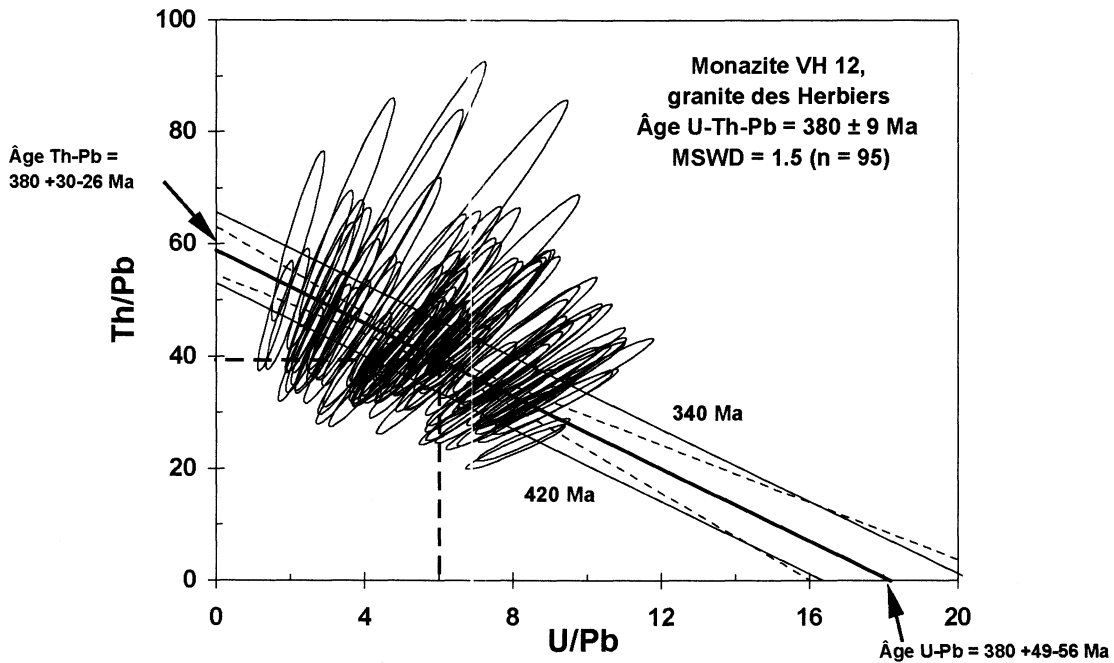


Fig. 11 - Âge isochrome des monazites du granite des Herbiers
 (méthode U-Th-Pb à la microsonde électronique ; Cocherie et Albarède, 2001)

Concordia (fig. 10) et il est nécessaire de forcer le passage de la récession par zéro, ce qui est classique quand les points sont concordants. L'intercept inférieur est fixé à 1 ± 25 Ma. La régression ainsi obtenue permet l'obtention d'un âge à $360 \pm 11/-10$ Ma. Cet âge correspond à la moyenne des âges $^{207}\text{Pb}/^{206}\text{Pb}$ des trois fractions B, C, et D, analysées (fig.10). Il est interprété comme l'âge de cristallisation de cette quartz-diorite.

Géochronologie U-Th-Pb_{total} d'un échantillon de migmatites des Herbiers

(réalisée par A. Cocherie du BRGM)

Des monazites extraites d'un échantillon de migmatites des Herbiers (proximité orientale du hameau de la Dabretière à l'WNW des Herbiers, coordonnées x : 342,225 ; y : 2215,400) ont été sélectionnées puis montées sur section polie afin d'être analysées à la microsonde électronique.

La mesure des teneurs en U, Th et Pb sur 110 points (10 points sur 11 grains différents) a permis le calcul d'un âge U-Th-Pb_{total} sur 99 points. Onze points n'ayant pas une composition de monazite sont automatiquement exclus. L'erreur absolue sur la détermination de U et Pb est 150 ppm. Pour le Th, on considère une erreur relative de 2 %. Le diagramme isochrone Th/Pb = f(U/Pb) (Cocherie et Albarède, 2001 (fig. 11) permet le calcul de deux âges indépendants donnés par les interceptes avec les axes. Ce sont des âges Th-Pb et U-Pb. L'âge Th-Pb est bien défini à $379 + 30-26$ Ma (2σ), et l'âge U-Pb l'est un peu moins bien à $379 + 63-47$ Ma (2σ). L'âge moyen de 368 ± 7 Ma (2σ) est considéré comme étant l'âge de cristallisation de la monazite. On interprète cet âge comme celui de l'anatexis.

GÉOCHIMIE

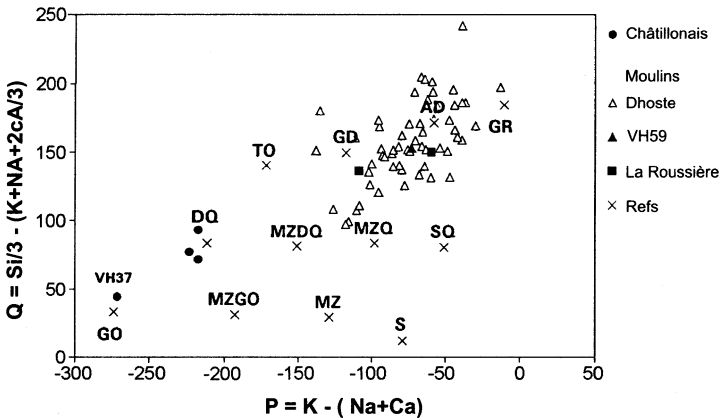
Géochimie de la granodiorite de Loublande

Deux échantillons prélevés près du hameau de la Roussière ont été analysés par D. Thiéblemont (BRGM) (tabl. 8), tous deux faiblement acides ($\text{SiO}_2 = 64,23 - 67,05$ %), modérément peralumineux ($A/\text{CNK} = 1,07-1,09$) et fortement potassiques ($\text{K}_2\text{O} = 3,1 - 4,2$ %) (mais non « shoshonitiques »). Dans le diagramme P-Q (fig. 12), les deux roches se placent au voisinage de la granodiorite (VH60) et de l'adamellite (VH58) de référence, au sein du nuage représentatif des granodiorites-monzogranites de Moulins - Les Aubiers. Le caractère non fortement peralumineux de la granodiorite de La Roussière suggère une attribution à la série calco-alkaline.

DIORITES DU CHATILLONNAIS					LA ROUSSIÈRE		MOULINS
X	359,362	360,162	354,287	354,3	358,625	360,85	359,675
Y	2221,25	2221,35	2225,012	2224,975	2224,638	2224,862	2225,875
N° Échant.	VH35	VH37	VH42a	VH42b	VH58	VH60	VH59
SiO ₂ (%)	55,87	48,01	53,3	49,6	67,05	64,37	69,23
TiO ₂	0,94	0,76	1,03	1,23	0,56	0,73	0,44
Al ₂ O ₃	17,82	19,48	19,14	19,73	15,54	16,62	15,28
Fe ₂ O _{3t}	8,53	7,73	9,59	10,51	4,098	5,13	2,95
MnO	0,17	0,15	0,19	0,2	0,06	0,07	0,05
MgO	3,14	8,07	3,69	4,32	1,82	2,32	1,13
CaO	6,93	10,53	7,34	7,09	2,61	3,26	2,12
Na ₂ O	3,55	2,8	3,47	3,27	3,17	3,62	3,75
K ₂ O	0,97	0,33	1,2	0,42	4,2	3,1	4,02
P ₂ O ₅	0,2	0,07	0,22	0,54	0,18	0,23	0,16
PF	0,97	1,49	0,68	2,7	0,88	0,82	0,71
Li (ppm)	43	30	58	100	49	118	62
Rb	30	8	33	16	122	120	153
Ba	483	163	498	220	1107	595	909
Sr	358	293	360	398	233	228	298
Th	4,3	0,4	1,2	0,6	12,3	17	14,4
U	1,5	0,2	0,8	1,2	2,1	2,1	5,3
Ta	0,3	0,1	0,5	0,5	0,5	0,8	1,1
Nb	4,8	1,3	4,6	6,3	8,3	13	8,5
Hf	4,4	1,7	4,9	1,7	4,7	6,4	4,6
Zr	173	60	201	60	167	214	147
Y	24,6	16,6	19,3	20	14,3	19,6	18,9
V	148	140	158	178	80	95	62
Co	18	45	23	27	13	15	13
Cr	90	555	80	87	120	130	91
Ni	68	153	75	84	89	88	80
La	17,5	3,9	14,5	14,6	34,8	40,7	30,8
Ce	38,6	11,2	33,1	35,8	69,5	82,7	63,4
Pr	4,8	1,6	4,3	4,9	8	9,7	7
Nd	20,7	8,4	18,1	23,2	29,6	34,9	26,5
Sm	5,1	3,8	4,5	6,3	5,5	7,9	5,4
Eu	1,5	1,3	1,5	2	0,8	1,3	0,9
Gd	5	4,2	5	6,5	5	8	4,5
Tb	0,8	0,6	0,7	0,9	0,6	1,2	0,6
Dy	4,5	3,5	3,8	4,7	2,8	5	3,1
Ho	0,9	0,8	0,8	0,9	0,5	0,9	0,6
Er	2,3	2,3	2,1	2,2	1,2	2,2	1,6
Tm	0,3	0,3	0,3	0,3	0,2	0,2	0,2
Yb	2,1	1,5	2,1	1,4	0,5	1,2	1,2
Lu	0,3	0,3	0,4	0,3	0,1	0,2	0,2
A/CNK					1,07	1,09	1,06

Tabl. 8 - Analyses chimiques et coordonnées géographiques de sept roches magmatiques de la carte Les Herbiers par D. Thiéblemont (inédit). L'indice A/CNK, ou indice d'aluminosité, est le rapport $Al_2O_3/CaO + Na_2O + K_2O$ où les constituants sont exprimés en proportions moléculaires.

Les spectres de terres rares normés aux chondrites (fig. 13) sont voisins de celui du granite de Moulins, mais plus fractionnés au niveau des terres rares lourdes. Dans le diagramme Zr vs. (Nb/Zr)N (fig. 14), l'échantillon le plus acide (VH58) se place dans le champ du magmatisme des zones de subduction océanique et l'échantillon le moins acide (VH60) dans le champ du magmatisme post-collisionnel. Faute de données pétrographiques et géologiques (relations mutuelles et importance relative des deux faciès), il est difficile d'interpréter ces résultats.



Ce diagramme, adapté de La Roche (1964), utilise deux paramètres : l'un (P) représente les proportions relatives de feldspath potassique (K, en positif sur l'axe des abscisses) et de plagioclase ($-(Na+Ca)$, en négatif sur l'axe des abscisses), l'autre (Q) représente la silice non liée aux feldspaths ; il est proportionnel à la quantité de quartz dans la roche.

Si, K, Na et Ca représentent des quantités canoniques. Les moyennes de référence pour les différents types de roches plutoniques sont tirées de Debon et Lefort (1983 ; 1988), elles sont abrégées comme suit : GO - gabbro, MZGO - monzogabbro, MZ - monzonite, S - syénite, DQ - diorite quartzifère, MZDQ - monzodiorite quartzifère, MZQ - monzonite quartzifère, SQ - syénite quartzifère, TO - tonalite, GD - granodiorite, AD - adamellite, GR - granite

Fig. 12 - Diagramme P-Q pour sept roches magmatiques de la carte Les Herbiers et pour les granodiorites et monzogranites du massif de Moulins – Les Aubiers – Gourgé analysés par M. Dhoste (1980)

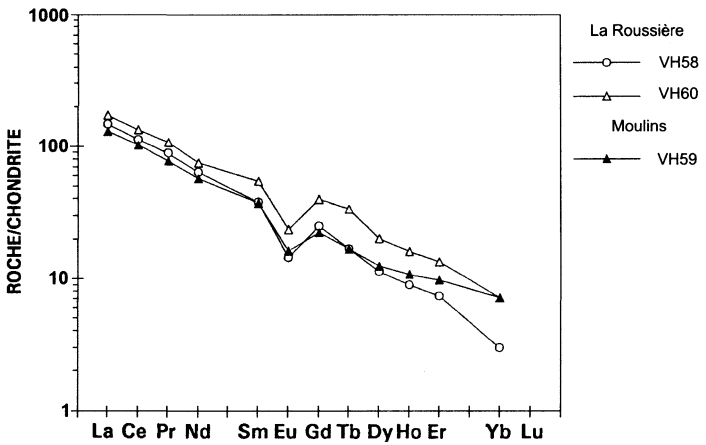


Fig. 13 - Spectres de terres rares normés aux chondrites (valeurs de normalisation d'Anders et Grévesse, 1989) pour deux échantillons de la granodiorite de La Roussière et un échantillon du granite de Moulins

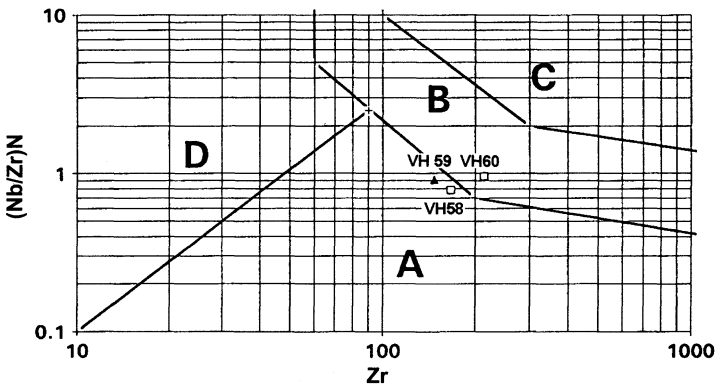
Comme l'échantillon de granite de Moulins, les deux roches analysées sont des granodiorites modérément peralumineuses, attribuables à l'association calco-alkaline. La plus acide montre des caractéristiques géochimiques comparables à celles des plutonites de marges actives actuelles. Cette roche est également voisine du granite de Moulins. La roche la moins acide, plus riche en Nb, s'apparente aux granitoïdes calco-alkalins post-collisionnels. Ces données contradictions avec celles de Dhoste (1980) et Cuney *et al.* (2000) sont à prendre en considération avec réserve.

Géochimie du granite de Moulins

Une seule analyse a été réalisée sur ce granite (faciès non porphyroïde n° VH59 ; voir tableau en annexes). Sa composition est acide ($\text{SiO}_2 = 69,23\%$) et se place entre celles des granodiorite et adamellite de référence dans le diagramme P-Q (fig. 12), il est modérément peralumineux, avec un indice A/CNK égal à 1,06 (tabl. 8).

La nouvelle analyse a été comparée à celles publiées par M. Dhoste (1980), sur les granodiorites et monzogranites du massif de Moulins – Les Aubiers – Gourgé (qui correspondent également aux « granites à biotite » [γ^1] des auteurs anciens). Une bonne analogie apparaît dans le diagramme P-Q, l'échantillon VH59 se plaçant vers le centre du nuage de points représentatif des granodiorites et monzogranites. À l'inverse, le diagramme SiO_2 vs. A/CNK (fig.15) montre que VH59 est généralement moins alumineux que les granodiorites et monzogranites analysés par M. Dhoste (1980), ces roches montrant le plus généralement un caractère fortement peralumineux (soit $\text{A/CNK} > 1,1$). Ce résultat est en contradiction avec l'absence ou la rareté de minéraux peralumineux (muscovite ou cordiérite) (Dhoste, 1980 ; Le Métour *et al.*, 1989) aussi, il pourrait être possible que ce caractère « virtuellement peralumineux » traduise un surdosage de l'alumine.

Le spectre de terres rares normés aux chondrites (fig. 13) est nettement fractionné, et comporte une anomalie négative en Eu. Il s'agit là de traits communs pour une roche magmatique acide, calco-alkaline et fortement potassique (voir par exemple le granite de Querigut [Fourcade et Allègre, 1981] ou l'association calco-alkaline de Corse [Cocherie, 1984]). De telles roches s'observent dans deux types de contexte : les marges continentales actives et les provinces post-collisionnelles. Le diagramme Zr vs. (Nb/Zr)N permet une discrimination entre ces deux types. Dans ce diagramme, l'échantillon analysé s'inscrit dans le champ des roches calco-alkalines des zones de subduction océanique (fig. 14) ; cette localisation résultant d'un rapport (Nb/Zr)N plutôt faible (< 1). Ce rapport étant élevé dans les réservoirs crustaux « évolués » ($\sim 2,1$ dans la moyenne de la croûte continentale supérieure [Taylor et MacLennan, 1985]) et Nb étant plus incompatible que



- A : champ du magmatisme des zones de subduction
- B : champ du magmatisme post-collisionnel ;
- C : champ du magmatisme alcalin intraplaque
- D : champ des leucogranites alumineux

Fig. 14 - Diagramme Zr vs. $(Nb/Zr)N$ pour deux échantillons de la granodiorite de La Roussière et un échantillon du granite de Moulins. (Thiéblemont et Tegye, 1994)

Zr lors de la fusion partielle d'un matériau acide, le faible rapport (Nb/Zr)_N dans le granite VH59 rend peu probable la participation massive d'un réservoir « supra-crustal ». Ce résultat doit être considéré avec prudence et demande à être vérifié.

Géochimie des diorites du Châtillonnais

Quatre échantillons ont été analysés (tabl. 8). Les roches sont basiques à intermédiaires ($\text{SiO}_2 = 48,01 - 55,87 \%$) et présentent des teneurs en potassium faibles à modérées ($\text{K}_2\text{O} = 0,33 - 1,2 \%$). Elles s'inscrivent au voisinage du gabbro (échantillon VH37) et de la diorite quartzifère de référence dans le diagramme P-Q (fig. 12). Dans le diagramme SiO_2 vs. FeO_t/MgO (fig. 16), les quatre échantillons se définissent comme tholéïtiques. La roche la plus basique (VH37) présente un rapport FeO_t/MgO particulièrement faible (~ 1) qui suggère un caractère cumulatif. La forte teneur en Cr (= 555 ppm) conduit à envisager une cumulation de clinopyroxène. Tous les échantillons montrent de fortes teneurs en Al_2O_3 ($> 17,5 \%$) et des teneurs modérées en TiO_2 ($< 1,25 \%$).

Les spectres de terres rares normés aux chondrites sont reportés dans la figure 17. L'échantillon VH37, probablement cumulatif, présente un spectre « en cloche », avec un maximum au niveau de Sm et un fractionnement marqué vers les terres rares légères et les terres rares lourdes. Ce spectre évoque celui d'un clinopyroxène (cf. Henderson, 1984, *in* fig. 17), mais il est difficilement interprétable en l'absence de données pétrographiques précises. Les spectres des trois diorites quartzifères sont nettement fractionnés, comparables à ceux d'andésites fortement potassiques (cf. Gill, 1981, fig. 5.12c). Le fractionnement le plus marqué s'observe dans l'échantillon VH42b, il s'accorde mal avec la teneur modérée à faible en potassium et l'affinité tholéïtique de cette roche.

Les spectres multi-élémentaires normés au manteau primordial (PM) sont reportés dans la figure 18. Celui de l'échantillon VH37 témoigne de teneurs généralement faibles en éléments incompatibles ($< 10 \text{ PM}$). Une forte anomalie positive en Sr peut suggérer une cumulation de plagioclase. Ceci est cohérent avec les teneurs plutôt fortes en Al_2O_3 (= 19,48 %) et CaO (= 10,53 %). Sous réserve d'une investigation pétrographique détaillée, les caractéristiques géochimiques de cette roche peuvent être interprétées comme le résultat de la cumulation conjointe de plagioclase et clinopyroxène. Comme VH37, l'échantillon VH42b présente un spectre atypique et difficilement interprétable. Un découplage apparaît entre deux groupes d'éléments traces : Rb, Ba, U et les terres rares d'une part, et Th, Nb, Ta, Hf et Zr d'autre part. Ces derniers délimitent des anomalies négatives marquées qui traduisent des teneurs relativement faibles. Par ailleurs, le spectre montre une anomalie

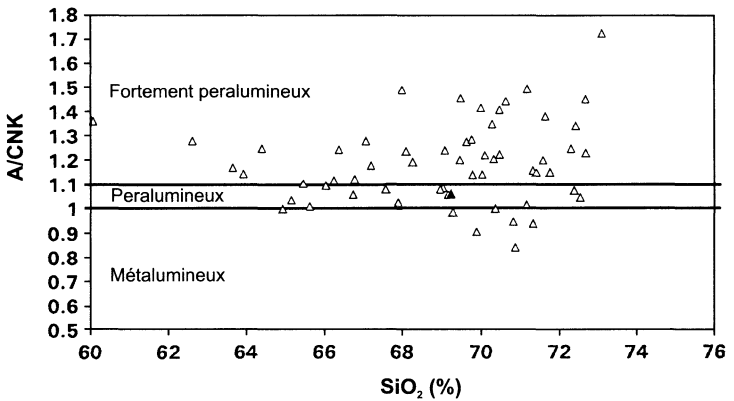


Fig. 15 - Diagramme SiO₂ vs. A/CNK (voir signification de ce rapport dans la légende du tableau) pour l'échantillon de granite de Moulins (VH59) et les granodiorites et monzogranites du massif de Moulins Les Aubiers Gourgé analysés par M. Dhoste (1980)

positive marquée en P qui suggère une cumulation d'apatite. Néanmoins, si ce phénomène peut rendre compte des teneurs relativement fortes en terres rares et U, il ne permet pas d'expliquer la forte anomalie négative en Th, dans la mesure où l'apatite concentre fortement cet élément. En fait, parmi les phases accessoires communes (ex. monazite, allanite, zircon, sphène), aucune ne semble pouvoir provoquer un fractionnement marqué entre U et Th. Un découplage lié à un fractionnement minéral semble donc peu probable, ce qui amène à envisager l'action d'une phase fluide. Différents travaux suggèrent que les fluides riches en CO₂ sont susceptibles de dissoudre préférentiellement U et les terres rares légères ; à titre d'hypothèse, on peut donc envisager l'action d'un tel fluide, mais cette hypothèse devra être soumise à l'observation pétrographique. Quoiqu'il en soit, la composition de VH42b est difficilement interprétable en termes de processus strictement magmatiques, ce qui rend impossible une identification de la nature exacte du protolite.

Les spectres multi-élémentaires des échantillons VH35 et VH42a sont plus conformes à ceux de roches magmatiques récentes. VH35 montre une très nette anomalie négative en Ta et Nb, un enrichissement marqué en éléments fortement incompatibles (Rb, Ba, Th, U et K) et terres rares légères, et une anomalie négative en Ti. Ces caractères sont typiquement ceux de laves d'arcs continentaux actuels et cette conclusion est en parfait accord avec la position de la roche dans le diagramme [Th/Nb]N vs. [Tb/Nb]N (fig. 19). L'échantillon VH42a présente des caractéristiques assez voisines à l'exception d'une forte anomalie négative en Th (fig. 18). Celle-ci traduit un rapport Th/Nb modéré, dans la gamme des tholéiites continentales, mais hors de celle des laves d'arcs (cf. diagramme [Th/Nb]N vs. [Tb/Nb]N [fig. 19]).

Les résultats obtenus sur les diorites du Châtillonnais ne conduisent pas à des conclusions univoques. Deux échantillons sont difficilement interprétables : l'un (VH37) pourrait être un ancien cumulat à plagioclase-clinopyroxène, et l'autre (VH42b) semble avoir subi les effets d'une altération hydrothermale (action d'un fluide carbonaté ?). Les deux autres échantillons présentent des traits plus communs : l'un (VH35) est comparable aux andésites associées aux zones de subduction actuelles et l'autre (VH42a), bien que très semblable au précédent, ne montre pas l'enrichissement marqué en Th caractéristique des magmas d'arc. Notons enfin que les deux roches sont tholéiitiques et modérément potassiques, et en cela se distinguent clairement des roches magmatiques associées aux marges continentales surépaissies (type Andes centrales).

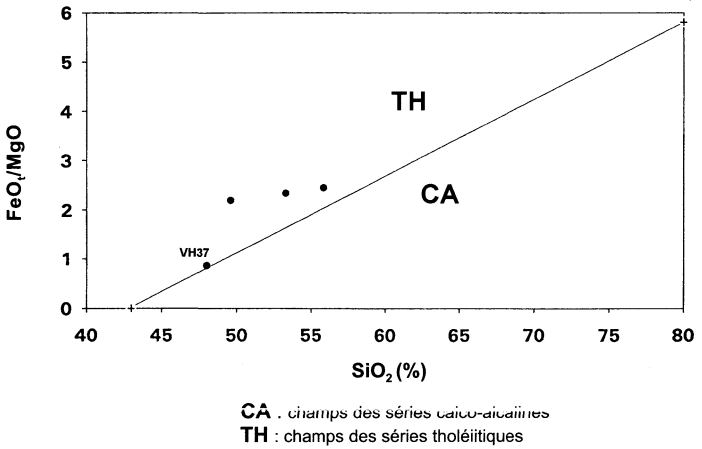


Fig. 16 - Diagramme SiO₂ vs. FeO_t/MgO (Miyashiro, 1974) pour sept roches magmatiques de la carte Les Herbiers.

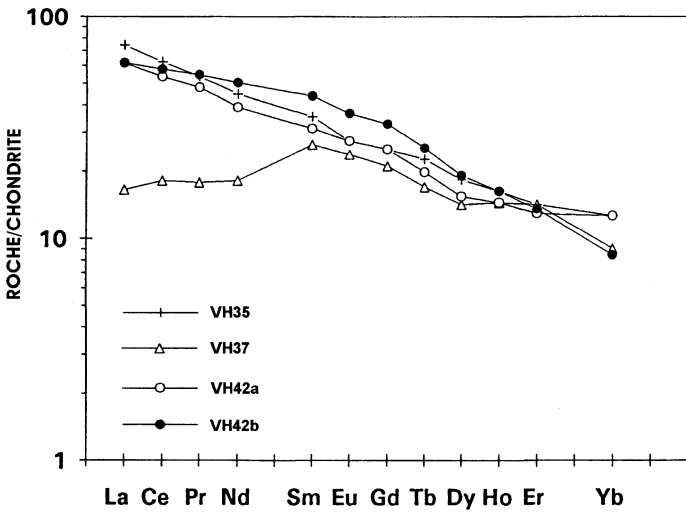


Fig. 17 - Spectres de terres rares normés aux chondrites (valeurs de normalisation d'Anders et Grévesse, 1989) pour quatre diorites du Châtillonnais

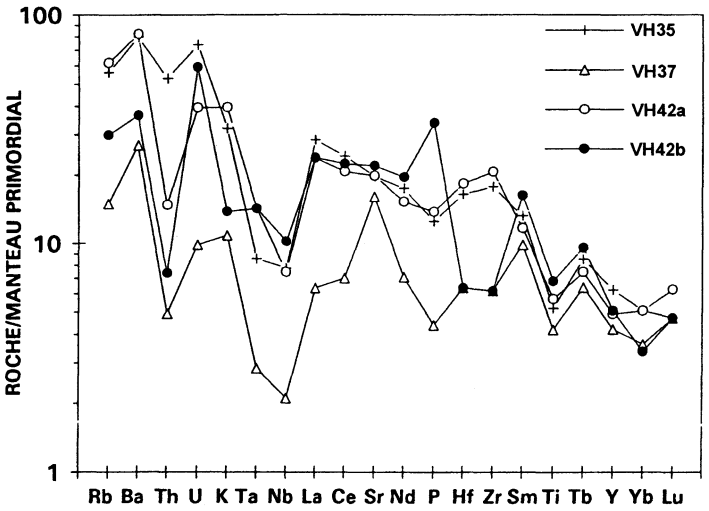
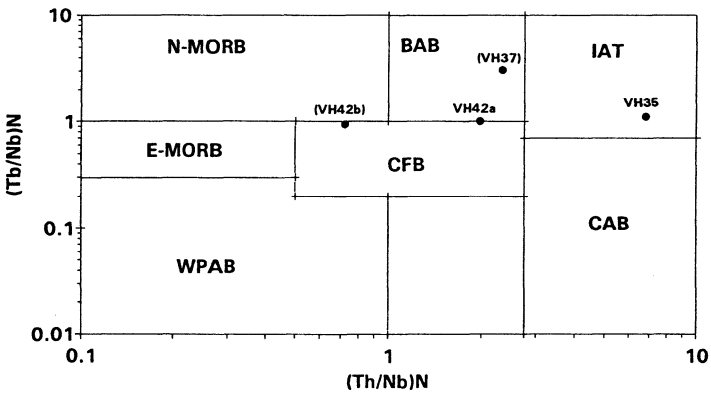


Fig. 18 - Spectres multi-élémentaires normés au manteau primordial (valeurs de normalisation de Hofmann, 1988) pour quatre diorites du Châtillonnais



NMORB : champ des MORB de type N ; E-MORB : champ des MORB de type E ;
WPAB : champ des basaltes intraplaques alcalins et transitionnels ;
CFB : champ des tholéïtes continentales ; BAB : champ des basaltes des bassins
arrière-arcs intra-océaniques ; IAT : champ des tholéïtes d'arc ;
CAB : champ des basaltes calco-alcalins

Fig. 19 - Diagramme $[Th/Nb]N$ vs - $[Tb/Nb]N$ pour quatre diorites du Châtillonnais
(adapté de Thiéblemont *et al.*, 1994 en remplaçant Ta par Nb, plus précisément dosé par ICP-MS)

