

CHOLET

CARTE GÉOLOGIQUE DE LA FRANCE A 1/50 000

CHOLET

par

J. LE MÉTOUR

avec la collaboration de J.P. BLOIN, J. CHANTRAINE,
L. CLOZIER, H. ÉTIENNE

La carte géologique à 1/50 000
CHOLET est recouverte par la coupure
CHOLET (N° 118)
de la carte géologique de la France à 1/80 000.

Vallet	Chemillé	Thouarcé
Clisson	CHOLET	Vihiers
Montaigu	Les Herbiers	Bressuire

MINISTÈRE DE L'INDUSTRIE
ET DE L'AMÉNAGEMENT DU TERRITOIRE
BUREAU DE RECHERCHES GÉOLOGIQUES ET MINIERES
SERVICE GÉOLOGIQUE NATIONAL
Boîte postale 6009 - 45060 Orléans Cedex 2 - France



BRGM

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

par

J. LE MÉTOUR

avec la collaboration de J.P. BLOUIN, J. CHANTRAINE,

L. CLOZIER, H. ÉTIENNE

1989

Références bibliographiques : Toute référence en bibliographie au présent document doit être fait de la façon suivante :

— *pour la carte* : CLOZIER L., LE MÉTOUR J. (1984) — Carte géol. France (1/50 000), feuille CHOLET (510) — Orléans : Bureau de recherches géologiques et minières. Notice explicative par LE MÉTOUR J. avec la collaboration de BLOUIN J.P., CHANTRAINE J., CLOZIER L., ÉTIENNE H. (1989), 55 p.

— *pour la notice* : LE MÉTOUR J., avec la collaboration de BLOUIN J.P., CHANTRAINE J., CLOZIER L., ÉTIENNE H. (1989) — Notice explicative, Carte géol. France (1/50 000), feuille CHOLET (510) — Orléans : Bureau de recherches géologiques et minières, 55 p. Carte géologique par CLOZIER L., LE MÉTOUR J. (1984).

© BRGM, 1989. 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.

SOMMAIRE

	Pages
INTRODUCTION	5
<i>PRÉSENTATION DE LA CARTE</i>	5
<i>HISTOIRE GÉOLOGIQUE</i>	5
DESCRIPTION DES TERRAINS	8
<i>ROCHES MÉTAMORPHIQUES D'ORIGINE SÉDIMENTAIRE</i>	
<i>ET/OU VOLCANIQUE</i>	8
Ensemble III – Gneiss et anatexites de La Tessouale	8
Ensemble II – Série précambrienne des Mauges (âge probable : Briovérien)	15
Ensemble I – Terrains paléozoïques épimétamorphiques (âge probable : Cambro-Silurien)	20
<i>ROCHES PLUTONIQUES ACIDES ET BASIQUES</i>	27
La terminaison septentrionale du massif de granodiorite et monzogranite de Moulins—Les Aubiers—Gourgé	27
Le massif de Roussay, St-André-de-la-Marche, St-Christophe-du-Bois	32
Le massif de Clisson, Mortagne, Le Puy-St-Bonnet	33
La terminaison occidentale du massif de diorite quartzique et de granodiorite de Vezins : série calco-alcaline	37
Les massifs de Trémentines et de La Renaudière : série calco-alcaline magnésienne et potassique	38
Les massifs de la Limière, de St-Léger-sous-Cholet et apophyses du massif de Chemillé	40
Les massifs des Quatre Étalons et du Châtillonnais	42
<i>FORMATIONS SUPERFICIELLES</i>	47
RESSOURCES DU SOUS-SOL ET EXPLOITATIONS	49
<i>HYDROGÉOLOGIE</i>	49
<i>RESSOURCES MINÉRALES, MINES ET CARRIÈRES</i>	51
Minerais	51
Autres substances	53
DOCUMENTATION COMPLÉMENTAIRE	54
<i>BIBLIOGRAPHIE</i>	54
<i>DOCUMENTS ET COLLECTIONS CONSULTABLES</i>	55
AUTEURS DE LA NOTICE	55

INTRODUCTION

PRÉSENTATION DE LA CARTE

Située pour l'essentiel dans la partie sud-ouest du Maine-et-Loire, à la limite de la Vendée et des Deux-Sèvres, la feuille Cholet couvre les parties nord du Haut Bocage vendéen et sud des Mauges.

Elle se caractérise par un plateau à topographie molle, incliné vers l'Ouest. A l'Est les altitudes maximales atteignent 211 m aux Gardes (coin nord-est de la feuille), 190 m sur la bordure est de la forêt de Nuaille, et 182 m dans le coin sud-est de la feuille. A l'Ouest le plateau s'abaisse aux environs de 100 m. Trois rivières drainent cette région du Sud-Est au Nord-Ouest (la Sèvre Nantaise, la Moine et l'Evre), parallèlement aux principales lignes de crête et à la dépression de l'Ouin allongée depuis Mauléon (feuille Les Herbiers) jusqu'à La Romagne et bordée de part et d'autre par des reliefs de ligne de faille.

Au point de vue géologique, la feuille Cholet constitue dans la région nord-est du Massif vendéen le prolongement du socle cadomien et varisque du Massif armoricain. Elle couvre dans ses parties nord et sud-est des formations précambriennes métamorphiques (micaschistes des Mauges, et peut-être les gneiss et anatexites de La Tessouale), sans doute structurées dès l'orogénèse cadomienne, puis reprises dans l'orogénèse hercynienne.

Dans sa partie centre-orientale, elle couvre les terrains paléozoïques épi-métamorphiques du synclinal du Choletais, structurés à l'Hercynien. En outre, plusieurs massifs de roches plutoniques, surtout des granitoïdes hercyniens, affleurent sur cette feuille. Les trois principaux massifs sont :

- la bordure nord-orientale du massif granitique de Mortagne-sur-Sèvre ;
- la terminaison septentrionale du massif granodioritique et granitique de Moulins—Les Aubiers—Gourgé (Dhoste, 1980) ;
- la terminaison occidentale du massif dioritique et granodioritique de Vezins plus développé sur la feuille Vihiers.

Régionalement les deux premiers massifs cités constituent l'axe granitique hercynien Nantes—Parthenay.

En outre, deux traits structuraux et morphologiques majeurs, les accidents de La Romagne et de Cholet, traversent la feuille selon une direction sud-armoricaine (N 110-140 °E). Il s'agit de grandes failles (ou faisceaux de failles) de décrochement, jalonnées de zones de cisaillement ductile hercyniennes et rattachées au fonctionnement de la Zone Broyée Sud Armoricaine.

HISTOIRE GÉOLOGIQUE

La carte Cholet correspond à un domaine composite situé en bordure méridionale du craton cadomien des Mauges enclavé au sein du domaine varisque interne (Autran et Cogné, 1980). L'évolution du massif des Mau-

ges appartient à l'histoire anté-cambrienne. Ses limites sont marquées par des bandes ductiles affectées par une déformation et un métamorphisme intenses et injectées par de nombreuses intrusions granitiques, l'ensemble appartenant pour l'essentiel à l'histoire hercynienne.

Histoire anté-cambrienne (cadomienne ?)

Les dépôts, à caractère terrigène des Mauges contiennent des intercalations tholéitiques mettant en évidence un contexte en distension crustale. Ces dépôts ne sont pas datés mais sont souvent comparés au Briovérien du domaine nord-armoricain, bien que les corrélations soient difficiles. Ils sont affectés par une tectonique tangentielle polyphasée et un métamorphisme épi-à mésozonal. Cette structuration est scellée de manière claire à Cléré-sur-Layon (feuille Vihiers) par la discordance de la couverture non déformée et datée du Cambrien moyen (Cavet *et al.*, 1966). Cette structuration est généralement parallélisée avec l'orogénèse cadomienne (Wyns et Le Métour, 1983) du domaine nord-armoricain bien que aucune datation ne soit disponible.

Le problème du domaine de La Tessouale

Le domaine de La Tessouale est constitué de paragneiss et de migmatites dont l'histoire ne peut pas être rapportée avec certitude à une orogénèse anté-cambrienne. Cette hypothèse a été argumentée (Wyns et Le Métour, 1983) sur l'existence dans le centre-ouest de la feuille d'une discordance possible de sédiments très peu métamorphiques (quartzites probablement cambriens) sur les gneiss de l'Ergulière (équivalents probables de ceux de La Tessouale). Mais cette discordance n'est pas directement observable et l'éventualité de relations tectoniques, entre les gneiss supposés cadomiens et les quartzites rapportés au Cambrien, ne peut pas être éliminée dans cette bordure cisailée du massif de granite de Mortagne. Cette observation permet d'envisager que la structuration polyphasée et l'évolution métamorphique du domaine de La Tessouale pourraient être varisques, comme le suggère l'existence de l'abondant magmatisme varisque dans cette région.

Histoire paléozoïque

Elle débute sur le massif des Mauges par la transgression cambrienne sur le craton cadomien, qui se manifeste par la discordance régionale. Au-dessus de la partie basale terrigène, la série est envahie par un important magmatisme caractéristique d'un contexte distensif en domaine intracontinental (Thiéblemont *et al.*, 1987). Ce magmatisme est constitué de laves essentiellement acides, à caractère souvent ignimbritique, et de microgranites associés à quelques intrusions basiques (dolérites et gabbros) ; ces microgranites sont datés à 434 ± 7 Ma, âge correspondant à la limite Ordovicien—Silurien qui suggère la perennité de la distension crustale pendant une centaine de millions d'années. Dans le massif des Mauges cette couverture du craton cadomien demeurera peu perturbée (à l'exception des accidents bordiers) au cours de l'orogénèse varisque.

L'orogénèse varisque se manifeste et se localise le long de bandes tectonométamorphiques ductiles qui correspondent probablement aux cisaille-

ments intracrustaux générés par la collision varisque et associés au magmatisme orogénique. Cette collision entraîne l'imbrication structurale des différentes unités paléozoïques, le craton cadomien des Mauges formant, dans cette région, le sommet de la pile.

Les observations régionales attestent du caractère polyphasé de l'évolution orogénique varisque.

L'hypothèse d'une anatexie précoce (intra-Dévonien ?) dans le domaine de La Tessouale est envisageable en comparaison avec ce que l'on connaît par ailleurs (Limousin en particulier) mais l'alternative varisque-cadomien, discutée ci-dessus, n'est pas résolue. Dans cette hypothèse, cette phase précoce est scellée par les intrusions de granodiorites de Moulins—Les Aubiers qui ont fait l'objet d'une ancienne datation, de l'ordre de 360 Ma (Sonet, 1968), qui cadre bien avec l'âge de cet épisode dans le Limousin (granite de Guéret). Quoiqu'il en soit l'ensemble précédent est affecté par un cisaillement intracrustal décro-chevauchant senestre à vergence Est-Ouest (cisaillement du Verdon) provoquant un écaillage ductile. Ces structures sont cachetées par les intrusions de monzogranites du domaine de La Tessouale, qui ne sont pas datées.

Après cette époque de collision et le blocage du dispositif, l'existence d'un plutonisme orogénique (granodiorites calco-alkalines de type Vezins), daté autour de 350 Ma dans le Limousin, suggère l'existence d'une seconde phase d'océanisation et de subduction partielles, argumentée également par le caractère arrière-arc du volcanisme fini-dévonien dans le bassin de Chantonnay (Wyns *et al.*, 1989).

Suite à cette phase, la tectonique intra-carbonifère se manifeste par une déformation hétérogène du bâti, en climat ductile, associée à la mise en place des nombreux massifs granitiques qui impliquent une puissante anatexie crustale de la croûte profonde et qui s'échelonnent probablement de 350 à 300 Ma : de source hybride, les massifs de St-André-de-la-Marche—Roussay—St-Christophe-du-Bois, puis les massifs de La Renaudière et de Trémentines (daté à 347 ± 14 Ma) ; et de source crustale, les massifs de St-Léger-sous-Cholet et de la Limière (daté à 329 ± 5 Ma) et enfin le batholite composite de Mortagne-sur-Sèvre, daté pour partie à 313 ± 15 Ma.

Tout au long du Carbonifère, les trois unités structurales varisques actuelles s'individualisent : domaines du Choletais, de La Tessouale et de Mortagne, séparés par deux branches de la Zone Broyée Sud Armoricaine : celle de Cholet et celle de La Romagne. Ces accidents ont une histoire polyphasée complexe (Le Métour, 1979), dans laquelle la mise en place du batholite de Mortagne pose encore des problèmes structuraux et chronologiques (Guineberteau, 1986) : un premier jeu ductile et dextre, auquel est associée la déformation du Choletais, pourrait amorcer l'intrusion granitique d'origine crustale, au cours du Viséen ; mais c'est plutôt dans une structure, de type pull-apart, associée à un jeu ductile et senestre, que peut se mettre en place le puissant massif, au cours du Namuro-Westphalien (datation à 313 ± 15 Ma). Les rejeux fragiles dextres, tardifs (Westphalo-Stéphannien) sont connus sur tous les accidents de ce type et génèrent entre autres les sillons houillers de la Basse-Loire et de la Vendée.

Évolution post-hercynienne

Elle est mal connue à cause de la rareté des dépôts secondaires et tertiaires. La réaction de ce socle aux événements tectoniques (ouverture du golfe de Gascogne en particulier) semble limitée au rejeu des failles varisques : les accidents d'orientation sud-armoricaine essentiellement. Au cours du Plio-Quaternaire, après une importante période d'altération, la pénéplaine paraît avoir subi des basculements ou des affaissements, observables encore aujourd'hui, qui ont permis de piéger des dépôts récents jalonnant ces accidents. Une structure de ce type, bien que décapée de ses sédiments, semble suivre la bordure nord-est du massif de Mortagne, sur la feuille Cholet.

DESCRIPTION DES TERRAINS

ROCHES MÉTAMORPHIQUES D'ORIGINE SÉDIMENTAIRE ET/OU VOLCANIQUE

Trois ensembles de roches métamorphiques sont distingués sur la feuille Cholet :

- *l'ensemble III* des gneiss et anatexites de La Tessouale, composé de gneiss rubanés silico-alumineux migmatitiques ou non, et de rares lentilles d'amphibolites ;
- *l'ensemble II* ou série précambrienne des Mauges, composé de micaschistes, métagrauwackes et métavolcanites basiques ;
- *l'ensemble I* des terrains paléozoïques épimétamorphiques, composé de métasédiments et de métavolcanites acides et basiques qui appartiennent au flanc nord-ouest du synclinal du Choletais.

Ensemble III – Gneiss et anatexites de La Tessouale

Cette unité gneissique mésozonale et migmatitique constitue le soubassement de l'unité structurale de La Tessouale, et sert sur la feuille Cholet d'encaissant aux intrusions des granitoïdes hercyniens de l'axe Nantes–Parthenay. Elle est limitée au Nord-Est par le cisaillement ductile de Cholet qui la sépare du synclinal paléozoïque du Choletais, et au Sud-Ouest par le faisceau de failles de La Romagne. Au Nord-Ouest de cette ville, l'unité structurale de La Tessouale n'est plus représentée que par une étroite écaïlle de gneiss plagioclasiques et micacés, coincée entre les deux massifs de granitoïdes de Mortagne et de Roussay.

Trois types de roche composent cette unité : des gneiss plagioclasiques peu ou pas mobilisés, des gneiss migmatitiques, et des gneiss basiques à amphibole et pyroxène. Ce dernier type est tout à fait accessoire par rapport aux gneiss silico-alumineux migmatisés ou pas. Ces roches offrent de mauvaises conditions d'affleurement et sont généralement très altérées.

ζ¹¹
7. **Gneiss à amphibole et pyroxène.** Les gneiss de composition basique sont peu représentés au sein des gneiss et anatexites de La Tessouale. Ils semblent constitués de petites lentilles encaissées surtout dans les gneiss

migmatitiques, et repérées sur le terrain sous forme de pierres volantes abondantes dans les labours. C'est le cas des lentilles de la Frogerie (bord est de la granodiorite de Mazières-en-Mauges) et de la Roche-Paillard (bord est de la granodiorite du Verdon entre La Tessouale et Maulévrier). A la Bénardière, dans la tranchée de la D 20 (Mazières-en-Mauges, Maulévrier), plusieurs niveaux métriques d'amphibolite sont intercalés dans des gneiss migmatitiques à grain fin. D'autres occurrences sont connues au sein des gneiss migmatitiques près de la Roche-Bonneau en bordure de la D 157 (Maulévrier, La Tessouale), mais également encaissées dans les gneiss plagioclasiques, par exemple 500 m au Sud-Ouest de la Frémonnière en bordure du bois de Clénay.

Il s'agit de gneiss sombres (verdâtres ou noirs) homogènes ou finement rubanés, à grain fin excédant rarement 1 mm de diamètre. La structure gneissique soulignée par un rubanement précoce discret, est estompée par une recristallisation en petits pavés (\emptyset : 0,1 à 0,2 mm) de hornblende brune ou brun-vert—plagioclase (andésine / labrador)—clinopyroxène—sphène et ilménite ; dans certains lits plus clairs le clinopyroxène pœciloclastique peut atteindre 0,5 cm de diamètre. Cette recristallisation statique et la croissance des pœciloclastes de pyroxène donnent lieu à une texture granoblastique engrenée (texture de recuit) de type cornéenne, qu'il faut relier au métamorphisme de contact (faciès amphibolite de haute température) développé lors de l'intrusion des granodiorites de type Mazières-en-Mauges.

Plus rarement, actinote et clinozoïsite associées à de l'oligoclase, du quartz et un peu de microcline, témoignent d'une rétro-morphose vers le faciès schistes verts.

M¹⁻². Gneiss migmatitiques : essentiellement diatexites à sillimanite et cordiérite, muscovite secondaire. Ces roches quartzo-feldspathiques et micacées, grises ou gris-beige à l'affleurement, constituent l'essentiel de l'unité gneissique et migmatitique de La Tessouale.

Deux faciès principaux, souvent associés à l'échelle décamétrique ou hectométrique, sont reconnus :

● **Un faciès d'aspect granitique** largement dominant, généralement isogranulaire à grain fin à moyen (1 à 2 mm) ou localement hétérogranulaire pegmatoïde (grain de 2 à 5 mm) ; les structures nébulitiques à restites effilochées ou schlierens de biotite et sillimanite, et les structures plus franchement granitiques, sont intimement associées à l'échelle de l'affleurement, figures caractéristiques des *diatexites* ou des anatexites grenues (Dhoste, 1968). Les diatexites sont relativement bien exposées à La Tessouale (le Coteau, la Traillère), à l'Ouest de Mazières-en-Mauges (talus de la D 300 et de la voie ferrée entre St-Honoré et la Roche du Ribalet) et à l'Ouest de Cholet (rive nord de la Moine près du village du Bas-Guillauboin). Dans les deux derniers secteurs et plus généralement sur la bordure sud du cisaillement de Cholet, les diatexites sont déformées par des plans de cisaillement subverticaux de direction N 90 à N 110 ; ce couloir de cisaillement dextre a une largeur moyenne de 1 km.

● **Un faciès gneissique grenu**, moins fréquent, à structure stromatitique rubanée, faisant alterner des lits leucocrates (leucosome) épais de un à quel-

ques centimètres et composés de quartz + feldspaths et micas accessoires, des lits très mélanocrates (mélanosome) souvent flexueux et épais de 2 à 5 mm, formés surtout de biotite, et des lits ou rubans plus épais (2 à 10 cm) de gneiss gris quartzo-feldspathique et micacé à grain fin (paléosome) ; ce faciès moins mobilisé que le précédent s'apparente aux *métatexites* (Dhoste, 1968). Les affleurements de métatexites sont rares et de mauvaise qualité, citons les talus de la N 160 près de la Turbaudière au Sud-Ouest de Cholet, et de la D 258 à La Tessouale.

Pour les *diatexites*, l'observation au microscope révèle une composition minéralogique assez homogène : quartz, orthose perthitique ou microcline, oligoclase en proportions à peu près égales, biotite et muscovite, minéraux accessoires (apatite, zircon, ilménite, \pm graphite), auxquels s'ajoutent fréquemment de la sillimanite et des petits grains relictuels de grenat, et très rarement de la cordiérite et de la staurotide. Les textures observées sont granoblastiques ou granolépido-blastiques (foliation peu exprimée, soulignée par la biotite), auxquelles se superposent une texture protomylonitique ou mylonitique dans le couloir de cisaillement de Cholet (plans de cisaillement subverticaux) et sous le plan de chevauchement du Verdon au Nord-Ouest de St-Pierre-des-Échaubrognes (plans de cisaillement pentés de 30 à 50° vers le Nord-Est).

Dans les diatexites non cisillées, le plagioclase, souvent subautomorphe, est un oligoclase zoné ou homogène. Les feldspaths potassiques sont subautomorphes ou blastiques et xénomorphes. Les deux types de feldspaths présentent toujours un aspect spongieux de minéraux pœcilitiques « en tamis » ; ils contiennent des globules corrodés de quartz, plagioclase, biotite et grenat, plus rarement de staurotide. Parfois l'orthose perthitique englobe des prismes de sillimanite. Les bourgeons myrmékistiques sont fréquents. Le quartz présente un aspect xénomorphe en plages souvent monocristallines. Au moins deux générations de biotite peuvent être distinguées : la plus précoce forme des plages irrégulières et corrodées (biotite antérieure à l'anatexie), la plus récente et la mieux représentée se caractérise par des tablettes trapues (biotite synchrone de l'anatexie). Par ailleurs la biotite apparaît intimement associée à la sillimanite (fibrolite) dans les restites. Dans tout les cas il s'agit de biotite à pléochroïsme marqué dans les teintes rouge brun foncé à brun clair, sans doute riches en TiO_2 . La muscovite se présente sous forme de plages xénomorphes et dentelliformes, parfois en association symplectite avec du quartz dans les auréoles réactionnelles entre sillimanite et feldspath potassique. Elle se développe aussi sur les feldspaths sous forme de plages amiboïdes, en association avec biotite et sillimanite sous forme de plaquettes ou plages xénomorphes. En règle générale la muscovite est un minéral secondaire postérieur à l'anatexie. La sillimanite est fréquemment présente dans les diatexites sous forme d'amas flexueux de fibrolite en partie épigénisée par la muscovite, ou sous forme de prismes allongés. Le grenat est présent sous forme de petits grains chagrinés à l'état de reliques blindées dans le plagioclase ou plus rarement dans le feldspath potassique. Quelques rares reliques de staurotide blindées dans le plagioclase ont également été observées. La cordiérite pinitisée n'a été observée qu'en un point, en bordure de la Moine près du village de la Gestière maintenant submergé par les eaux de la retenue du Verdon. La cordiérite, en grande partie épigénisée par la muscovite, se présente sous forme de

gros cristaux millimétriques allongés dans la foliation à biotite : blastes synchrones de l'anatexie ; dans la même lame mince, le grenat est clairement relictuel.

La composition minéralogique globale des *métatexites* est identique à celle des diatexites. Cependant la structure rubanée détermine dans les métatexites une répartition originale des minéraux. Quartz, oligoclase et feldspath potassique constituent l'essentiel du leucosome granoblastique ; biotite, muscovite, apatite et zircon y sont accessoires. La biotite, rouge, brun foncé à brun clair, forme de longues tablettes accolées ou légèrement enchevêtrées, alignées pour constituer le mélanosome ; ces lits sombres peuvent contenir de la sillimanite, du plagioclase en voie de résorption, de l'apatite et du zircon. Le paléosome, gneiss réfractaire à la fusion, est principalement composé de quartz, oligoclase et biotite de petite taille (orthose, apatite, zircon, graphite et parfois muscovite sont accessoires). Les cristaux chagrins de grenat, staurotide et disthène probable, sont présents à l'état de reliques métamorphiques progrades. A ce sujet il est intéressant de noter la présence de grains de disthène, de staurotide et de grenat dans les concentrés de minéraux lourds obtenus lors de la prospection alluvionnaire sur le territoire des gneiss et migmatites de La Tessouale (prospection alluvionnaire, Division minière Vendée-Bretagne du BRGM, 1962-1963).

ζ². Gneiss plagioclasiques à biotite (parfois sillimanite), muscovite secondaire. Les gneiss plagioclasiques et micacés affleurent mal au sein de l'unité gneissique et migmatitique de La Tessouale. A l'Est ils constituent l'enveloppe discontinue des gneiss migmatitiques, à l'Ouest ils composent l'écaille gneissique de l'Ergulière.

Il s'agit de gneiss quartzo-feldspathiques et micacés, toujours rubanés à l'échelle centimétrique, gris bleutés ou gris-beige en pierres volantes ou à l'affleurement. Le grain est fin, rarement supérieur au millimètre. Le rubanement métamorphique est souligné par l'alternance assez régulière de lits clairs quartzo-feldspathiques peu micacés, et de lits sombres riches en biotite. Les lits sombres renferment parfois des fuseaux étirés composés de sillimanite et biotite. A ce rubanement se parallélise une foliation déterminée par la disposition planaire des cristaux de biotite.

Cependant, dans le couloir de cisaillement de Cholet et dans l'écaille de l'Ergulière, rubanement et foliation précoces sont déformés par des plans de cisaillement fortement pentés et peu espacés (1 mm à 1 cm) ; la roche prend alors un aspect broyé de protomylonite, voire de mylonite micaschisteuse (Sud-Ouest de la Haute-Papinière à Mazières-en-Mauges, carrière de l'Anjouerie au Sud de Roussay).

En lames minces ces roches présentent une composition minéralogique relativement homogène. Les minéraux essentiels sont le quartz, le plagioclase (oligoclase ou andésine) et la biotite pléochroïque (rouge, brun foncé à brun clair). Les feldspaths potassiques (orthose perthitique et microcline) et la muscovite sont fréquemment présents, mais en faible quantité ; la muscovite sous forme de plages amiboïdes ou dentelliformes d'aspect secondaire comme dans les migmatites. La sillimanite est plus rarement représentée, surtout sous forme de fibrolite et prismes fins associés à la biotite. Le grenat

n'est présent qu'à l'état de petites reliques blindées dans le plagioclase ; néanmoins en un seul endroit (Sud-Ouest de la Haute-Papinière à Mazières-en-Mauges) le grenat est blastique, associé à de la cordiérite pinitisée et à de la biotite : cette association peut être rapportée au métamorphisme de contact à proximité immédiate de la granodiorite de Mazières-en-Mauges. Les minéraux accessoires sont l'apatite, le zircon, l'ilménite, plus rarement le graphite et la tourmaline.

Les gneiss plagioclasiques sont identiques au paléosome des migmatites ; ces deux faciès de gneiss silico-alumineux riches en quartz et plagioclase sont restés réfractaires à la fusion anatexique caractérisée par le grand développement des diatexites.

Structuration et métamorphisme

L'évolution tectonique et métamorphique des gneiss et anatexites (migmatites) de La Tessouale est polyphasée (tableau 1).

Trois phases de déformation successives sont reconnues grâce aux éléments structuraux suivants :

- *phase 1* : reliques de foliation précoce S_1 rarement préservées dans les plis postérieurs, plis associés non reconnus ;
- *phase 2* : foliation régionale S_2 bien exposée à l'affleurement, plan axial pour de rares plis subsoclineaux P_2 décimétriques à métriques, de type semblable et dissymétrique ; ils déforment le rubanement métamorphique et la foliation précoce S_1 ; localement le long de l'écaillage ductile du Verdon, la foliation S_2 prend l'aspect d'une foliation mylonitique dans laquelle la sillimanite cristallise sous forme de fibrolite ; la même déformation tangentielle affecte le plancher des massifs de granodiorite du Verdon ;
- *phase 3* : plans de cisaillement subverticaux associés à une schistosité protomylonitique ou mylonitique qui porte une linéation minérale (biotite) ou d'étirement subhorizontale (N 110) ; déformation localisée dans le couloir de décrochement dextre de Cholet et dans l'écaillage des gneiss de l'Ergulière.

Les trois phases de déformation se sont développées dans des climats métamorphiques relativement différents :

● **Phase 1.** Les minéraux reliques préservés dans les gneiss plagioclasiques et dans les migmatites appartiennent à une paragenèse métamorphique précoce M_1 (sans doute synchronique de la foliation S_1) de type biotite + grenat (almandin) + disthène probable + muscovite + oligoclase + quartz, dans laquelle la staurotide pourrait être stable.

● **Phase 2.** L'anatexie ou fusion partielle des gneiss silico-alumineux caractérise cette phase ; la fusion partielle donne naissance à un liquide de composition granitique bien exprimé sous forme de leucosome et de diatexite ; biotite + sillimanite + cordiérite sont stables au cours de l'anatexie ; cette paragenèse M_2 détermine la foliation S_2 et représente le terme de l'évolution métamorphique prograde dans des conditions de haute température et basse à moyenne pression que nous préciserons par la suite ; les intrusions des granodiorites (γ^4) du Verdon et leur écaillage ductile sur les diatexites

Tableau 1 – Synthèse des événements tectoniques et métamorphiques dans le domaine des gneiss et migmatites de La Tessouale.

Phénomènes géologiques	Lithologie	Gneiss		Migmatites		Roches plutoniques
		plagioclasiques	à amphibole et pyroxène	métatexites	diatexites	
Phase 3		Décrochements ductiles de Cholet et La Romagne = plans de cisaillement subverticaux, schistosité protomylonitique ou mylonitique				γ^1 = leucogranite sodique
		Blastèse de muscovite (muscovite + quartz)		Blastèse de muscovite (muscovite + quartz)		(bordures figées) Intrusions granitiques γ^{3M}, γ^{2M}
Phase 2 Anatexie		rubanement métamorphique = foliation S_2 ; plis subisoclinaux P_2		Foliation mylonitique (sillimanite-fibrolite)		– Ecaillage ductile du Verdon – Intrusion granodioritique γ^4 ; fluidalité
		$Bi + Sill + Cd + Ol + Fk + Qz$	Hb + Cpx + An	rubanement migmatitique S_2	fluidalité S_2	
		Foliation S_1		$Bi + Sill + Cd + Ol + Fk + Qz$		
Phase 1		$Bi + Gt + (Ky) + St + Ms + Ol + Qz$?	Foliation S_1		
				$Bi + Gt + (Ky) + St + Ms + Ol + Qz$		

Bi : biotite ; Gt : grenat ; (Ky) : disthène probable ; St : staurotide ; Cd : cordiérite ; Ms : muscovite ; Ol : oligoclase ; Fk : feldspath potassique ; Qz : quartz ; Hb : hornblende ; Cpx : clinopyroxène ; An : andésine.

interviennent tardivement par rapport à l'anatexie, dans des conditions P et T encore élevées puisque la sillimanite (fibrolite) reste stable dans les diatexites ; postérieurement, la déstabilisation de l'assemblage feldspath potassique + sillimanite au profit de muscovite + quartz correspond à une étape métamorphique rétrograde statique M'_2 ; la pseudomorphose des plages de cordiérite (+ biotite) en chlorite + muscovite s'inscrit aussi dans l'évolution rétrograde M'_2 ; ces deux réactions métamorphiques rétrogrades indiquent un net refroidissement du bâti gneissique et migmatitique ($T \leq 500^\circ\text{C}$) ; c'est dans ce bâti refroidi que se font les intrusions monzogranitiques (γ^{3M}) à épaisses bordures figées.

● **Phase 3.** La déformation cisailante dans le couloir de décrochement dextre de Cholet s'effectue dans la zone à biotite (étape M_3) ; en effet, biotite et muscovite néoformées matérialisent la schistosité mylonitique subverticale et la linéation minérale associées aux zones les plus déformées ; par ailleurs, dans ce couloir de décrochement les horizons de métagabbro et métadolérite (δ^{11}) présentent une paragenèse métamorphique de faciès amphibolite à hornblende + oligoclase/andésine.

Les conditions physiques de métamorphisme sont estimées à l'aide d'une grille P-T sur laquelle sont reportées les domaines de stabilité des paragenèses successives correspondant aux étapes M_1 , M_2 et M'_2 , et M_3 (fig. 1) :

- M_1 est déterminé par les domaines de stabilité du grenat almandin en présence de disthène et staurotide ;
- M_2 par les domaines de stabilité de cordiérite + sillimanite en présence d'un bain granitique (leucosome, diatexite) issu de la fusion partielle des métapélites.

Les domaines de stabilité des minéraux grenat almandin et cordiérite sont gouvernés principalement par le rapport $X = \text{FeO}/(\text{MgO} + \text{FeO})$ de la roche hôte. Pour une roche donnée, la cordiérite est stable à basse pression, le grenat à haute pression, grenat et cordiérite étant costables pour des pressions intermédiaires (Currie 1971, 1974 ; Winkler 1974). Pour les gneiss et anatexites de La Tessouale nous disposons des analyses chimiques des anatexites grenues tachetées (diatexites à grenat relictuel et à cordiérite) publiées par M. Dhoste (1980, p. 34). Pour les valeurs calculées $0,4 < X < 0,8$, la position des courbes de stabilité de grenat almandin et cordiérite contraint la pression minimale de l'étape M_1 ($P_{\text{H}_2\text{O}} \geq 6,5 \text{ kb}$ pour $T \sim 600^\circ\text{C}$) et la pression maximale de l'étape M_2 ($P_{\text{H}_2\text{O}} \leq 4 \text{ kb}$ pour $T \sim 700^\circ\text{C}$).

L'évolution prograde $M_1 \rightarrow M_2$ implique une nette modification des conditions P et T : augmentation de la température de l'ordre de 100°C , chute de la pression d'au moins 2,5 kb qui correspond à une remontée syntectonique importante ($\geq 10 \text{ km}$) des gneiss au sein de la croûte continentale déformée.

L'évolution rétrograde M'_2 est déterminée par la réaction : feldspath potassique + sillimanite + $\text{H}_2\text{O} \rightarrow$ muscovite + quartz et par la pseudomorphose de la cordiérite (\pm biotite) en un assemblage muscovite + chlorite. Cette évolution nécessite une chute importante de la température depuis

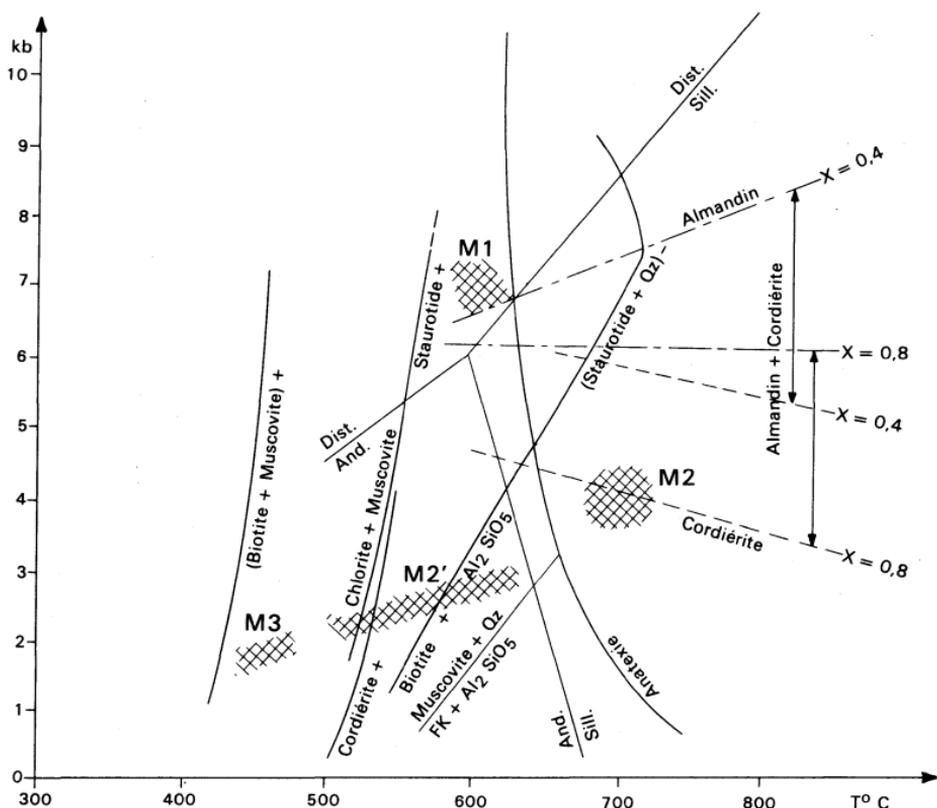


Fig. 1 - Estimation des conditions de pression et de température des étapes de métamorphisme régional M1, M2, M2' et M3 dans les gneiss et anatexites de la Tessoualle - Grille P-T modifiée d'après Winkler (1974)

700° C jusqu'à environ 500° C ; cependant la variation éventuelle de la pression ne peut pas être contrôlée.

Ensemble II – Série précambrienne des Mauges (âge probable : Briovérien)

Il s'agit d'un ensemble de micaschistes, métagrauwackes et métavolcanites basiques, recouvert en discordance angulaire par les métasédiments paléozoïques de la bordure nord-ouest du synclinal du Choletais. La discordance cartographique des quartzites paléozoïques (à structuration monophasée) sur la série des Mauges (à structuration polyphasée) entre Les Gardes et le Nord de St-Léger-sous-Cholet exprime clairement les relations entre les séries précambrienne et paléozoïque. Cette discordance est maintenant bien établie sur tout le flanc nord du synclinal du Choletais (Le Métour, 1980) dont les quartzites de base renferment un horizon fossilifère daté du Cambrien moyen (Cavet *et al.*, 1966).

Tableau 2 – Essai de corrélation de la série précambrienne des Mauges.

Lithostratigraphie établie par Wyns et Le Métour (1983)		Lithologie adoptée sur la feuille Cholet (1980)
UNITÉ MÉTASÉDIMENTAIRE SUPÉRIEURE	Métagrauwares et métapélites rubanées, avec à la base des intercalations occasionnelles de microquartzites graphiteux et ampélites.	Micaschistes et schistes ξ^{1-2} de St-Macaire-en-Mauges. Métagrauwares ξ^5 quartzo-plagioclasiques et micacées à passées surtout quartzo-plagioclasiques λ .
FORMATION DE BAUPRÉAU	Métavolcanites basiques, schistes verts. Faciès tuffacés ou volcanosédimentaires de base, à intercalations de schistes noirs et phtanites carbonés.	Métavolcanites basiques. Micaschistes et schistes ξ^{1-2} de St-Georges-du-Puy-de-la-Garde.
UNITÉ MÉTASÉDIMENTAIRE INFÉRIEURE	Métagrauwares et métapélites rubanées.	

La série des Mauges est composée de métasédiments dérivant de grauwackes, pélites et faciès grauwacko-pélitiques, dans lesquels s'intercale un épisode volcanique et volcanoclastique à dominante basaltique (Wyns et Le Métour, 1983 ; Cabanis et Wyns, 1986). Postérieurement aux tracés géologiques de la feuille Cholet, l'étude géologique de la coupe de l'Evre (Wyns et Le Métour, 1983) et les levés en cours de la feuille Chemillé (Wyns, Clément et Le Métour) permettent de préciser le contenu lithologique et de proposer une succession lithostratigraphique de la série précambrienne des Mauges. Ainsi de bas en haut trois termes principaux sont-ils distingués (tableau 2) :

– l'unité métasédimentaire inférieure est composée de métagrauwackes et métapélites rubanées, alternant en bancs d'épaisseur centimétrique à plurimétrique (puissance estimée : sans doute supérieure à 1 000 m) ;

– la Formation de Beaupréau débute par un horizon continu composé de schistes noirs et phanites carbonés qui supportent des schistes rubanés clairs et sombres (métatufs basiques *pro parte*) ou des métagrauwackes chloriteuses à clastes cristallins (métatuffites), surmontés par des schistes verts (paléovolcanites basiques : coulées, tufs, cinérites ?) (puissance estimée : 200 à 500 m) ;

– l'unité métasédimentaire supérieure débute par un horizon discontinu de métapélites, microquartzites « graphiteux » et ampélites accessoires, recouvert par un ensemble épais composé d'abord de métagrauwackes souvent massives, puis d'une alternance de métapélites et métagrauwackes en bancs d'épaisseur variable (puissance estimée : sans doute supérieure à 1 000 m).

Sur la feuille Cholet une partition différente de la série des Mauges avait été adoptée dès 1980, privilégiant les coupures lithologiques. Les micaschistes et schistes ξ^{1-2} , dérivant de pélites dominantes, affleurent selon deux bandes orientées WNW-ESE : la bande septentrionale de St-Georges-du-Puy-de-la-Garde appartiendrait ainsi à l'unité métasédimentaire inférieure et à la Formation de Beaupréau plus riche en métapélites dans ce secteur ; par contre la bande méridionale de St-Macaire-en-Mauges constituerait la partie sommitale de l'unité métasédimentaire supérieure. Les métagrauwackes (ζ^5), dérivant de grès quartzo-feldspathiques ou de wackes plus ou moins micacés, formeraient l'essentiel de la Formation de Beaupréau entre Le May-sur-Evre, Bégrolles-en-Mauges et le Nord de St-Philbert-en-Mauges. En outre, ces mêmes faciès à lentilles de métagrauwackes massives (λ) formeraient la partie basale de l'unité métasédimentaire supérieure. Enfin, les lentilles allongées de métavolcanites basiques, cartographiées entre St-Georges-du-Puy-de-la-Garde et le Nord de St-Philbert-en-Mauges, représentent l'extension des faciès franchement metabasaltiques de la Formation de Beaupréau.

ζ^{11} . **Métavolcanites basiques (metabasaltés probables)**. Ce sont des roches vertes plus ou moins sombres, massives et tenaces entre la Hubert et la Baillardièrre (2 km au Sud-Ouest de St-Georges-du-Puy-de-la-Garde), rubanées et schisteuses, moins résistantes à l'érosion ailleurs. Immédiatement au Nord de cet horizon de metabasites, affleurent çà et là des schistes noirs carbonés puissants de quelques mètres et toujours très altérés, par exemple à la Corbeillère (3 km à l'Ouest de St-Georges-du-Puy-de-la-Garde) ou entre Blanchard et la Rennerie au Nord-Est de Bégrolles-en-Mauges.

Ces roches montrent une texture finement grenue, nématoblastique ou granoblastique d'origine métamorphique, qui oblitère fortement des textures microlithiques porphyriques évoquant d'anciennes laves basaltiques. Plus généralement la roche est constituée d'une trame nématoblastique composée d'actinote aciculaire associée à des plages ou paillettes de chlorite verte, et d'un mélange de cristaux engrenés de plagioclase (albite/oligoclase), épidote (clinozoïsite, pistachite), de sphène et de calcite ; quartz, apatite et minéraux opaques (pyrite, chalcopryrite, oxydes ferro-titanés) sont accessoires. La paragenèse métamorphique : actinote + chlorite + épidote + albite/oligoclase \pm sphène, souligne une schistosité de strain-slip ou de flux secondaire S_2 , reconnue à l'échelle régionale dans la série des Mauges comme étant de plan axial pour des plis dissymétriques P_2 . En outre, la présence de cristaux reliques de hornblende verte et d'andésine indiquerait que ces roches, recristallisées dans le faciès schiste vert, gardent la trace d'un degré de métamorphisme plus intense (faciès épidote-amphibolite) atteint lors de l'acquisition de la première schistosité de flux ou foliation S_1 , qui est seulement préservée dans les charnières des plis P_2 sous forme d'un rubanement métamorphique déformé.

Enfin, très localement (200 m au Nord de la Hubert), la texture schisteuse est effacée sous l'effet d'une recristallisation en un agrégat composé de fines aiguilles d'amphibole vert clair (hornblende actinolitique ?) et de petits cristaux engrenés de clinopyroxène (diopside) et de plagioclase : cette recristallisation statique est rapportée à l'auréole de contact du massif de monzodiorite et monzonite quartziques de Trémentines dont de petits pointements recouperont la série des Mauges (la Frouardière).

ζ^5 . **Métagrauwares quartzo-plagioclasiques et micacées.** Il s'agit de roches métamorphiques généralement rubanées et peu micacées, de teinte gris clair et gris-noir en carrière, marron-beige ou brun-vert en affleurement altéré. Sur un fond finement grenu et schisteux ($\phi = 0,1$ mm) se détachent de nombreux cristaux blanchâtres de feldspath de taille millimétrique.

Elles couvrent une bande orientée WNW-ESE depuis Villedieu-la-Blouère jusqu'à la Gare de Trémentines, qui renferme des passées lenticulaires d'extension plurikilométrique de métagrauwares massives à fines intercalations micacées (λ : faciès surtout quartzo-plagioclasiques) ; ces roches plus résistantes sont exploitées comme matériau d'empierrement (carrière de Moulin de Salvart près de la Blouère).

Les métagrauwares communes montrent une texture granolépiblastique légèrement œillée à porphyroclastes millimétriques de plagioclase et plus rarement de feldspath potassique. Cette texture planaire est acquise dès la première phase de déformation (plissement isoclinal probable), sous forme d'une schistosité de flux parallèle au litage métamorphique S_1 matérialisé par une alternance millimétrique à centimétrique de lits quartzo-feldspathiques dominants et de lits micacés plus fins. La schistosité S_1 est bien visible dans les nombreux microlithons préservés entre les plans de schistosité S_2 qui est plan axial des plis P_2 de seconde phase. La schistosité S_2 est de type strain-slip ou de type flux naissante, mais également de type fracture dans les métagrauwares les plus massives ; c'est le plan de débit le

mieux marqué à l'affleurement, orienté N 90° à N 120° en moyenne, et à pendage Sud plus faible à l'Ouest du May-sur-Evre (20 à 30°) qu'à l'Est de cette ville.

En dehors des auréoles de métamorphisme de contact des granitoïdes, les méta-grauwackes sont caractérisées par deux paragenèses (métamorphisme régional) successives :

- biotite + muscovite + grenat almandin + quartz + plagioclase + épidotes ;
- chlorite + muscovite + quartz + albite + épidotes, calcite, apatite ou tourmaline étant parfois accessoires. La première est liée à la schistosité S_1 , la seconde à S_2 . Cette succession paragenétique indique une rétro-morphose dans le sens : zone à biotite + grenat → zone à chlorite, contemporaine de la deuxième phase de plissement (plis P_2).

En outre, une troisième phase de plissement (plis d'amplitude centimétrique à décimétrique P_3) ne développe que rarement une schistosité fruste de type fracture ou strain-slip (S_3). Cette phase est surtout marquée par une linéation de crénulation subhorizontale et orientée N 110° à N 120°, portée par les plans de schistosité S_2 .

ξ^{1-2} . **Micaschistes et schistes d'origine pélitique avec intercalations de schistes noirs.** Ces roches schisteuses et micacées de teinte grise ou marron-beige, parfois argentée, sont finement rubanées faisant alterner à l'échelle millimétrique des lits clairs quartzeux ou quartzo-plagioclasiques et des lits sombres micacés. Fréquemment, des exsudats quartzeux ou quartzo-albitiques soulignent le rubanement métamorphique précoce qui correspond, comme dans les méta-grauwackes, à la schistosité de flux S_1 .

Cartographiquement, ils couvrent deux bandes qui encadrent les méta-grauwackes. La bande septentrionale de St-Georges-du-Puy-de-la-Garde renferme un horizon de schistes noirs carbonés. Cet horizon, rapporté à la base de la Formation de Beaupréau, a été identifié presque en continu dans deux secteurs, à l'Est entre la Lizardière et la Beillardière, à l'Ouest entre la Forêt, la Croix Rouge et la Combe (R. Wyns, comm. personnelle, 1988).

Au microscope, les micaschistes montrent une texture granolépido-blastique fine, toujours polyphasée et semblable à celle de méta-grauwackes. Une première schistosité S_1 , de type flux, est bien préservée dans les micro-lithons et charnières des plis dissymétriques P_2 . Comme dans les méta-grauwackes, une seconde schistosité S_2 , de type flux ou strain-slip, est de plan axial pour les plis serrés ou subisoclinaux P_2 . A ces deux schistosités S_1 et S_2 surimposées, correspondent deux paragenèses métamorphiques régionales successives :

- biotite + muscovite + grenat almandin + quartz ;
- chlorite + muscovite + quartz, l'oligoclase et l'albite étant rarement représentés.

Dans les micaschistes également, les plans de schistosité S_2 sont déformés par des plis ouverts de type chevron à direction axiale N 110° à N 120° soulignée par une forte linéation de crénulation subhorizontale.

Méta-grauwackes et micaschistes dans les zones de métamorphisme de contact des granitoïdes hercyniens. Deux auréoles de méta-

morphisme de contact se superposent à la structuration et au métamorphisme régional de la série des Mauges : l'une autour du massif de La Renaudière, l'autre située au Nord des massifs de Trémentines et de Vezins. Il faut également signaler quelques affleurements localisés au contact des apophyses du massif de Chemillé (la Cour de la Beillardière-Millet, la Rivière).

Dans ces auréoles, métagrauwackes et micaschistes montrent fréquemment une texture polygonale de recuit des assemblages quartzeux ou quartzo-plagioclasiques, une néocrystallisation de petites paillettes de biotite brune ou vert-brun et de tourmaline. Parfois on observe des taches millimétriques de biotite, de muscovite pœciloclastique et/ou de chlorite vert pâle. Ce métamorphisme de contact, lié aux intrusions des granitoïdes hercyniens (mis en place aux alentours de 340 Ma), post-date la structuration polyphasée (S_1 et S_2) et les paragenèses métamorphiques régionales des schistes des Mauges, elles-mêmes rapportées à un épisode tectono-métamorphique précambrien (cf. *supra.*). En outre, l'observation des lames minces montre que ce métamorphisme de contact est antérieure à synchrone par rapport aux crénulations de la schistosité S_2 (phase de plissement P_3).

Ensemble I — Terrains paléozoïques épimétamorphiques (âge probable : Cambro-Silurien)

Dans l'introduction de la description de la série précambrienne des Mauges il a été montré que cette série est recouverte en discordance angulaire par les métasédiments paléozoïques de la bordure nord-ouest du synclinal du Choletais. Les terrains paléozoïques sont composés de métasédiments siliceux ou pélitiques et de métavolcanites surtout rhyolitiques auxquelles sont associées d'anciennes roches hypovolcaniques (métamicrogranite et métadolérite). Sur la feuille Cholet ils couvrent deux secteurs : à l'Est, ils constituent la terminaison nord-ouest du synclinal du Choletais entre Les Gardes, La Séguinière et Toutlemonde ; à l'Ouest, au-delà de La Séguinière en direction de Roussay, ils constituent un panneau enclavé dans la granodiorite-diorite quartzique de Roussay, St-André-de-la-Marche, St-Christophe-du-Bois. Dans ce secteur occidental, deux plages de quartzites basaux reposeraient en discordance cartographique sur les gneiss plagioclasiques de l'Ergulière.

Depuis les travaux géologiques de Mathieu (1937), Santallier (1964), Cavet *et al.* (1966), la cartographie régulière des feuilles Vihiers (en cours) et Cholet permet d'étendre à l'ensemble du synclinal du Choletais la succession lithostratigraphique des dépôts paléozoïques de Cléré-sur-Layon (Le Métour, 1980). A l'échelle régionale deux formations sont définies, soit de bas en haut :

- la Formation de Cléré-sur-Layon composée d'un horizon de métarhyolites encadré par deux barres de métasédiments détritiques terrigènes ;
- la Formation de la Plaine constituée essentiellement de métavolcanites dérivant de rhyolites, ignimbrites et dacites.

La succession lithostratigraphique normale est préservée dans la terminaison nord-ouest du synclinal du Choletais, malgré l'importance des intru-

sions granodiorites et granitiques *s.l.* couvrant les régions de St-Léger-sous-Cholet et Trémentines.

Ici la discontinuité des affleurements ne permet pas de lever une coupe complète des formations paléozoïques ; cependant la synthèse des observations de terrain, tant sédimentologiques que structurales, permet d'établir une colonne stratigraphique de la Formation de Cléré-sur-Layon (fig. 2).

κ - $s\lambda$. **Quartzites (métaconglomérat quartzeux subordonné).** La partie basale de la Formation de Cléré-sur-Layon est principalement composée de quartzite blanc bien stratifié en bancs plats épais de 0,20 à 1 m, parfois séparés par des interbancs schisteux roses ou violacés. Quelques horizons de métaconglomérat quartzeux blanc et de métapélite grise ou verdâtre s'intercalent dans la partie inférieure et vers le sommet du membre quartzitique. Les affleurements de bonne qualité sont rares, citons le Raguenaud et le Moulin de Pégon au Sud-Est du May-sur-Èvre, la Crépelière, la Mouraie et la Sicarderie au Nord de La Romagne. Dans le sous-bois de la Sicarderie, en bordure de la Moine, les quartzites stratifiés affectés d'une schistosité de flux naissante sont séparés par un faible hiatus d'affleurement des gneiss mésozonaux polyphasés de l'Ergulière ; la nette différence de structuration et de degré de recristallisation métamorphique plaide en faveur d'une discordance angulaire possible des grès quartzitiques sur les gneiss de l'Ergulière.

En lames minces, les quartzites sont composés de grains de quartz hétéométriques et aplatis, jointifs et engrenés ou cimentés par un mélange de mica blanc, quartz fin et hydroxydes de fer. Le mica blanc (muscovite probable) se présente souvent en longues paillettes orientées suivant la schistosité de flux S_1 . Zircon et tourmaline, sont accessoires. Les horizons de métapélite, riches en quartz fin, présentent presque toujours une texture de recuit et une minéralogie de schiste tacheté ou de cornéenne : blastes d'andalousite et/ou paquets flexueux de sillimanite (fibrolite et petits prismes), paillettes de biotite brune et plages dentelliformes de muscovite. Ces faciès tachetés ou cornéifiés sont localisés à proximité des intrusions granodioritiques *s.l.* de Roussay et de Trémentines. Plus généralement les quartzites micacés et les métapélites présentent une texture schisteuse (S_1) soulignée par la disposition planaire de biotite, muscovite, amas de sillimanite, pœcloblastes d'andalousite et parfois feldspath potassique (orthose perthitique) ; tardivement de plus grandes plages de muscovite hystérogène se surimposent à la schistosité S_1 . Ces recristallisations syn- et tardi-schisteuses de haute température et basse pression s'inscrivent dans les auréoles de métamorphisme de contact des massifs de granodiorite *s.l.* de Roussay et de Trémentines (intrusions syntectoniques).

Les quartzites, métapélites et métaconglomérats dérivent d'une série sédimentaire détritique terrigène composée principalement de grès siliceux bien stratifiés admettant quelques intercalations de siltstones quartzomiacés ou argileux et de conglomérat quartzeux. La puissance de cette série est estimée à environ 250 m.

$\Sigma_{\kappa-s}^{\phi 1}$. **Métarhyolites.** Les quartzites de base sont recouverts par un horizon puissant (environ 300 m) de métavolcanites à composition principalement

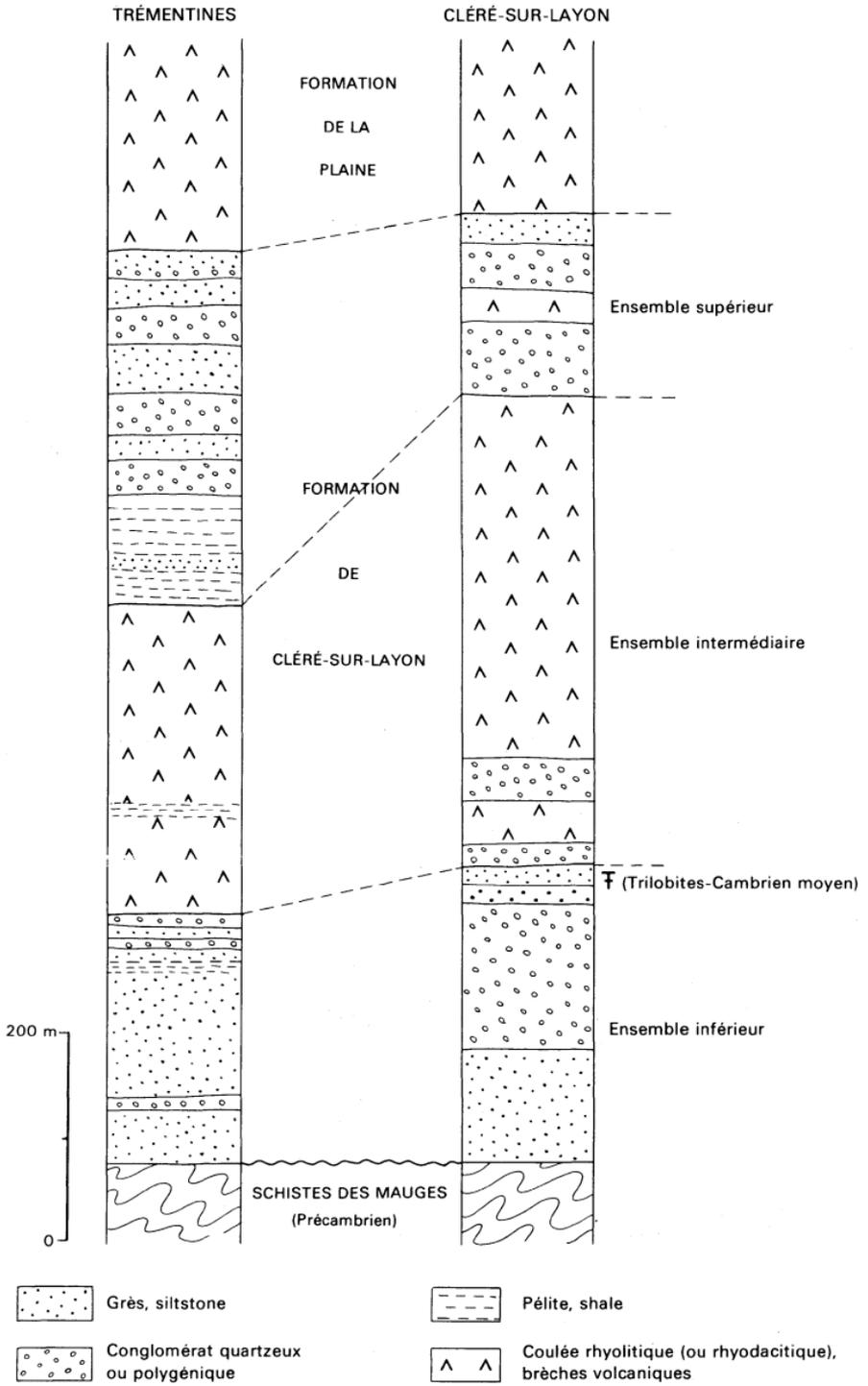


Fig. 2 - Corrélation lithostratigraphique des dépôts paléozoïques du Choletais

rhyolitique. Ce sont des roches résistantes à l'érosion, tenaces à la cassure pour les faciès massifs ou cornéifiés, à débit en plaquettes ou en dalles pour les faciès dominants rubanés et schistosés. Leur couleur est souvent sombre, gris-noir ou brun rosé, plus rarement claire, blanchâtre ou beige.

Il s'agit essentiellement de métarhyolites souvent rubanées à l'échelle du mm ou du cm, microgrenues porphyriques. Les phénocristaux sont le plagioclase (albite-oligoclase), le quartz et plus rarement le feldspath potassique recristallisé en microcline quadrillé. Le fond microgrenu recristallisé est composé de quartz et plagioclase engrenés et de biotite brun-vert sombre dont les petites tablettes soulignent la schistosité de flux S_1 . Zircon, apatite et magnétite sont accessoires. Localement, la composition évolue vers celle de métadacite à phénocristaux d'andésine et quartz noyés dans un fond microgrenu à biotite brun-vert sombre, hornblende verte, quartz, plagioclase et amas de cryptozoïsité.

Une lentille de roche plus basique affleure à la Blouère (Nord de La Romagne) : il s'agit d'une métabasite porphyroclastique à gros clastes de plagioclase altéré et d'actinote qui épigénise d'anciens phénocristaux (hornblende ou clinopyroxène) ; le fond schistosé (S_1) est composé de petits prismes d'actinote, de plagioclase néoformé (albite ou oligoclase), de cryptozoïsité et de magnétite.

k-s S^1 . **Métapélites cornéifiées.** Entre St-Léger-sous-Cholet et Trémentines, un horizon peu puissant (50 à 100 m) de métapélites alumineuses recouvre les métarhyolites. Ce sont des schistes micacés sombres à trame schisteuse (schistosité S_1) qui est estompée par une fine texture de recuit associée au développement de taches blanchâtres ou grises. Ces schistes tachetés et cornéifiés sont bien exposés en bordure de la voie ferrée Cholet-gare de Trémentines au niveau de la Grande Vernière. Parfois ils présentent un rubanement millimétrique régulier qui fait alterner des lits clairs plus quartzeux et des lits sombres riches en biotite plus ou moins chloritisée ; recoupé par la schistosité de flux, ce rubanement représente un fin litage sédimentaire de type lamines planes.

En lames minces ces roches présentent les mêmes caractères structuraux et des compositions minéralogiques identiques aux quartzites micacés et métapélites intercalées dans les quartzites de base de la Formation de Cléré-sur-Layon (cf. *supra*). Cependant les associations minéralogiques varient d'un échantillon à l'autre ; en dehors de la trame schisteuse commune composée de biotite + muscovite + quartz + plagioclase, la nature du ou des silicates de métamorphisme différencie les divers faciès : faciès à andalousite, faciès à andalousite et sillimanite, faciès à cordiérite pinitisée. Les recristallisations métamorphiques sont dans ce cas également rapportées à l'intrusion syntectonique du massif de Trémentines (monzodiorite et monzonite quartziques).

k-s cg . **Métaconglomérat quartzeux prépondérant (quartzites peu représentés).** La partie sommitale de la Formation de Cléré-sur-Layon est représentée par une puissante barre (environ 250 m) de métaconglomérat quartzeux blanc qui admet plusieurs intercalations de quartzite blanc ou rose. Les métaconglomérats stratifiés en bancs épais de 0,20 à 1 m affleurent bien autour de Parchambault et dans une ancienne petite carrière près de la

Gadellerie (Ouest et Sud-Ouest de Trémentines). Les quartzites stratifiés en bancs épais de 0,30 à 0,50 m, à lamines planes ou entrecroisées épaisses de quelques mm à 1 cm, peuvent être observés au Vieux Château et à l'Eru-dièrre à l'Ouest de Trémentines. Au Moulin de Picosson situé en bordure de l'Èvre à Trémentines, le contact légèrement tectonisé entre la granodiorite et les quartzites-métaconglomérats est bien observable.

Les métaconglomérats sont composés de galets de quartz souvent jointifs, aplatis dans le plan de schistosité S_1 . Localement, les galets sont nettement étirés et déterminent alors une belle linéation d'allongement (20° au N 110-N 120°) portée par les surfaces S_1 . Parallèlement à la schistosité les sutures des galets sont très indentées ; cette surface est par ailleurs soulignée par quelques traînées fines et paillettes de muscovite. La taille des galets varie le plus souvent de 0,4 à 5 cm. La matrice gréseuse quartzitique ou quartzo-phylliteuse parfois enrichie en zircon, sphène et oligiste, est généralement peu abondante.

$\Sigma_{K-S} \phi^{1-3}$: **Métarhyolites, méta-ignimbrites et métadacites.** Le cœur du synclinal du Choletais est formé par une grande masse de roches d'origine volcanique et de composition surtout rhyolitique, rapportées à la Formation de la Plaine. A l'intérieur de cette masse aucun horizon repère n'a pu être cartographié ; seuls quelques niveaux plus basiques. (*tfa : tufs et volcano-sédimentaire andésitiques à basaltiques*) sont représentés lorsque leur puissance est supérieure à une vingtaine de mètres ; cependant des horizons de métabasite moins puissants (1 à 10 m) existent par ailleurs.

Les métarhyolites et les faciès associés sont rarement massifs et homogènes ; ils sont pratiquement toujours lités et schistosés. La fluidalité primaire est soulignée par un rubanement centimétrique qui est déterminé par de faibles variations de la composition minéralogique d'un ruban à l'autre ou par l'alignement de phénocristaux ou de vacuoles. Ce litage est généralement déformé par des plis décimétriques ouverts ou plus rarement serrés en chevrons, qui admettent une schistosité de flux de plan axial. Les plis sont particulièrement bien développés sur la bordure nord du cisaillement de Cholet, entre La Séguinière et Toutlemonde, mais ils existent également dans l'ensemble de la masse des métavolcanites.

Sur le terrain plusieurs types de paléovolcanites peuvent être distingués. Nous retiendrons les distinctions de faciès introduites par Santallier (1964) et Boyer (1974) : rhyolites massives sombres ou noires, rhyolites claires souvent porphyriques et litées, ignimbrites rhyolitiques, coulées dacitiques porphyriques grises. Dans plusieurs secteurs (bordure nord du cisaillement de Cholet, secteur les Poteries—Nuaille—le Pontreau) l'intensité plus forte des recristallisations métamorphiques et de la schistosité de flux confère aux métarhyolites un aspect de « leptynite » plus grenue (feuille Cholet à 1/80 000 2^e édition, Mathieu, 1959 ; Santallier, 1964).

En lames minces les métarhyolites et méta-ignimbrites rhyolitiques présentent des compositions minéralogiques et des textures assez monotones. Ce sont des roches finement porphyriques à petits phénocristaux (1 à 4 mm) de quartz corrodé, de plagioclase (albite et/ou oligoclase) trapu en tablettes automorphes, plus rarement de microcline et d'anorthose. Les phénocris-

taux sont fréquemment moulés par la schistosité de flux, tournés, fracturés et ressoudés par du quartz qui recrystallise aussi en ombres de pression. Le fond microgrenu, granoblastique en pavés ou plus généralement granolépido-blastique, est un assemblage imbriqué de quartz, albite \pm microcline, ponctué de petites paillettes orientées de biotite vert-brun sombre. Zircon et magnétite sont les minéraux accessoires toujours présents ; le grenat apparaît rarement sous forme de petits blastes.

Certains faciès renferment un peu d'amphibole en petits prismes orientés suivant la schistosité, il s'agit de ferro-pargasite ou d'hastingsite de teinte verte à bleu-vert. Dans les métadacites les proportions de phénocristaux de plagioclase et d'amphibole (ferro-pargasite ou hastingsite) néoformée deviennent prépondérantes ; de la chlorite tardive épigénise partiellement biotite et amphibole vertes, sphène et pistachite y apparaissent.

Les **horizons tuffacés andésitiques ou basaltiques** ($tf\alpha$) sont bien exposés dans la région de Toutlemonde et dans l'ancienne carrière de la Godinière près de la Blanchisserie (sortie ouest de Cholet). Ils forment des bancs épais de 0,10 à 1 m, finement rubanés, interstratifiés avec les métarhyolites et métadacites. Deux faciès existent, l'un très fin (grain 0,10 mm) à amphibole vert sombre (ferro-pargasite ou hastingsite) et biotite brun-vert, l'autre granonématoblastique et porphyroclastique à gros phénoclastes (1 à 2 mm) d'amphibole verte emballés dans un fond schisteux composé de plagioclase, quartz, amphibole verte, sphène et biotite. En dehors de ces metabasites d'origine tuffacée probable, signalons la présence occasionnelle de métagabbros amphibolitisés (ancienne carrière de la Godinière).

δ^{11} . **Amphibolites : métagabbro, métadolérite.** Plusieurs lentilles d'amphibolite à plagioclase sont enclavées dans la bande de métamicrogranite de Cholet. Les deux types de roches sont mylonitisées dans le couloir de cisaillement de Cholet. Les amphibolites correspondent à d'anciens petits stocks et filons de gabbro et dolérite mis en place dans le microgranite de Thouars. Dans les régions de Massais et Argenton-Château (feuille Vihiers) on démontre que les gabbros, les dolérites et le microgranite se sont mis en place en même temps à la limite Ordovicien-Silurien (Le Métour et Bernard-Griffiths, 1979).

Deux faciès peuvent coexister à l'affleurement : des amphibolites à grain très fin et de teinte sombre verdâtre à noire, et des amphibolites grenues vertes, plus claires, qui prennent l'aspect de gabbro flasérisé. La composition minéralogique des deux faciès est identique : hornblende verte dominante, plagioclase séricitisé, biotite et quartz subordonnés, ilménite épigénisée par des grappes de sphène-leucoxène, et magnétite altérée. Cette association minérale témoigne d'un métamorphisme de faciès amphibolite contemporain de la déformation mylonitique du cisaillement dextre de Cholet.

$\Sigma_{\mu} \gamma^{0-1}$. **Métamicrogranite alcalin (apophyses du massif de Thouars).** Il affleure dans deux régions de la feuille Cholet :

— au Nord depuis Les Gardes jusqu'à l'Ouest de Trémentines où il constitue plusieurs massifs intrusifs dans les sédiments et volcanites de la Formation de Cléré-sur-Layon, et recoupés par les granodiorites de Trémentines et de Vezins et par le granite leucocrate de la Limière ;

— au centre depuis La Séguinière jusqu'au Sud-Est de Toutlemonde, où il caractérise le couloir de cisaillement dextre de Cholet par ses structures mylonitiques qui lui confèrent un aspect de « leptynite ».

A l'échelle régionale il constitue des apophyses ou digitations vers le Nord-Ouest du massif de microgranite alcalin de Thouars dont la mise en place est datée à 434 ± 7 Ma, soit vers la limite Ordovicien—Silurien (Le Métour et Bernard-Griffiths, 1979).

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

En lames minces la texture mylonitique est marquée par l'obliquité des plans de cisaillement et de schistosité S_1 (biotite verte orientée), et par la présence de nombreux phénoclastes millimétriques (oligoclase, orthose, perthitique, microcline et quartz) à ombres de pression dissymétriques. Le fond de la roche est recuit, souvent entièrement recristallisé en un assemblage finement granoblastique de pavés de quartz, oligoclase/albite, orthose et microcline ; de la chlorite verte épigénise partiellement la biotite. Ilménite gainée de leucoxène, et magnétite peuvent représenter 2 à 5 % de la roche. Zircon et apatite sont accessoires, parfois accompagnés d'allanite. Enfin le mica blanc est rarement présent en très faible proportion.

Au Nord, recristallisation métamorphique et déformation pénétrative affectent à des degrés divers le microgranite leucocrate de teinte rose ou blanchâtre. D'un affleurement à l'autre on passe d'un microgranite équant à texture micropegmatitique (carrière des Gardes), à un orthogneiss leucocrate à schistosité de flux S_1 soulignée par la biotite verte (Château de la Giraudière, l'Ogerie).

Par rapport aux orthogneiss du cisaillement de Cholet, ceux-ci ne présentent pas de structure mylonitique franche ; néanmoins l'association minérale néoformée est identique : biotite verte, quartz, oligoclase/albite, microcline et orthose perthitique, + mica blanc et chlorite ; elle est synchrone à tardive par rapport au développement de la schistosité S_1 et s'inscrit dans les auréoles de métamorphisme de contact des massifs de Trémentines et de Vezins.

Caractères géochimiques du magmatisme du Choletais

Une étude préliminaire menée lors du lever de la carte (Le Métour et Bernard-Griffiths, 1979) tendait à montrer le comagmatisme des métarhyolites

et des microgranites et la contemporanéité des magmatismes acide et basique. Elle indiquait, à partir des seuls éléments majeurs, pour les roches basiques un caractère de tholéiites continentales et pour les roches acides une tendance alcaline marquée. Elle suggérait donc, pour la mise en place de ce magmatisme, d'âge cambro-ordovicien, un contexte en distension, intra-continental.

Une étude récente (Thiéblemont *et al.*, 1987) permet de confirmer ces résultats, à partir des éléments traces, tout en mettant en évidence des phénomènes d'interaction et de contamination entre magmas acides et basiques. Les résultats essentiels, illustrés par le diagramme Hf-Th-Ta (fig. 3) sont les suivants :

- *les magmas basiques* sont rapportés à deux lignées distinctes : l'une, principale, s'enracine dans le champ des MORB de type N, l'autre, subordonnée, s'enracine dans le domaine des basaltes alcalins ; toutes deux aboutissent aux microgranites ; ces deux lignées sont conformes à un processus de contamination des magmas basiques par les microgranites. Ces résultats suggèrent que les roches basiques du Choletais dérivent de deux sources mantelliques distinctes ;
- *les roches acides* (microgranites et métarhyolites) présentent des caractères géochimiques hétérogènes qui s'accordent bien avec la valeur élevée (0,709) du rapport initial Sr87/Sr86, déterminé auparavant (Le Métour et Bernard-Griffiths, 1979), pour suggérer une origine par fusion crustale. Leur situation en domaine orogénique dans le diagramme Hf-Th-Ta n'a pas de signification géodynamique.

Cette étude met donc en évidence, pour la série bimodale du Choletais, les caractères des sources mantelliques impliquées dans la genèse des magmas basiques et le phénomène de contamination de ces magmas par des magmas acides d'origine anatectique. Le contexte probable de mise en place de cette association est un domaine continental en cours de distension au Cambro-Ordovicien.

ROCHES PLUTONIQUES ACIDES ET BASIQUES

La terminaison septentrionale du massif de granodiorite et monzogranite de Moulins—Les Aubiers—Gourgé

Dans le quart sud-est de la feuille Cholet, trois générations de granitoïdes de compositions sensiblement différentes constituent la terminaison septentrionale du grand massif de Moulins—Les Aubiers—Gourgé, ainsi dénommé par Dhoste (1980). Sur la feuille, affleurent, à l'extrémité nord-ouest de cet imposant massif, autour de Maulévrier et St-Pierre-des-Échaubrognes, puis vers le Nord-Ouest, un ensemble d'apophyses ou petits massifs circonscrits ainsi dénommés : massifs de Verdon, Ribou, Mazières-en-Mauges, la Roche du Ribalet, la Touche Hervé, et Cholet. Tous ces massifs sont intrusifs dans les gneiss et anatexites de La Tessouale ; en outre, le massif de granodiorite de Mazières-en-Mauges semble bien recouper l'apophyse du microgranite de Thouars dans le secteur la Basse Papinière—

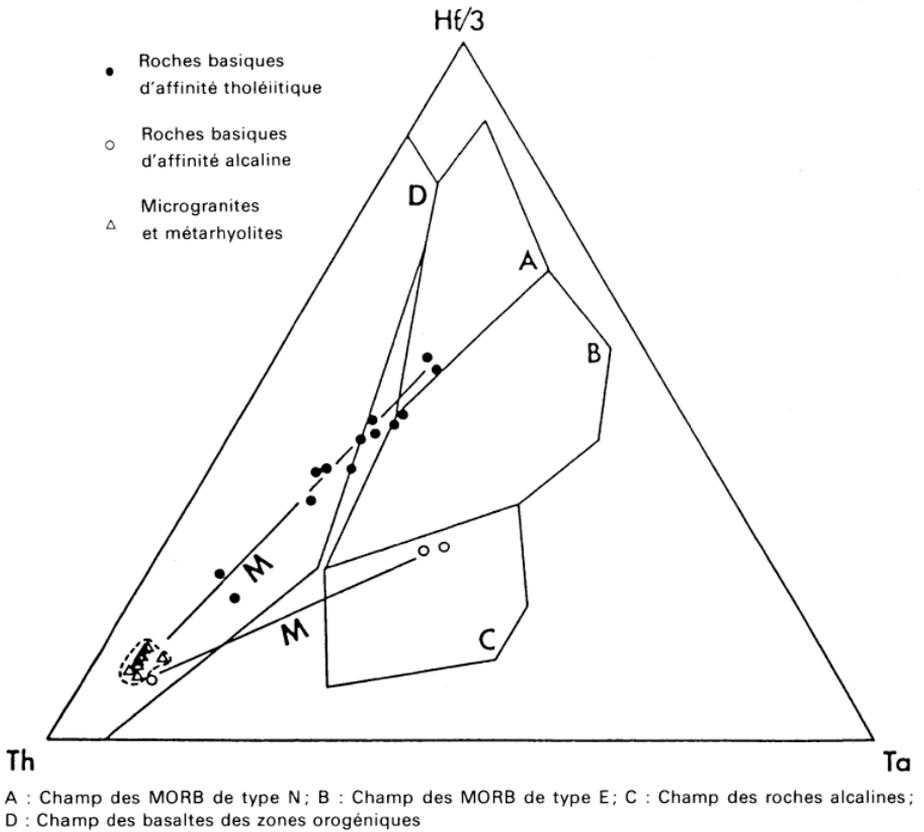


Fig. 3 - Distribution de quelques roches du Choletais dans le diagramme Hf-Th-Ta, d'après Thiéblemont *et al.*, 1979

la Durbellière. La mise en place du microgranite de Thouars étant datée à 434 ± 7 Ma (limite Ordovicien-Silurien; Le Métour et Bernard-Griffiths, 1979), le massif de Mazières-en-Mauges (granodiorites $\rho\gamma^4$ et γ^4) et ses équivalents de Maulévrier, Verdon et Cholet notamment, doivent être rapportés à des intrusions hercyniennes. Sur la base d'observations de terrain la chronologie relative des intrusions, des plus anciennes aux plus récentes, s'établit ainsi : granodiorite de gros grain (γ^4) ou porphyrique ($\rho\gamma^4$); monzogranite (γ^{3M}); leuco-monzogranite (γ^{2M}).

γ^4 . **Granodiorite de gros grain à biotite (+ clinopyroxène, + hornblende); $\rho\gamma^4$. Faciès porphyrique.** Dans l'ensemble des massifs, la granodiorite se présente à l'affleurement le plus souvent sous forme de bou-

les résistantes (appelées *chirons*) de diamètre moyen variant entre 0,50 m et environ 2 m. Elles s'observent soit isolées à la surface des champs, soit enchâssées dans l'arène sablo-argileuse friable sur les flancs des vallées les plus encaissées (vallées de la Moine et du Trézon). A la cassure, la roche non altérée est gris bleuté plus ou moins sombre.

Le faciès le plus fréquent est une granodiorite isogranulaire (grain de 3 à 5 mm) mésocrate à feldspaths blancs automorphes à section rectangulaire, à biotite noire en tablettes disséminées ou regroupées en paquets qui forment un réseau de cloisons, et à quartz translucide xénomorphe ou parfois arrondi. En outre, il n'est pas rare d'observer à l'œil nu quelques prismes d'amphibole ou même de pyroxène verdâtre.

Localement, la granodiorite présente un faciès porphyrique à nombreux phénocristaux d'orthose à sections rectangulaires de dimensions fréquentes 2 cm x 1 cm, ou exceptionnelles 7 cm x 3 cm (rive droite de la Moine, près de la Vieillère). La roche est plus leucocrate que la précédente, moins riche en biotite (hornblende et clinopyroxène) de plus petite taille. Elle contient aussi des phénocristaux de plagioclase plus trapus, longs de 1 cm en moyenne.

Au microscope, les deux faciès de granodiorite présentent une minéralogie assez constante. Le plagioclase domine fréquemment, en individus trapus automorphes, zonés (andésine-oligoclase) ou homogène (oligoclase) et parfois pœcilitiques à inclusions en zone de biotite, zircon et quartz. La biotite est toujours abondante, en belles tablettes regroupées ou disséminées, de teinte foncée brun-rouge, et souvent riche en inclusions d'apatite et de zircon. L'orthose peut être accessoire ou même absente dans quelques échantillons, en général elle représente 10 à 20 % de la roche en moyenne. Il s'agit d'orthose automorphe plutôt allongée, souvent zonée et toujours perthitique, et pœcilitique à inclusions de hornblende, biotite et plagioclase ; le quadrillage du microcline apparaît parfois. Les bourgeons myrmékites se développent au contact des cristaux d'orthose de plus petite taille. Le quartz est toujours présent, sous forme de petites plages xénomorphes. La hornblende verte est souvent présente sous forme de petits cristaux trapus. Le clinopyroxène (diopside-salite) peut apparaître seul en plus de la biotite, ou accompagné de hornblende ; il forme des prismes homogènes ou maclés, parfois pœcilitiques à inclusions de biotite. Les minéraux accessoires suivants sont pratiquement ubiquistes : apatite aciculaire, allanite (0,7 à 0,8 mm), zircon (0,1 à 0,5 mm), pyrite, magnétite et ilménite ; sphère et pistachite sont parfois présents. La composition minéralogique la plus fréquente est celle d'une granodiorite ; plus rarement, il s'agit de tonalite ou de diorite quartzique.

Les deux faciès de granodiorite contiennent assez fréquemment deux types d'enclaves : des enclaves magmatiques sombres grenues ou microgrenues de composition gabbroïque, dioritique ou tonalitique, auxquelles on rattacherait les plus rares enclaves de roches ultrabasiques, et des enclaves métamorphiques de migmatites et gneiss plagioclasiques identiques à l'encaissant des intrusions.

Les enclaves magmatiques sont les plus fréquentes ; leurs dimensions sont très variables, allant de 4 ou 10 cm pour les boules ovoïdes, à plus de

10 m pour les corps allongés à contours irréguliers et sinueux. Les boules ovoïdes sont zonées, composées d'un noyau de microgabbro ou de gabbro amphibolitisé (plagioclase An 45-70, diopside, hornblende verte \pm biotite \pm quartz \pm sphène \pm pyrite et ilménite), entouré par une première auréole réactionnelle composée d'amphibole presque incolore, et par une seconde, externe, de biotite. L'épaisseur de chaque auréole n'excède pas 2 mm. De rares boules ovoïdes à noyau de péridotite ont été découvertes lors du lever de la feuille Cholet, à la faveur des fouilles effectuées lors de la construction du barrage du Verdon sur la Moine. Bien que de plus petite taille (2 à 4 cm) que celles provenant de la carrière de la Sévrie près des Cerqueux-de-Maulévrier (feuille Vihiers) et décrites par Dhoste (1967, 1980), celles de Verdon présentent la même structure zonée et la même composition :

- noyau de lherzolite partiellement recristallisée, composée de : olivine \pm enstatite \pm clinopyroxène \pm cummingtonite \pm talc \pm magnétite (lherzolite à spinelle primaire) ;
- auréole interne composée de serpentine + magnétite \pm talc ;
- auréole intermédiaire composée de fibres de cummingtonite en disposition radiale \pm rutile ;
- auréole externe composée de tablettes de biotite brune en disposition concentrique + plagioclase \pm quartz.

Les enclaves de plus grande taille ont des compositions de diorite quartzique et de tonalite, à biotite seule, ou à biotite + hornblende verte + clinopyroxène.

● **Sur la bordure sud-ouest des massifs de Maulévrier et de Verdon**, entre l'Oumoï et le barrage de Verdon, la granodiorite grenue de gros grain (4 à 7 mm) est souvent rubanée ; elle présente une alternance assez régulière à l'échelle pluricentimétrique de bandes claires riches en tablettes sub-jointives de plagioclase et feldspath potassique, et de bandes sombres enrichies en biotite. Tous ces minéraux déterminent une forte orientation planaire de la roche, parallèle au rubanement. *L'observation des lames minces* permet de préciser la composition des différentes bandes :

- bandes claires : plagioclase dominant + feldspath potassique + quartz + biotite ; feldspath potassique dominant + plagioclase + quartz + biotite ;
- bandes sombres : biotite + plagioclase dominants \pm quartz \pm feldspath potassique.

Ce rubanement correspond à un litage magmatique de type cumulatif, caractéristique d'un plancher ou d'une bordure latérale de massif plutonique. En outre, une déformation cisailante post-solidus (protomylonite) se surimpose au litage magmatique : quartz en ruban ou en amande, paquets de biotite étirés ou déchiquetés partiellement recristallisés en petits cristaux effilochés, clastes de clinopyroxène étirés et recristallisés en actinote, feldspaths partiellement granulés et recristallisés. La roche présente alors l'aspect d'un orthogneiss de granodiorite (protomylonite) à schistosité mylonitique orientée N 130°, fortement pentée (45 à 65° NE) entre Maulévrier, la La, la Grande Moinie et le barrage de Ribou, puis progressivement moins pentée (30° NE) jusqu'au niveau de l'alignement l'Oumoï—Aville—la Gestière—Verdon—le Bois Neuf. La déformation cisailante affecte également les migmatites, notamment le long du contact sud-ouest avec la

granodiorite ; ici migmatites et granodiorites cisailées alternent sous forme d'écaillés tectoniques imbriquées pentées de 30° NE environ.

L'ensemble de ces structures détermine l'écaillage ductile du Verdon qui fait chevaucher de l'Est vers l'Ouest (linéations d'étirement subhorizontales orientées N90°) les massifs de granodiorite de Maulévrier, Verdon, et Ribou, sur les migmatites. Ce chevauchement du Verdon, à composante horizontale senestre, est tardif par rapport à l'anatexie du bâti gneissique de La Tessouale et par rapport à la consolidation des massifs de granodiorite intrusifs dans les migmatites. De plus, le chevauchement du Verdon est clairement antérieur aux intrusions de monzogranite γ^{3M} et de leuco-monzogranite γ^{2M} qui recoupent migmatites et granodiorites préalablement cisailées, sans être affectées par la déformation cisailante tangentielle.

● **Dans le couloir de cisaillement dextre de Cholet**, la granodiorite des massifs de Cholet et de Mazières-en-Mauge présente une structure protomylonitique à mylonitique souvent caractérisée par l'association de plans subverticaux de cisaillement (plans C rectilignes) et de schistosité (plans S sigmoïdes, obliques de 10° à 40° environ sur les précédents). La déformation cisailante est soulignée par des recristallisations de quartz en mosaïque ou en ruban, de biotite qui marque la schistosité mylonitique, et accessoirement de plagioclase, feldspath potassique, actinote et hornblende aux dépens du clinopyroxène et de la hornblende primaires.

γ^{3M} . **Monzogranite de grain moyen à fin, à biotite.** Le monzogranite se présente à l'affleurement moins souvent sous forme de boules que la granodiorite. Il forme des chicots plus massifs ou de rares fronts de taille homogènes (par exemple au Moulin Moreau, 2 km à l'Ouest de St-Pierre-des-Echaubrognes). Il se caractérise aussi par la présence quasi systématique de quartz globuleux ambré ou grisâtre qui forme des petites billes bien visibles à l'œil nu. Cet habitus du quartz est particulièrement exprimé dans les faciès de monzogranite fin ou microgrenu porphyrique (aspect de microgranite) qui constituent les larges bordures figées des plus petits massifs de monzogranite (la Touche Hervé, la Guinchellière, les Valotières) et des filons qui recoupent les gneiss et anatexites et les granodiorites.

Le faciès commun est une roche gris clair ou légèrement rosée sur affleurement frais, plus généralement altérée et colorée dans les beiges. La taille du grain varie d'un affleurement à l'autre (microgrenu, grenu à grain fin ou moyen) ; en moyenne, sa granulométrie varie de 2 à 5 mm pour les faciès isogranulaires, pour atteindre 3 à 10 mm pour les faciès monzogranitiques grenus à tendance porphyrique. Les enclaves gneissiques ou migmatitiques (encaissant) et surmicacées sont de petite taille (1 cm à 10 cm) et assez rares.

En lames minces, le monzogranite commun présente une texture grenue hétérogranulaire, parfois à tendance porphyrique. Le plagioclase est automorphe trapu (1 à 3 mm) et zoné (andésine à oligoclase), il se présente rarement en phénocristaux (7 à 8 mm) à cœur damouritisé. Orthose et microcline perthitiques sont subautomorphes ou xénomorphes pour les plus petits cristaux (1 à 2 mm) qui présentent des bourgeons myrmékittiques. L'orthose se présente aussi en phénocristaux (7 à 10 mm) zonés et très pœcilitiques qui incluent des petits cristaux de plagioclase, biotite et apatite. Le

quartz est souvent globuleux et forme de petites billes de diamètre constant (2 à 3 mm) ; il se présente aussi en plages xénomorphes. La biotite est toujours présente sous forme de petites tablettes (1 à 3 mm) automorphes ou effilochées ; le plus souvent elle est de teinte brun foncé à verdâtre, plus rarement brun-rouge. Elle contient des inclusions de zircon et d'apatite, et peut être destabilisée en chlorite verte. Occasionnellement de la muscovite hystérogène est présente. Les minéraux accessoires sont l'apatite en grains et prismes trapus, le zircon de petite taille, et l'ilménite.

γ^{2M} . **Leuco-monzogranite à biotite et muscovite (tendance aplitique)**. Il constitue de petits pointements intrusifs qui recoupent les gneiss et anatexites, les granodiorites (γ^4) et les monzogranites (γ^{3M}). La roche est finement grenue et isogranulaire, de teinte blanc rosé à beige clair. Elle est riche en quartz, feldspaths et muscovite, et généralement pauvre en biotite plus ou moins chloritisée. Des faciès hydrothermalisés, blanchis et enrichis en tourmaline, affleurent à l'Ouest de la Guichardière sur la rive droite de la Moine. Au Nord de la Touche Richard, le leuco-monzogranite déformé présente une structure protomylonitique.

En lames minces, il présente une texture isogranulaire fine (1 à 3 mm). La composition minéralogique est homogène. Le feldspath potassique (orthose et microcline) est généralement plus abondant que le plagioclase, les deux types de feldspaths étant subautomorphes à automorphes. Le plagioclase est peu zoné (oligoclase-albite) et souvent séricitisé. Le quartz est souvent subautomorphe globuleux ou finement granoblastique. La muscovite est abondante et présente deux habitus : des tablettes automorphes primaires et des plages pœciblastiques hystérogènes. Occasionnellement l'andalousite, seule ou accompagnée de grenat automorphe, est présente. L'andalousite est en partie destabilisée au profit de muscovite hystérogène + quartz. Le grenat, rose sur échantillon, peut également être présent non accompagné d'andalousite. Le zircon est accessoire, inclus dans la biotite.

Le massif de Roussay, St-André-de-la-Marche, St-Christophe-du-Bois

η^4 . **Granodiorite et monzodiorite quartzique à biotite et hornblende**. Ce massif couvre, dans la partie ouest de la feuille Cholet, les lobes de St-André-de-la-Marche et de St-Christophe-du-Bois et la bande de Roussay qui se prolonge vers l'Ouest sur la feuille Clisson (Forestier *et al.*, 1982). Au Nord, il est intrusif dans les micaschistes des Mauges et dans les métarhyolites paléozoïques de La Séguinière ; au Sud, il recoupe clairement les gneiss et migmatites de La Tessouale ; la partie centrale du massif intrusif étant formée d'une vaste enclave de terrains paléozoïques affectés par le métamorphisme de contact lié à celui-ci. Les bordures de la bande de Roussay sont formées de mylonites et d'ultramylonites polyphasées, développées au cours de plusieurs phases de cisaillement ductile dont la dernière est de type écaillage vers le Nord. La principale bande de cisaillement, qui traverse le massif et son enclave centrale, est de direction E-W et appartient au cisaillement dextre de Cholet entre La Séguinière et le secteur le Bignon-la Morlière à l'Est de La Romagne. Une autre bande de cisaillement ductile, de direction NNW-SSE, traverse le lobe de St-André-de-la-Marche. Enfin, les failles conjuguées de directions N 150° (dominante) et N 30° (accessoire),

qui recourent le massif, y développent des cataclasites bien observables dans le lobe de St-Christophe-du-Bois (vallée du ruisseau de la Copechanière). Ainsi, sur l'ensemble du massif, les différents faciès de « granodiorite » prennent-ils généralement l'aspect de mylonite-ultramylonite ou de cataclasite.

A l'affleurement, il s'agit le plus souvent d'une granodiorite grise, verdâtre ou rosée, isogranulaire grenue ou à tendance porphyrique. Les enclaves basiques grenues de type monzodiorite à hornblende et biotite sont plutôt rares et se présentent sous forme de boules (à Beau Rivage près de la Gouberte). Des filons de microdiorite quartzique à texture porphyrique recourent la granodiorite dans la tranchée de la route nationale Nantes-Cholet près de la Ratonnière.

En lames minces, la composition minéralogique de la roche évolue depuis des monzodiorites quartziques, plutôt rares, jusqu'à des granodiorites nettement dominantes. Le plagioclase automorphe et peu zoné (andésine-oligoclase) est souvent altéré. Le quartz xénomorphe est déformé et recristallisé en sous-grains engrenés, voire en lanières dans les mylonites et ultramylonites. L'orthose perthitique apparaît sous forme de gros cristaux (0,5 à 2 cm) automorphes dans les granodiorites et monzodiorites quartziques, xénomorphes et fréquemment pœciliblastiques dans les enclaves de monzodiorite. La biotite, primaire, de teinte brun-jaune ou verdâtre, est souvent déchiquetée et partiellement recristallisée en chlorite verte dans les plans de schistosité mylonitique. La hornblende verte, également primaire, est subordonnée mais pratiquement ubiquiste ; dans les faciès mylonitiques, elle recristallise partiellement en chlorite verte ou en actinote. Quelques reliques de clinopyroxène incolore (\pm ouralitisé) persistent dans les monzodiorites quartziques et dans les enclaves de monzodiorite. Dans l'ensemble des faciès, les minéraux accessoires sont le sphène, l'apatite, le zircon, la magnétite et l'ilménite (rare) ; de la calcite secondaire apparaît dans certaines fractures tardives.

Le massif de Clisson, Mortagne, Le Puy-St-Bonnet

Le quart sud-ouest de la feuille Cholet est couvert par un ensemble de granitoïdes qui appartiennent au vaste massif de Mortagne-sur-Sèvre. Les petits massifs granitiques du Puy-St-Bonnet au Sud-Est et de Montfaucon au Nord-Ouest (feuille Clisson) appartiennent très probablement au pluton granitique de Mortagne-sur-Sèvre. Cinq faciès de granite, identifiables sur le terrain, ont été cartographiés.

$\rho\gamma^2$. **Leuco-monzogranite de gros grain, porphyrique à biotite \pm muscovite.** Il constitue le faciès principal du massif. Il s'agit d'un granite clair, blanchâtre ou rosé, à gros grain (0,5 à 1 cm) et porphyrique à mégacristaux de feldspath potassique longs de 2 à 5 cm.

En lames minces, le type moyen présente une texture largement grenue et porphyrique. Les grands cristaux automorphes de feldspath potassique perthitique (orthose et microcline) sont pratiquement ubiquistes ; ils sont pœcilitiques, riches en petites inclusions de plagioclase et de biotite. Le pla-

gioclase forme des prismes trapus automorphes, peu zonés (oligoclase) et toujours séricitisés. Le quartz est abondant et se présente en plages xénomorphes polycristallines. La biotite est très pléochroïque dans les bruns et présente des contours rarement rectilignes ; elle est fréquemment chloritisée. La muscovite primaire est abondante et souvent associée à la biotite ; elle forme des tablettes aux contours finement dentelés qui peuvent inclure des reliques de sillimanite. La muscovite secondaire deutérique se développe sur les cristaux de plagioclase, sous forme de petites paillettes ou de plages xénomorphes. Les minéraux accessoires sont relativement abondants : apatite en grains (0,1 à 0,6 mm), zircon de petite taille (0,1 mm) inclus dans la biotite ou parfois en agglomérats de cristaux.

Les principaux indices et gisements d'uranium connus (l'Anjouerie, Le Retail, la Grande Bonnière, Poitou-la Gabrielle) sont portés par des faciès mylonitiques du leuco-monzogranite et localisés à la périphérie du massif de Mortagne-sur-Sèvre, le gisement de l'Anjouerie débordant au sein des gneiss mylonitiques de l'Ergulière.

γ_2^2 . **Leuco-monzogranite de grain fin à sillimanite.** Ce faciès de granite à grain fin riche en biotite, couvre une bande étroite (1 km) et allongée de 3,5 km en direction NE-SW située immédiatement à l'Ouest du Longeron. Deux pointements de ce faciès sont connus plus au Nord, à Puyravault et à la Basse Barbière. Il correspond sans doute aux « granites migmatitiques » et « granites orientés, à biotite dominante » décrits par Gerstner *et al.*, (1962) et par Renard (1969). Ce faciès de grain fin, riche en biotite est mieux connu dans la partie sud du massif de Mortagne-sur-Sèvre (Guineberteau, 1986) ; cet auteur publie une isochrone (méthode rubidium-strontium sur 10 roches totales ; datation de Peucat, 1984) à 313 ± 15 Ma avec un rapport isotopique initial du strontium de $0,7124 \pm 0,0017$, l'âge obtenu correspondrait à la mise en place de l'ensemble du massif de Mortagne-sur-Sèvre (Guineberteau, 1986).

A l'affleurement il s'agit d'un granite blanchâtre ou beige clair, à grain généralement fin mais hétérogène (1 à 6 mm), ponctué de rares mégacristaux de feldspath potassique rose (1 à 2 cm). Par rapport aux autres faciès du massif, celui-ci s'individualise par sa richesse relative en biotite et par la présence de plagioclases trapus et parfois de quartz globuleux (pointement de Puyravault).

En lames minces, ce faciès présente une texture grenue hétérogranulaire et une composition minéralogique de leuco-monzogranite. Le plagioclase zoné (An 15 à An 30) forme des cristaux automorphes à section pratiquement carrée de taille homogène (1,5 mm de côté) ; il est généralement séricitisé ; localement il gaine certains cristaux de feldspath potassique, donnant naissance à une texture de type rapakivi. Le quartz est relativement abondant, il constitue des plages xénomorphes ou globuleuses polycristallines. Le feldspath potassique (orthose et microcline) perthitique se présente sous forme de gros cristaux de taille hétérogène (3 à 20 mm), subautomorphes ou automorphes à section rectangulaire. La biotite brun-rouge est bien représentée, en petites tablettes effilochées riches en inclusions de zircon et d'apatite ; elle est peu chloritisée. La sillimanite est pratiquement toujours présente, à l'état de reliques gainée de muscovite. Cette dernière apparaît

sous forme soit de tablettes automorphes primaires, soit de plages xénomorphes. Les minéraux accessoires sont relativement bien représentés : apatite en grains, zircon, monazite, ilménite altérée et hydroxydes de fer.

Les critères de terrain plaident en faveur du caractère intrusif du leucomonzogranite de grain fin à sillimanite (γ^2_s) (sans doute légèrement postérieur) dans la masse de leuco-monzogranite de gros grain porphyrique à biotite + muscovite (${}_p\gamma^2$).

${}_r\gamma^1$. **Leucogranite de grain fin, sodique, à muscovite et biotite** ; γ^1 . **Leucogranite de gros grain, sodique, à muscovite et biotite** ; ${}_a\gamma^1$. **Aplite, leucogranite aplitique**. L'ensemble de ces trois faciès s'individualise par la présence d'albite et par l'abondance de la muscovite. Ils sont clairement intrusifs dans les leuco-monzogranites décrits ci-dessus (${}_p\gamma^2$ et γ^2_s) et couvrent deux petits massifs circonscrits : le Longeron à l'Ouest, le Chaintreau à l'Est. De plus, ils recoupent les leuco-monzonites porphyriques préalablement mylonitisés le long des couloirs de décrochement de La Romagne (cisaillement dextre) et d'Évrunes (cisaillement senestre). Les trois faciès distingués ont des compositions minéralogiques semblables et doivent constituer les termes différenciés (à caractère sodique) du même magma leucogranitique. A l'affleurement le faciès γ^1 est un leucogranite rose pâle, à tendance isogranulaire (3 à 7 mm) et riche en muscovite ; la biotite se présente parfois en baguettes allongées (3 à 4 mm). Le faciès ${}_r\gamma^1$ s'individualise par un grain plus fin ; le faciès ${}_a\gamma^1$ par une teinte blanchâtre et par l'absence de biotite.

En lames minces, le faciès moyen γ^1 présente une texture grenue grossière. Le feldspath potassique (microcline) est soit subautomorphe, soit xénoblastique à inclusions de plagioclase. Le plagioclase caractéristique est de l'albite en prismes allongés (5 à 7 mm) et automorphes ; des plus petits cristaux trapus d'oligoclase séricitisés sont également présents. Le quartz forme des plages globuleuses subautomorphes. La muscovite est abondante soit en larges tablettes primaires, soit en plages dentelées et pœcilitiques secondaires. La biotite subordonnée présente deux habitus : des cristaux tabulaires très allongés et des tablettes trapues ; la majorité des cristaux est de teinte rouge brique, quelques-uns sont presque transparents, légèrement colorés dans les verts. De la chlorite apparaît occasionnellement aux dépens de la biotite. Les minéraux accessoires sont l'apatite en prismes trapus ou en plages globuleuses, et le zircon.

Mise en place du massif granitique de Mortagne-sur-Sèvre et déformation

La bordure nord-orientale du massif granitique est affectée par le prolongement du cisaillement sud-armoricain, trait structural hercynien majeur à l'échelle des massifs armoricain et vendéen. Sur la feuille Cholet, l'analyse structurale de cette bordure permet d'identifier plusieurs couloirs de cisaillement ductile qui se sont formés successivement dans le temps, au cours et après la mise en place des différents faciès granitiques qui composent le massif de Mortagne-sur-Sèvre. Ainsi dans cette région privilégiée, le développement de la zone de cisaillement sud-armoricain est-il clairement poly-

phasé (Le Métour, 1979). La chronologie relative des événements magmatiques et tectoniques peut s'établir ainsi :

– *début de la mise en place des leuco-monzogranites*, porphyriques à deux micas (γ^2) et de grain fin à biotite et sillimanite (γ^2_s) : cette intrusion ne serait datée qu'à 313 ± 15 Ma, soit Namuro-Westphalien, selon les données de Guineberteau (1986), ce qui met en évidence le caractère polyphasé du batholite ;

– *formation du couloir subvertical de cisaillement ductile dextre* de direction N 140° sur la bordure est du massif entre La Romagne et Mortagne-sur-Sèvre : plans de cisaillement subverticaux orientés N 140°, associés à une schistosité mylonitique (biotite + muscovite) subverticale orientée N 100-110° et à une linéation d'étirement subhorizontale ;

– *formation des deux couloirs subverticaux de cisaillement ductile senestre* de direction N 100° : décrochements senestres de La Romagne au Nord, d'Évrunes au Sud : plans de cisaillement subverticaux orientés N 100°, associés à une schistosité mylonitique subverticale orientée N 130-120° et à une linéation d'étirement subhorizontale ;

– *mise en place des leucogranites sodiques*, de grain fin (γ^1), de gros grain (γ^1), et aplitiques ($\alpha\gamma^1$) : ces intrusions ne sont pas datées précisément ; selon Guineberteau (1986) elles seraient presque contemporaines de la mise en place des leuco-monzogranites, l'ensemble des faciès granitiques du massif de Mortagne-sur-Sèvre se mettant en place dans un contexte de décrochements senestres orientés N 100° à N 130° ;

– *rejeu en décrochement dextre post-magmatique* des anciens couloirs de cisaillement bordiers de La Romagne et Mortagne-sur-Sèvre (failles de cataclasites associées) ; écaillage vers le NNE le long de plusieurs failles inverses localisées sur la bordure nord du massif de Mortagne-sur-Sèvre ; cet épisode post-magmatique correspond à la déformation fragile et au découpage amygdalaire du massif (Lillie, 1974).

A l'échelle de la feuille Cholet les couloirs de décrochement de La Romagne, de Mortagne-sur-Sèvre et de Cholet constituent plusieurs rameaux du cisaillement sud-armoricain, qui permettent de retracer son évolution polyphasée au cours du Carbonifère :

– *décrochement ductile dextre* suivant les couloirs de La Séguinière–Cholet–Yzernay (N 90° à N 120°) et de La Romagne–Mortagne-sur-Sèvre (N 140°), compatible avec un raccourcissement régional NW-SE ou N-S : ce jeu dextre du cisaillement sud-armoricain est contemporain de l'amorce de la mise en place des leuco-monzogranites de Mortagne-sur-Sèvre probablement au cours du Viséen ;

– *décrochement ductile senestre* suivant les couloirs de La Romagne et d'Évrunes (N 100°), compatible avec un raccourcissement régional NE-SW ; ce jeu senestre est contemporain de la fin de la mise en place des leuco-monzogranites de Mortagne-sur-Sèvre (Namuro-Westphalien) et sans doute immédiatement antérieur à l'intrusion des leucogranites sodiques ;

– *décrochement fragile dextre* suivant les failles de Cholet–Yzernay, de La Romagne–Mortagne-sur-Sèvre–Mauléon, et de St-Christophe-du-Bois–Le Puy-St-Bonnet, compatible avec un nouveau raccourcissement régional NW-SE ou N-S au cours de la période Westphalien supérieur à Stéphanien

(Lerouge et Quénardel, 1988). Les écaillages vers le NNE localisés sur et au-delà de la bordure nord du massif de Mortagne-sur-Sèvre, sont compatibles avec un tel raccourcissement ; ils masquent sans doute, au niveau de La Romagne, le prolongement vers l'Ouest du couloir de décrochement ductile dextre de Cholet—Yzernay.

La terminaison occidentale du massif de diorite quartzique et de granodiorite de Vezins : série calco-alkaline

Le massif de Vezins forme une vaste ellipse allongée E-W de part et d'autre de la limite des feuilles Cholet et Vihiers. Il est composé de plusieurs auréoles concentriques de compositions différentes, soit du cœur vers la bordure : granodiorite, diorite quartzique à granodiorite, diorite et gabbro à tonalite. Cette dernière auréole, externe, est discontinue et n'affleure que sur la feuille Vihiers (Le Métour, levers en cours). Les contacts du massif de Vezins avec les formations précambriennes des Mauges et avec les formations paléozoïques du Choletais sont nets, de type intrusif en général, mais localement faillés.

Il s'est mis en place à un niveau relativement superficiel dans l'épizone profonde, en introduisant et accompagnant la déformation et le métamorphisme de son encaissant proche : les minéraux de métamorphisme de contact (andalousite, sillimanite et cordiérite notamment) sont contemporains de l'acquisition de la schistosité de flux régionale dans les formations paléozoïques du Choletais. Les mêmes relations métamorphisme—déformation synschisteuse sont observées au contact du massif intrusif de Trémentines (monzodiorite quartzique à monzonite quartzique). Ces observations, précisées dans la description des terrains paléozoïques épimétamorphiques (cf. *supra*), impliquent une mise en place syntectonique et pratiquement synchrone au Carbonifère inférieur des massifs intrusifs de Vezins et de Trémentines.

Diorite quartzique et granodiorite, à hornblende et biotite : $\eta\gamma^4$. faciès à grain fin ; $g\eta\gamma^4$. faciès grenu. A l'affleurement ces deux faciès de composition minéralogique semblable, s'individualisent seulement par la taille différente des grains d'amphibole et de plagioclase : 1 à 3 mm pour le faciès à grain fin, 1 à 8 mm pour le faciès grenu à tendance porphyrique qui occupe la bordure nord-ouest du massif. Les deux faciès présentent une orientation planaire subverticale qui est subparallèle aux limites des auréoles concentriques cartographiées. Ils affleurent le plus souvent sous forme de boules elliptiques longues de 1 à 2 m en moyenne ; à la cassure la roche est blanchâtre et grise, fréquemment tachée par des enclaves basiques sombres.

En lames minces le faciès à grain fin montre une texture grenue presque homogène (isogranulaire) mais toujours protomylonitique. Cette texture protomylonitique correspond à l'orientation planaire connue dans l'ensemble du massif de Vezins ; elle se surimpose parallèlement à la fluidalité magmatique planaire également ubiquiste, ce qui implique la persistance du même régime de déformation depuis les premiers stades de la mise en place du massif jusqu'au stade tardi- à post-magmatique. Le faciès à gros grain présente une texture également protomylonitique, mais grenue hétérogranu-

laire à tendance porphyrique (mégacristaux de hornblende et de plagioclase). Dans les deux types de roches, la composition minéralogique varie peu et se situe à la limite diorite quartzique-grandodiorite. Le plagioclase se présente sous deux habitus différents : grands cristaux allongés (3 mm) et automorphes, nettement zonés (An 35 à An 45) avec nombreux syneusis, petits cristaux trapus (1 mm) d'andésine zonés ou d'oligoclase optiquement homogène. Le feldspath potassique est subautomorphe ou xénomorphe peu poëcilitique, sa taille ne dépasse pas 1,5 mm ; il s'agit d'orthose perthitique et de microcline. Le quartz est xénomorphe grenu et toujours déformé. La hornblende verte se présente soit en grands cristaux allongés (3 mm) et automorphes, soit en petits cristaux trapus automorphes ou subautomorphes. La biotite est moins abondante que la hornblende ; elle forme des petites tablettes aux contours fréquemment lobés, très pléochroïques du vert bronze au jaune très clair. Hornblende et biotite renferment peu d'inclusions d'apatite ou de zircon. Les minéraux accessoires sont relativement abondants, disséminés ou parfois regroupés en amas millimétriques : apatite en grains, zircon zoné, allanite métamictite, ilménite, magnétite, pyrite et sphère. Les minéraux secondaires, tardi- à post-magmatiques, sont : la pistachite, la séricite et la calcite plus rare au dépens du plagioclase, des bourgeons de myrmékites et enfin un peu de chlorite. Ces recristallisations tardives accompagnent la protomylonitisation ubiquiste.

γ^4 . **Granodiorite grenue à biotite et hornblende.** C'est une roche grenue pratiquement isogranulaire (grains de 1 à 4 mm) de couleur claire, blanchâtre à gris clair. Elle présente une orientation planaire subverticale moins prononcée que dans les faciès plus basiques ; comme ces dernières, elle affleure fréquemment sous forme de boules appelées « chiron ».

La granodiorite présente une texture grenue homogène, légèrement protomylonitique surimposée parallèlement à la fluidalité magmatique planaire. La proportion de minéraux mafiques varie peu autour de 6 à 8 %. Le plagioclase est automorphe et de taille assez homogène (1 à 3 mm) ; il forme des tablettes nettement zonées (oligoclase-andésine) avec nombreux syneusis. Le feldspath potassique est subautomorphe ou xénoblastique à inclusions de plagioclase, biotite, hornblende et quartz ; il s'agit de microcline plus fréquent que l'orthose perthitique légèrement zonée. La biotite est souvent mieux représentée que la hornblende ; elle forme de larges tablettes (1,5 à 4 mm) pléochroïques (vert bronze à jaune très clair). La hornblende verte forme des lattes trapues (2 à 3 mm) automorphes ou subautomorphes. Les minéraux accessoires sont disséminés ou regroupés en petits amas : apatite, zircon, allanite métamictite, ilménite, magnétite, pyrite et sphère rare. Les minéraux secondaires sont identiques à ceux des diorites quartziques (cf. *supra*).

Les massifs de Trémentines et de La Renaudière : série calco-alkaline magnésienne et potassique

Ces deux massifs de granitoïdes sont composées de roches grenues ou porphyriques de type monzodiorite à monzonite quartziques qui présentent de nombreux caractères communs tant pétrographiques que chimiques. Le massif de La Renaudière est circonscrit, intrusif dans les micaschistes des

Mauges dans la partie nord-ouest de la feuille Cholet. Le massif de Trémentines est composé de plusieurs pointements d'extensions variées et à contours lobés qui évoquent un plafond de massif elliptique allongé E-W. Il est intrusif dans les micaschistes précambriens des Mauges et dans les terrains paléozoïques épimétamorphiques du Choletais ; dans ces derniers, le métamorphisme de contact développé autour du massif de Trémentines est synchrone de l'acquisition de la schistosité de flux régionale (cf. *supra*). Il s'agit donc d'une intrusion syntectonique au cours du Carbonifère inférieur. Cartographiquement, le massif de Trémentines semble recouper le massif de Vezins, bien que ces deux intrusions soient pratiquement synchrones puisque toutes deux sont synschisteuses.

γ^{3K} . **Monzodiorite quartzique à monzonite quartzique grenue (et monzogranite associé).** Ce sont des roches moyennement ou franchement leucocrates à grain moyen à fin (2 à 5 mm) et de couleur rosée à rouge clair. Leur altération en boules isolées dans l'arène pulvérulente est fréquente, surtout dans le massif de La Renaudière. La proportion de ferromagnésiens, amphibole et/ou biotite, varie notablement depuis les monzodiorites-monzonites quartziques (15 à 20 % environ) jusqu'aux monzogranites leucocrates (5 % environ) qui constituent l'essentiel du massif de La Renaudière (carrière de la Varenne, la Basse Raillière, le Grand Aulnay). Les monzodiorites quartziques affleurent d'une part dans le massif de Trémentines (la Roche en bordure de la N 160 et la Grenauderie à l'Est, pointement de la Couisière près de Nuillé, Rochard et la Petite Vernière à l'Ouest de Trémentines), d'autre part dans le massif de La Renaudière (zone riche en enclaves de cornéennes micaschisteuses et de gabbros ou diorites microgrenues sombres : le Cluzeau, le Pouet au Sud de La Renaudière).

En lames minces, la texture est grenue généralement équante et isogranulaire, de grain moyen à fin. Localement, une orientation planaire des feldspaths et des ferromagnésiens souligne un plan de fluidalité magmatique fortement penté à l'affleurement.

Dans les monzodiorites quartziques, plagioclase et feldspath potassique prédominent, la hornblende est parfois légèrement plus abondante que la biotite, le quartz reste subordonné et les minéraux accessoires sont relativement abondants. Le plagioclase se présente sous deux habitus différents : grands cristaux allongés (4 à 5 mm) automorphes, nettement zonés (An 20 à An 40) et parfois saussuritisés, plus petits cristaux automorphes trapus, faiblement zonés (An 30 à An 40) ou homogènes (oligoclase). Le microcline et l'orthose perthitique sont généralement xénomorphes pœcilitiques et parfois zonés ; ils incluent des petits cristaux de plagioclase, biotite et hornblende. La hornblende verte, fréquemment maclée, se présente soit en larges tablettes automorphes, soit en plus petits grains disséminés et automorphes, soit enfin en petits grains polygonaux accumulés. La biotite brun verdâtre à beige clair forme des tablettes moyennement allongées et effilochées ; elle contient de nombreuses petites inclusions d'apatite prismatique, de zircon et d'allanite. Le quartz est xénomorphe et souvent déformé. Les minéraux accessoires sont l'apatite, le sphène automorphe, l'allanite métamictite auréolée de pistachite au contact de la biotite, le zircon et les opaques rares (ilménite, pyrite).

Les monzogranites leucocrates présentent une minéralogie sensiblement identique à celle des monzodiorites, seules les proportions de minéraux

changent : diminution importante de la charge en ferromagnésiens, augmentation des quantités de feldspath potassique et de quartz. La biotite, toujours présente, est encore parfois accompagnée de hornblende verte. Le feldspath potassique est fréquemment automorphe. L'oligoclase est peu zoné et le quartz forme souvent des plages globuleuses subautomorphes. Apatite, sphène, allanite métamicté, zircon, ilménite et sulfures sont encore relativement abondants.

$\rho\gamma^{3K}$. **Faciès porphyrique.** Il couvre la partie centrale du massif de Trémentines. Il se caractérise par le développement de mégacrists orientés de feldspath potassique rose (1 x 6 cm environ) qui définissent la fluidalité magmatique planaire ; ce plan est orienté N 150-160° et penté 25 à 75° vers le Nord-Est sur l'ensemble du massif. En dehors de leur caractère porphyrique, ces roches présentent les mêmes textures et composition minéralogiques que les monzodiorites et monzonites quartziques.

Age du massif de Trémentines

Une étude géochronologique Rb/Sr du massif de Trémentines a été réalisée en 1979-1980, en collaboration avec René Charlot et Jean Bernard-Griffiths (université de Rennes : analyses isotopiques et interprétation géochronologique). Sept échantillons de roches totales de compositions différentes (monzodiorites quartzites à monzogranite leucocrate) ont été analysés ; ils définissent une isochrone correspondant à un âge de 347 ± 14 Ma et à un rapport $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ initial de $0,70968 \pm 0,00043$ (fig. 4). Cet âge, correspondant au Carbonifère inférieur (Tournaisien à Viséen), est interprété comme l'âge de mise en place du massif de Trémentines. Le rapport initial du strontium relativement élevé indique une origine probablement crustale de ce pluton de granitoïde différencié (anatexie partielle d'un fragment de la croûte continentale hercynienne profonde).

Cette datation doit sans doute être étendue au massif de La Renaudière, de composition identique à celle du massif de Trémentines. Par ailleurs, un âge très proche peut également être attribué d'une part au massif calco-alcalin de Vezins, d'autre part à la tectogenèse et au métamorphisme régional hercyniens qui sont synchrones des intrusions de Trémentines, La Renaudière et Vezins (cf. *supra*).

Les massifs de la Limière, de St-Léger-sous-Cholet et apophyses du massif de Chemillé

γ^2 . **Granite leucocrate rouge.** Ces intrusions granitiques sont distribués dans la partie nord de la feuille Cholet et recourent pratiquement tous les terrains métamorphiques et plutoniques des domaines des Mauges et du Choletais. A l'affleurement, ce sont des granites leucocrates grenus à grain moyen à fin, parfois aplitiques. Leur couleur rouge plus ou moins soutenue est caractéristique quand la roche est fraîche ; cependant l'altération fréquente leur confère une teinte beige-rouille ou blanchâtre. Cette altération est particulièrement prononcée dans le massif de St-Léger-sous-Cholet dont une large part est recouverte par des arènes sableuses et des limons argileux (secteur des briquetteries de l'Établère, la Brunière). Le petit massif

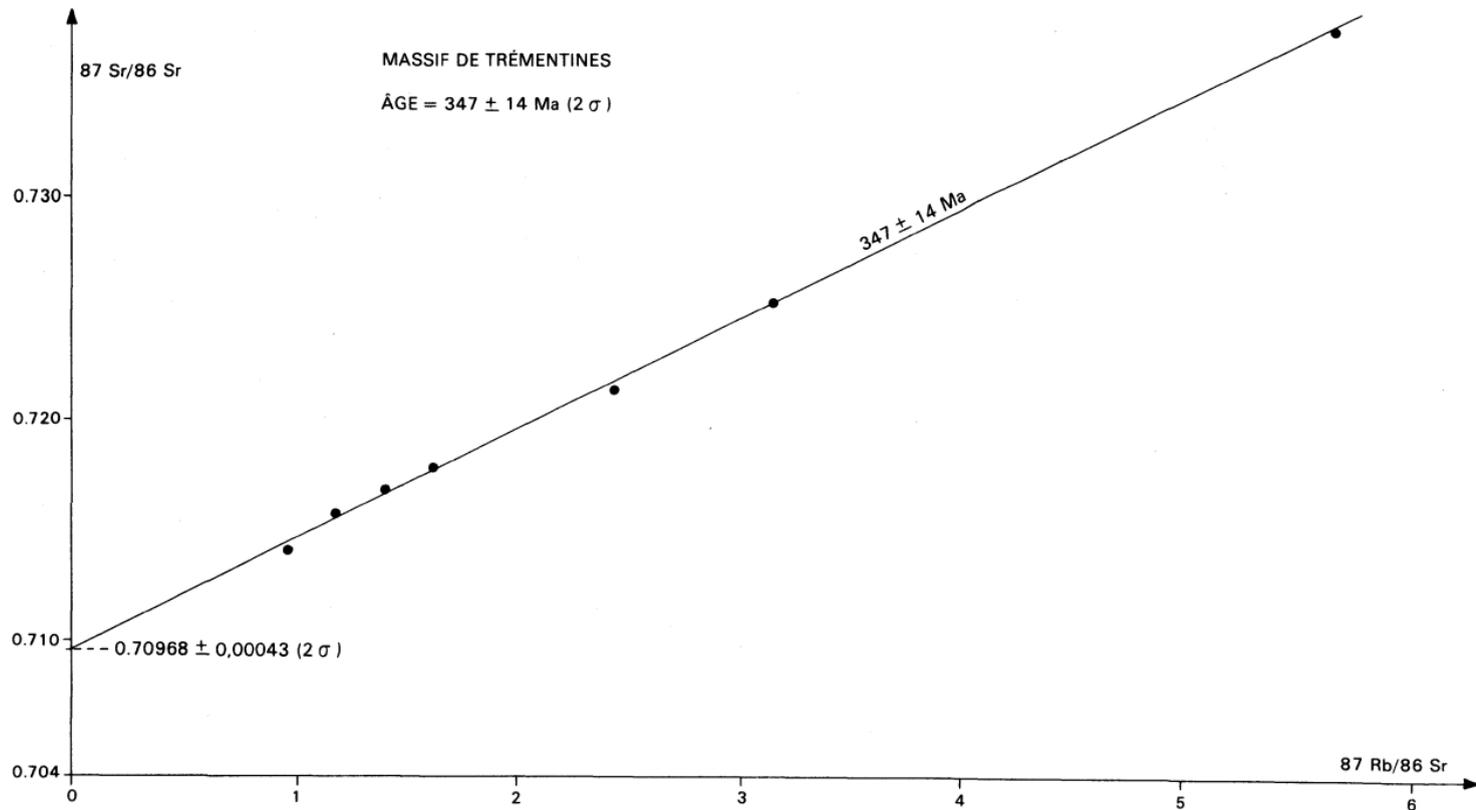


Fig. 4 - Diagramme isochrone Rb/Sr des monzodiorites-monzonites quartziques et monzogranites du massif plutonique de Tréfontaines, établi en collaboration avec R. Charlot et J. Bernard-Griffiths (univ. de Rennes)

de la Limière (3,5 km à l'Est de Trémentines) est caractérisé par son altération en boules qui sont encore épisodiquement exploitées pour moëllons (autour de l'ancienne carrière de la Limière).

Le type pétrographique moyen peut être représenté par le faciès de granite leucocrate de la Limière. C'est une roche à texture grenue, équante à grain moyen à fin (2 à 5 mm). Le quartz est xénomorphe en grandes plages polycristallines peu déformées. Le feldspath potassique (orthose perthitique et microcline) se présente fréquemment sous forme de grands cristaux tabulaires (3 à 5 mm) subautomorphes et pœcilitiques, à inclusions de plagioclase et de biotite. Le plagioclase (oligoclase) est pratiquement toujours séricitisé ; il forme des cristaux tabulaires subautomorphes à contours courbes. La biotite de couleur verdâtre est peu abondante (5%), souvent décolorée et chloritisée. Les minéraux accessoires, zircon et minéraux opaques dont les hydroxydes de fer, sont toujours rares.

Age du massif de la Limière

Une étude géochronologique Rb/Sr du massif de la Limière a été réalisée en 1979-1980, en collaboration avec René Charlot et Jean Bernard-Griffiths (université de Rennes : analyses isotopiques et interprétation géochronologique). Six échantillons de granite leucocrate (roches totales) ont été analysés. Reportés sur un diagramme, les 6 points parfaitement alignés (MSWD = 0,17) définissent une isochrone correspondant à un âge de 329 ± 5 Ma et à un rapport $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ initial de $0,7098 \pm 0,0011$ (fig. 5). Cet âge précis correspond à la partie supérieure du Viséen ; il est interprété comme l'âge de mise en place du massif granitique de la Limière. Le rapport initial relativement élevé indique une origine probablement crustale de ce granite. Aux erreurs près, ce rapport initial du Sr est identique à celui calculé pour le massif de Trémentines (fig. 4) ; aussi une origine commune par anatexie partielle d'un même fragment de croûte continentale hercynienne profonde est envisagée pour les massifs de Trémentines et de la Limière. Les relations de terrains montrent que le granite leucocrate de la Limière recoupe l'ensemble monzonite quartzique—monzogranite de Trémentines (la Grenauderie, le Hordéau). Les âges obtenus tendent à confirmer ces observations ; cependant les fourchettes d'âges se recouvrent à 333-334 Ma. C'est sans doute à cette date précise qu'il faut rapporter la solidification du magma granitoïde anatectique dont les termes différenciés se mettent successivement en place (monzonite quartzique à monzogranite puis granite leucocrate) pour former les massifs composites de Trémentines et de la Limière.

Cette conclusion peut être étendue aux autres massifs de composition identique (La Renaudière, St-Léger-sous-Cholet, Chemillé ?). L'ensemble de ce magmatisme granitoïde syntectonique est caractérisé par ses termes intermédiaires de type calco-alkalin magnésien et potassique, il signe dans le Choletais le paroxysme de l'orogénèse hercynienne au niveau de l'épizone profonde.

Les massifs des Quatre Étalons et du Châtillonnais

Ces deux massifs de roches plutoniques de composition essentiellement basique (gabbro-diorite) sont localisés dans la partie ouest de la feuille Cho-

let. Le massif des Quatre Étalons, encadré de failles inverses, constitue une écaille allongée Est-Ouest coincée entre la granodiorite de Roussay au Sud et les micaschistes des Mauges au Nord, sur lesquels elle apparaît déversée. Immédiatement au Sud du massif, le petit pointement de la Corbière-Beau Rivage (cataclasite de diorite-microdiorite ?) se rattache sans doute à celui-ci ; les lacunes d'affleurement de part et d'autre de l'ancienne carrière de Beau Rivage ne permettent pas d'observer les relations des roches basiques avec leur encaissant. Il en est de même pour le massif du Châtillonnais, allongé NW-SE sur la bordure est du massif granitique de Mortagne-sur-Sèvre. Cette bande de roches gabbro-dioritiques, qui renferme un pointement de péridotite (π^1) signalé par Menière (1866), occupe une dépression

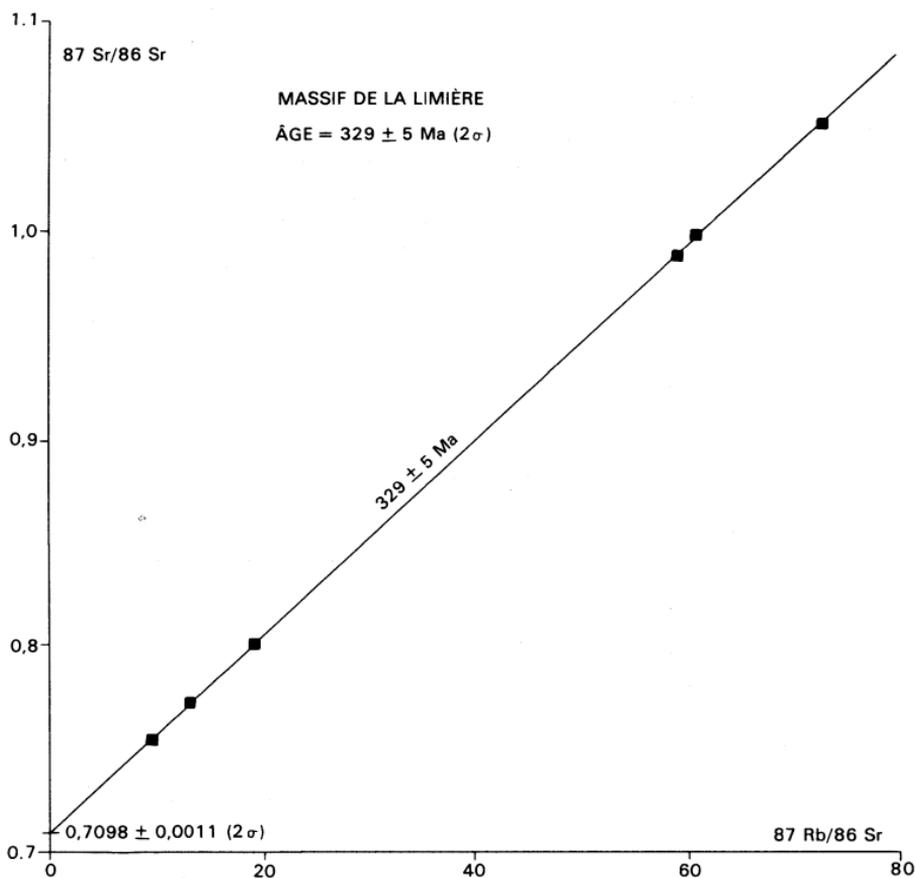


Fig. 5 - Diagramme isochrone Rb/Sr du granite de la Limière, établi en collaboration avec R. Charlot et J. Bernard-Griffiths (univ. de Rennes)

topographique très pauvre en affleurements. Elle est bordée par deux failles NW-SE jalonnées par des cataclasites qui ne permettent pas ici non plus d'observer ses contacts originels avec les différentes formations de l'encaissant.

Deux arguments géologiques permettent cependant de penser que le massif du Châtillonnais s'est mis en place postérieurement au massif granitique de Mortagne-sur-Sèvre, soit après le Namuro-Westphalien. Premièrement, cartographiquement le massif du Châtillonnais sépare le lobe granitique du Puy-St-Bonnet de la partie principale du massif granitique de Mortagne-sur-Sèvre. Deuxièmement les roches gabbro-dioritiques du Châtillonnais n'ont enregistré qu'une déformation fragile cataclastique le long des failles bordières NW-SE ; le rejeu en domaine fragile de ces accidents cisailants sud-armoricains post-date clairement, en les déformant, les mylonites de décrochements ductiles dextre et senestre qui n'affectent ici que le granite de Mortagne-sur-Sèvre. Ces observations permettent de dater l'intrusion des roches gabbro-dioritiques du Châtillonnais sans doute au cours de Westphalien : après les décrochements ductiles dextres de La Romagne—Mortagne-sur-Sèvre puis senestre d'Évrune (Namurien-Westphalien, cf. *supra*), et avant le rejeu dextre fragile des failles bordières du granite de Mortagne-sur-Sèvre (Westphalien supérieur à Stéphanien, cf. *supra*).

π^1 . **Péridotite serpentinisée.** Il s'agit d'un pointement restreint de roche noire et dense connue à l'affleurement sous forme de blocs pluricentimétriques découverts par les labours, de part et d'autre de la RN 160 Mortagne-sur-Sèvre—Cholet près du lieu-dit le Quarteron Moine. Ce gisement a sans doute été découvert par Menière (1866) (Leblanc, 1971). A la cassure, la roche pratiquement noire montre de grandes plages pœcilitiques de pyroxène (1 à 5 cm) scintillant, isolées dans un fond d'olivine serpentinisée.

En lames minces, la roche est composée d'olivine largement serpentinisée et de clinopyroxène pœciloblastique en proportions à peu près égale ; il s'agit d'une wehrlite renfermant de nombreux petits cristaux disséminés et subautomorphes de spinelle. De nombreuses petites plages reliques d'olivine persistent malgré la forte serpentinsation ; à l'origine l'olivine constituait des cristaux automorphes (cristaux cumulus de 1 à 2 mm) à inclusions fréquentes de spinelle. Les mégacristaux de clinopyroxène sont clairement pœcilitiques et post-cumulus (1 à 5 cm) : ils forment un réseau qui englobe et cimente les anciens cristaux d'olivine ; ils sont parfois maclés. Le spinelle primaire se présente sous forme de petits cristaux trapus et anguleux, de type cumulat ; il s'agit d'hercynite de couleur vert foncé (spinelle alumineux FeAl_2O_4) souvent opacifiée. Le développement de serpentine s'accompagne de néocrystallisation de magnétite en grains disséminés et en traînées anastomosées. D'autres minéraux secondaires apparaissent aux dépens du clinopyroxène, cependant moins pseudomorphosés que l'olivine, il s'agit de chlorite magnésienne et d'amphibole.

η^0 . **Gabbro-diorite à amphibole, et cumulats associés (hornblendite, anorthosite, péridotite).** Sous ce terme, plusieurs types de roches basiques (à ultramafiques) grenues ou microgrenues, ou localement pegmatoïdes, ont été regroupées. Dans le massif des Quatre Étalons (carrière de la Gouberte) la majorité des types pétrographiques connus peut être observée. La diorite rubanée, mafique riche en amphiboles, ou plus leucocrate piquetée de feldspaths roses, y représente cependant le faciès le plus souvent abondant. Quelques bandes de granite leucocrate rose s'intercalent parallèlement au rubanement : on y observe en lames minces le développement d'une schistosité mylonitique orientée N 50-70° et pentée 15 à 60°S, asso-

ciée aux écaillages vers le NNE qui affectent l'ensemble du massif. Cette déformation cisailante est également imprimée dans les diorites et gabbros flaserisés qui sont composées de plagioclase (labrador ou andésine), amphiboles (actinote et/ou cummingtonite), grenat, reliques de clinopyroxène ouralitisé, quartz secondaire, oxydes Fe-Ti, biotite subordonnée (\pm chlorite), apatite.

Dans le massif du Châtillonnais, Leblanc (1971) décrit des gabbros à reliques d'hypersthène, des gabbros à amphiboles, des roches franchement cumulatives : hornblendites et anorthosites, des gabbros quartziques et des diorites grenues souvent à gros grain.

Caractères géochimiques des granitoïdes du Choletais

Les éléments majeurs de plusieurs faciès de granitoïdes provenant pour l'essentiel de différents massifs de la feuille Cholet, et pour quelques uns de la partie orientale du massif de Vezins sur la feuille voisine Vihiers, ont été analysées (tableau 3). Le massif granitique de Mortagne-sur-Sèvre n'a pas été réétudié à l'occasion du levé de la feuille Cholet ; plusieurs études chimiques lui ayant été consacrées auparavant (voir la synthèse de H. de La

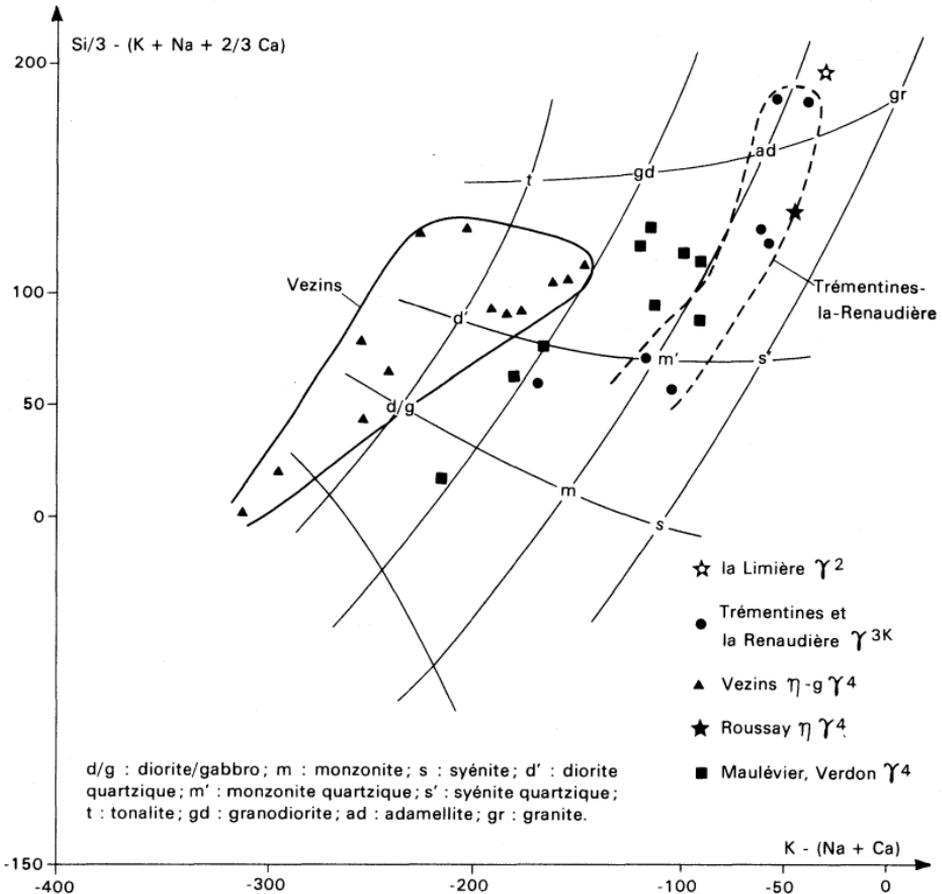


Fig. 6 - Distribution des granitoïdes du Choletais (feuilles Cholet et Vihiers pour partie) dans le diagramme chimico-minéralogique de H. de La Roche : Si/3 - (K + Na + 2/3 Ca) en fonction de K - (Na + Ca), 1972

Tableau 3 – Analyses chimiques de quelques massifs plutoniques des feuilles à 1/50 000 Cholet (510) et Vihiers (511)

	SiO ₂	Al ₂ O ₃	Fe ₂ O ₃	FeO	MgO	CaO	Na ₂ O	K ₂ O	TiO ₂	H ₂ -O ⁺	H ₂ O ⁻
Massifs de Verdon											
Maulévrier											
n° 510 78 D	56,04	18,00	0,69	6,18	3,89	5,63	5,36	2,62	1,11	0,69	0,13
n° 510 78 C	56,50	20,81	0,80	4,47	1,27	6,20	3,44	2,62	1,40	0,87	0,12
n° 510 78	62,50	16,76	0,18	4,65	2,42	3,80	5,50	3,00	0,78	0,71	0,17
n° 510 153	62,90	17,30	0,45	4,16	2,47	4,00	3,61	3,12	0,80	0,50	0,10
n° 510 156	63,60	16,95	0,42	4,10	2,53	3,68	3,64	3,08	0,78	0,70	0,10
n° 510 76	65,33	16,09	0,13	3,41	1,53	2,60	4,55	4,64	0,57	0,67	0,17
n° 510 74 P	66,89	15,97	0,44	3,39	1,42	2,51	4,40	3,93	0,56	0,75	0,15
Massif de Roussay											
n° 510 281	65,00	15,80	1,10	3,23	2,95	3,20	2,80	4,64	0,61	0,65	0,10
Massif de Vezins											
n° 511 149	45,70	20,30	5,25	5,10	6,04	12,25	2,50	0,31	0,79	1,25	0,10
n° 511 164 A	50,60	15,90	3,75	6,06	7,60	9,95	3,05	1,05	0,55	0,60	0,05
n° 511 109	56,32	19,16	3,85	3,40	2,50	9,25	3,34	0,83	0,46	1,00	0,21
n° 511 108	58,36	18,45	3,78	2,73	1,99	7,97	4,12	1,49	0,51	0,69	0,19
n° 511 142	60,70	19,00	3,00	2,15	2,06	5,65	4,10	2,25	0,38	0,65	0,10
n° 511 116	61,10	19,45	2,30	2,33	1,46	7,70	3,30	0,78	0,31	1,00	0,05
n° 510 148	61,00	18,80	2,43	2,70	1,90	6,00	4,05	2,10	0,35	0,50	0,05
n° 511 162	62,10	18,00	3,00	1,94	2,00	5,57	3,65	2,60	0,34	0,70	0,05
n° 511 158	62,30	17,90	2,37	2,40	2,09	5,38	3,80	2,62	0,34	0,60	0,05
n° 511 60	62,70	17,20	2,33	2,41	2,01	5,20	3,80	2,80	0,40	0,64	0,10
n° 510 147	63,20	17,60	2,18	2,30	1,99	5,10	3,70	2,85	0,35	0,70	0,05
n° 511 159	63,70	18,40	2,09	1,72	1,51	4,74	4,25	2,65	0,24	0,65	0,05
n° 511 165	63,90	16,90	2,53	2,15	1,59	6,60	3,69	1,46	0,32	0,60	0,05
Massifs de la Limière											
n° 510 40	75,50	12,70	0,46	0,79	0,07	0,40	3,86	4,59	0,07	0,40	0,16
Massifs de Trémentines											
La Renaudière											
n° 510 39	58,80	17,95	1,97	3,45	2,62	4,65	3,72	4,50	0,59	0,80	0,12
n° 510 4	67,60	16,10	0,01	2,73	0,99	2,38	3,80	4,88	0,27	0,70	0,05
n° 510 129	68,70	15,60	0,46	2,55	0,76	2,20	3,95	4,75	0,24	0,60	0,05
n° 510 148 A	73,30	14,50	1,00	0,56	0,35	1,95	3,48	4,15	0,08	0,20	0,10
n° 510 256 J	56,20	17,70	2,24	3,20	5,35	7,00	3,35	2,93	0,71	1,05	0,25
n° 510 256	63,60	18,50	1,46	1,44	0,91	3,56	4,56	4,40	0,25	0,70	0,05
n° 510 263	73,40	14,05	1,17	0,86	0,40	1,36	3,57	4,50	0,11	0,60	0,05

Roche *et al.*, 1980) ; ce massif composite présente un chimisme aluminopotassique, qui indique une origine par fusion crustale.

Le diagramme de la figure 6 permet de visualiser les grandes lignées de granitoïdes intrusifs dans les trois domaines structuraux représentés sur la feuille Cholet (les Mauges, le Choletais, l'unité de La Tessouale) :

— les massifs de Vezins d'une part et de Trémentines—La Renaudière d'autre part, appartiennent à deux suites magmatiques différentes. Celle de Vezins, enracinée dans le champ des diorites et gabbros, est bien différenciée en direction des champs tonalitiques (cumulats probables) et granodioritiques (magma différencié) ; pauvre en potassium, elle s'identifie aux suites calco-alcalines classiques. Celle de Trémentines—La Renaudière s'enracine dans le champ des monzonites quartziques (à monzodiorites quartziques) puis se différencie en direction du champ des monzogranites (ou adamellites) : enrichie nettement en potassium ($K_2O = 4 \text{ à } 5\%$) et moyennement en magnésium (MgO jusqu'à $2,50\%$ pour $SiO_2 = 59\%$) ; le chimisme et les caractères pétrographiques soulignent l'affinité de ces roches avec celles des séries calco-alcalines magnésio-potassiques, parfois nommées séries subalcalines ;

— les massifs de granodiorite (γ^4) intrusifs dans les gneiss et migmatites de La Tessouale (Maulévrier, Verdon, Ribou, Mazières-en-Mauges, Cholet) occupent une position intermédiaire entre les 2 lignées précédentes. Une étude chimique complémentaire et géochronologique de ces granodiorites précoces du domaine de La Tessouale apparaît nécessaire. Rappelons cependant que ces intrusions, pas toujours individualisées au sein du vaste massif granitique de Moulins—Les-Aubiers—Gourgé sont généralement rapportées au Dévonien terminal : environ 363 Ma (Sonet, 1968).

FORMATIONS SUPERFICIELLES

Les formations superficielles recouvrant le territoire de la feuille sont de plusieurs types : les limons, les altérites des roches éruptives et métamorphiques, les alluvions de fonds de vallée, les colluvions.

B. Limons dérivés pour l'essentiel des matériaux du substratum. Ils présentent une grande extension, notamment dans la moitié nord de la feuille où ils couvrent presque uniformément le plateau qui constitue un glacis en pente douce vers le Nord-Ouest. Ils recouvrent non seulement les parties hautes du plateau, mais aussi les versants exposés au Nord et à l'Est et s'étendent souvent jusqu'au fond des vallons. S'ils masquent presque toujours le substrat, ils surmontent également les altérites de celui-ci.

Leur épaisseur varie suivant la localisation. Elle semble être maximum en position de plateau, là où les limons ont été préservés de l'érosion liée au creusement des vallées ; atteignant 2 à 3 m. Elle est de l'ordre du mètre sur les versants à pente douce orientés au Nord et à l'Est et devient pelliculaire (quelques décimètres tout au plus) sur les autres versants.

Ce type de limon peu épais, issu directement des micaschistes ou du granite altéré s'associe en proportion variable à du sable granitique ou à des

fragments ou blocailles de quartz résiduels concentrés en surface par lessivage de la fraction fine des altérites. L'action mécanique de la charrue participe également, dans une large mesure, à l'élaboration de certains limons à blocaille, notamment sur les micaschistes.

La genèse de ces limons est différente de celle du limon des plateaux qui présente généralement, à sa base, un cailloutis constitué par des éléments de quartz de 1 à 3 cm, associé à la matrice limoneuse et parfois cimenté en banc par les oxydes ferromanganiques (alios), épais de quelques centimètres à 1 ou 2 décimètres. Le « limon des plateaux » est de teinte ocre jaunâtre à marbrures grises probablement liées à un important réseau de racines (pédogenèse holocène), très argileux et compacte, surtout vers la base.

Une couverture peu épaisse, quelques décimètres à un mètre, formée d'argile compacte grise, beige, verdâtre, blanche, ocre, saumon ou rouge, de silt, de sable grossier quartzo-feldspathique argileux beige verdâtre à jaunâtre à passées de matériaux grossiers non roulés de 0,5 à 3 ou 4 cm, rouges, blancs ou grisâtres exclusivement constitués de quartz filonien, sans structure organisée apparente, s'intercale entre les limons et le substrat granitique ou métamorphique très altéré. Dans tous les cas observés, les éléments appartiennent à ceux d'un socle dégradé très proche. Le caractère discontinu ainsi que l'extrême rareté des coupes, ne permettent pas la représentation cartographique de cette formation, qui se trouve intégrée aux limons.

Plusieurs coupes de ce type ont été observées dans les carrières exploitées sur 2,50 m à 4 m au « carrefour des Poteries », à « l'Établère » (Nord-Ouest de Cholet). Au lieu-dit les Poteries (Sud-Est de Trémentines) on peut remarquer, dans les poches surmontant irrégulièrement le substrat granodioritique très altéré, des fragments anguleux de ce même substrat presque complètement argilisés et incorporés dans la masse des limons. La mise en place de ces fragments de roche emballés dans une matrice argileuse ou limono-argileuse à limono-argilo-sableuse, entrant en contact avec le substrat suivant une ligne très irrégulièrement festonnée, semble relever de la gélifluxion. L'épaisseur de cet ensemble est en moyenne de 1 à 2 m. Il est à remarquer que ces deux exploitations se situent chacune en position de plateau sur une ligne de partage des eaux.

Cγ. Colluvions dérivées pour l'essentiel du granite. Limons, sables et blocailles. Les colluvions alimentées par le granite de Mortagne-sur-Sèvre constituent des dépôts de versant et de bas de pente, bien représentés sur la rive gauche de la Sèvre.

Au lieu-dit le Petit Goulet, un talus d'exploitation montre sur 4,5 m environ, en bas de pente et s'adossant au granite, une accumulation de matériel sablo-argileux quartzo-feldspathique brun rougeâtre alternant avec des passées pluridécimétriques de silt ou de limon plus ou moins argileux emballant localement un ou plusieurs gros blocs de granite. Une autre coupe dans ces formations est visible au lieu-dit « les Rivières » (face au barrage des Rivières) où le versant relativement abrupt est tapissé d'éboulis de blocs de granite dont la taille peut atteindre plusieurs décimètres. En bas de versant, leur accumulation aboutit à la formation d'un cône d'éboulis dont la base

est constituée de limons à dominante argileuse ou sableuse emballant des blocs de toutes dimensions.

L'épaisseur de ces dépôts, certainement très variable d'un point à un autre, n'a pu être établie avec précision.

Fz. Alluvions récentes. Ces alluvions sont très mal connues sur la feuille Cholet, faute de coupes. Cependant, quelques sondages donnent une idée de l'entaille maximale du remblaiement des fonds de vallées.

L'un d'entre eux, en rive droite de la Moine, à l'aplomb de la Ménardière (commune de La Séguinière) a traversé 2,60 m de sable jaunâtre, faiblement argileux (alluvions), puis 2,80 m d'arène granitique, reposant sur un socle granulitique. Un autre sondage, réalisé une centaine de mètres au Nord, a rencontré 1,30 m de sables argileux emballant de nombreux galets quartzeux peu roulés surmontant 2,30 m de sables très grossiers à graviers et galets quartzeux peu roulés sur micaschistes.

Dans la vallée de la Sèvre Nantaise, sur le territoire de la feuille Clisson (à l'Ouest de la feuille Cholet), des sondages effectués en 1966 à l'emplacement du pont de Tiffauges, ont traversé en rive gauche : 2 m de sables à graviers et galets, puis 3 m de sables et graviers à gros blocs de granite pouvant dépasser le m³, emballés dans les alluvions, reposant sur un socle granitique. En rive droite, la rivière coule directement sur le granite.

Il faut également noter que certains ouvrages artificiels (barrage de Ribou sur le Moine, barrage des Rivières sur la Sèvre) ont modifié les dépôts naturels.

X. Dépôts anthropiques. Ils n'ont été portés sur la carte que lorsqu'ils présentaient une certaine importance.

RESSOURCES DU SOUS-SOL ET EXPLOITATIONS

HYDROGÉOLOGIE

Seules les formations du socle présentent un intérêt hydrogéologique. Elles sont composées soit de roches métamorphiques (micaschistes, gneiss, métarhyolites, etc.), soit de roches plutoniques (granites, diorites, etc.). Des formations sédimentaires paléozoïques n'ont pas été observées. Dans ces terrains, plus de cent forages donnent des informations plus ou moins fiables.

Les formations superficielles et résiduelles, bien représentées notamment au Nord-Ouest de Cholet (entre Saint-Macaire-en-Mauges et Saint-Léger-sous-Cholet), présentent un intérêt hydrogéologique des plus réduits. Il en est de même pour les formations alluviales qui existent le long de la Sèvre Nantaise et de la Moine mais qui sont très peu développées.

Dans les roches dures du socle, sans porosité d'interstices, les eaux souterraines circulent à la faveur de cassures et de fractures. Pour permettre

l'exploitation de l'eau souterraine, la fracturation doit être suffisamment importante et ne pas être le siège de développement intense d'altérites argileuses colmatant ces fractures. Par ailleurs, pour assurer la pérennité de la ressource exploitée, il faut qu'un réservoir existe, constitué soit par le développement de la petite fracturation, soit par des formations arénitiques en contact avec le réseau de fractures alimentant le forage. De ces faits, la connaissance des seuls débits instantanés obtenus au marteau fond-de-trou lors de la foration (méthode pratiquée dans la majorité des cas) ne suffit pas ; des pompages d'essai de longue durée (pouvant atteindre plusieurs jours, voire plusieurs semaines) sont nécessaires.

Dans ce milieu couvrant la totalité de cette feuille, l'implantation des forages nécessite le recours à diverses techniques pour s'assurer du maximum de chance de réussite :

- informations issues de la carte géologique en relation avec la morphologie locale ;
- photogéologie (à partir des photographies aériennes classiques et des missions photos satellite) ;
- géophysique (en général des méthodes aboutissant à des cartes de résistivité) ;
- dosage du gaz radon dans le sol ;
- sondages de reconnaissance et d'essai.

En règle générale les débits obtenus dans ces formations sont faibles, compris entre 1 et 5 m³/h (encore que des exceptions notables existent) pour des rabattements relativement élevés (supérieurs à 10 m, sinon 20 m).

Récemment des méthodes de fracturation hydraulique dérivées des techniques pétrolières ont été expérimentées et ont permis, sinon d'augmenter le débit d'exploitation, du moins de diminuer le rabattement pour un même débit après fracturation. Des résultats sont connus dans différents types de roches (granites, schistes, micaschistes, basaltes, etc.) en Loire-Atlantique, Maine-et-Loire et Vendée.

Le forage 510-1-14 (F2), profond de 60 m, appartenant aux établissements Grimaud frères à Roussay (Maine-et-Loire), a fait l'objet d'une fracturation hydraulique (procédé Flexifrac) le 16 novembre 1987. Cet ouvrage implanté dans les granodiorites a donné les résultats suivants :

	Avant fracturation	Après fracturation	
	28/10/85	18/11/87	06/07/88
Débit (m ³ /h) du pompage d'essai	4,0	3,8	4,6
Rabattements (m) après 6 heures	18,09	5,07	8,03
Débit spécifique (m ³ /h/m)	0,221	0,750	0,573

On constate que l'amélioration après fracturation a été très sensible (débit spécifique multiplié par plus de 3) et qu'elle a légèrement diminué par la suite mais reste cependant importante (débit spécifique multiplié par 2,5).

A partir des 120 forages renseignés, les valeurs du tableau ci-dessous semblent démontrer que certains ensembles lithologiques, du moins dans le Choletais, sont plus productifs que d'autres. Ainsi les débits instantanés moyens (pour des populations de forages toujours supérieures à dix) varient de 1 à 6 : 6,7 m³/h dans les gneiss migmatitiques et 6,0 dans les métarhyolites avec, de surcroît, une profondeur moyenne des forages inférieure à 40 m pour ces dernières.

**Profondeurs totales et débits instantanés
des forages selon les formations lithologiques**

Roche traversée	Sigle sur la carte à 1/50 000	Profondeur totale (m)			Débit instantané (m ³ /h)		
		Minimum	Maximum	Moyenne	Minimum	Maximum	Moyenne
Gneiss migmatitiques	M ¹⁻²	28,00	121,50	48,80	0,9	42,4	6,7
Métarhyolites	Σ _{k-s} ¹⁻³	25,00	78,00	39,30	1,0	18,0	6,0
Gneiss	ζ ²	25,00	60,00	44,50	0,4	15,0	3,9
Orthogneiss	γ	19,00	58,50	43,80	0	12,0	3,6
Granodiorites	ηγ	30,00	131,00	54,10	0	7,5	1,8
Leuco-monzogranites	ργ ²	13,00	110,00	52,50	0	3,0	1,1

Concernant les profondeurs totales, tous forages confondus, le minimum est de 13 m, le maximum de 131 m. La moitié des forages a une profondeur comprise entre 40 et 60 m.

Au point de vue débit, le maximum absolu observé est de 42,4 m³/h (forage 510-6-547 au Sud-Ouest de Cholet) pour une profondeur de 121,50 m. A noter que ce débit a déjà été atteint à la profondeur de 85,50 m. 50% des forages ont des débits instantanés compris entre 1 et 5 m³/h contre 22% inférieurs à 1 m³/h et 28% supérieurs à 5 m³/h.

En règle générale, les eaux sont peu minéralisées (conductivité inférieure à 500 µs/cm), douces, légèrement acides et agressives, contenant très fréquemment du fer (et du manganèse) à teneur élevée (supérieure à 1,0 mg/l) ainsi que des nitrates (des valeurs supérieures à 50 mg/l ne sont pas rares).

RESSOURCES MINÉRALES, MINES ET CARRIÈRES

Minerais

L'essentiel des ressources minières de la feuille consiste en *minerais d'uranium*, dont les principaux gîtes, exploités ou en cours d'exploitation, se

répartissent en bordure du granite de Mortagne-sur-Sèvre. Certains sont encaissés à l'intérieur du granite (gîtes du Poitou, la Gabrielle, et la Bonnière-les 4 Chênes), les autres se situent dans l'encaissant métamorphique, du granite (gîte de Roussay l'Anjouerie, le Rétail). Les données publiées sur ces gisements sont très rares malgré l'importance de ce minéral.

D'autres substances minérales ont également été mises en évidence :

— par géochimie, à l'occasion des travaux de l'Inventaire. Il s'agit essentiellement de valeurs anormales en *Sn-W-(Mo...)*, *Pb-Zn-Cu-Ag...*, *As-Sb...*, n'impliquant pas nécessairement la présence de minéraux exprimés ;

— par batéyage des alluvions, ou par prospection marteau lors de reconnaissances géologiques ou du levé de la carte ; on a alors affaire à des minéraux plus ou moins développés qui peuvent être observés à l'œil, ou à la loupe.

● **Anomalies géochimiques**

Sn-W (Mo...) : ces indices se situent dans le quart sud-ouest de la feuille à l'intérieur du massif granitique de Mortagne. L'étain paraît être en relation avec le faciès sodique (γ^1) sur lequel apparaissent une douzaine de valeurs anormales (Sn) entre St-Aubin-des-Ormeaux et le Longeron.

Pb-Zn (Cu-Ag-Ba...) : ce type de paragenèse s'observe essentiellement à l'intérieur de la formation gneissique (ζ^2) et migmatitique (M^{1-2}) où de nombreuses plages anormales se répartissent de part et d'autre d'un axe passant par La Séguinière et La Tessouale avec un groupement assez net dans un rayon de 2 à 3 km autour de cette dernière localité ; il s'agit des indices suivants : le Bordage, la Reveillère, la Vergnaie, le Bignon, la Roberdière ; viennent ensuite en direction du Nord-Ouest, les indices de la Braudière, la Tremblaie, le Cormier, la Bégaudière et la Ménardière.

As-Sb : trois anomalies majeures ressortent sur l'ensemble de la feuille, dans des contextes géologiques différents :

— les Arsies au Sud-Est de La Tessouale, dans les gneiss ;

— la Gouberte au Sud-Ouest de St-André-de-la-Marche, à proximité d'un contact granodiorite—gabbro et d'accidents chevauchants ou cassants ;

— la Haie Cazeau (As-Sb) au Sud-Ouest du May-sur-Èvre, à l'intérieur de la série micaschisteuse des Mauges, près d'une intrusion granitique.

● **Indices minéralogiques**

Cassitérite dans une gangue quartzreuse (associée à de la wolframite, pyrite, cuivre gris, blende, chalcopryrite... en traces) aux lieux-dits : la Renaudière à 1 km au Sud-Est de St-Aubin-des-Ormeaux, la Jarrie à 1,5 km à l'Ouest de Mortagne.

Wolframite associée à du quartz à la Retillaudière, à 1 km à l'WSW de La Tessouale.

Molybdénite sur pierre volante près de la Chaillonère, à 2 km au Nord-Ouest d'Évrunes.

Mispickel dans une gangue quartzreuse à la Foucherie, à 2 km au Sud-Est du Puy-Saint-Bonnet.

Quartz améthyste dans filonnets intra-granitiques en bordure d'une petite marre, à 300 m au Nord-Ouest du village de Bellevue, à 2 km au Nord-Ouest du Longeron.

Béryl pierreux dans une pegmatite granitique à tourmaline, au port de Ribou (D. Pouit, communication personnelle, 1986).

Kaolin : ancienne exploitation à la Terre Blanche (3 km au Nord-Est du Longeron) datant du début du siècle. Quelques travaux ont été effectués en 1969 par la Sté France-Argile, avec prélèvements d'échantillons pour test de caractérisation. Les analyses réalisées par le Cornouaille Français ont montré une qualité insuffisante pour l'emploi de couchage-papier. Les réserves sont relativement faibles : une dizaine de sondages réalisés pour circonscrire le gîte ont tous rencontré le granite peu altéré entre 3 et 8,00 m après avoir traversé une argile souvent teintée.

Autres substances

Une dizaine de carrières sont en exploitation actuellement sur le territoire de la feuille.

Les *limons* (B) issue de l'altération du leucogranite γ^2 de St-Léger-sous-Cholet sont exploités à La Séguinière sur une dizaine de mètres d'épaisseur pour la fabrication de tuiles et briques. A Nuaillé, ce sont des limons issus de l'altération des métarhyolites, méta-ignimbrites et métadacite ($\Sigma_{K-S}^{\phi^{1-3}}$) qui sont exploitées dans le même but.

La *monzodiorite quartzique* (γ^{3K}), connue aussi sous le nom usuel de granite de St-Macaire, est exploitée pour pierre de taille et de décoration au lieu-dit la Varenne en St-Macaire-en-Mauges.

Le *granite porphyrique* ($\rho\gamma^2$) de Clisson—Mortagne est exploité à La Romagne au lieu-dit la Bonnière, également pour pierre de taille. Ce même granite mylonitisé et altéré, est exploité à l'Anjougerie, sur la commune de Roussay.

Le faciès *quartzo-plagioclasique* (λ) des méta-grauwackes de la série des Mauges est exploité, à St-Philbert-en-Mauges au lieu-dit Guichonnet.

La *gabbro-diorite* η^0 est exploitée pour granulats routiers et à béton à St-André-de-la-Marche (carrière des Quatre Étalons).

DOCUMENTATION COMPLÉMENTAIRE

BIBLIOGRAPHIE

AUTRAN A., COGNÉ J. (1980) — La zone interne de l'orogène varisque dans l'Ouest de la France et sa place dans le développement de la chaîne hercynienne. 26° C.G.I. *Mém BRGM*, 108, p. 90-111.

BOYER C. (1974) — Volcanismes acides paléozoïques dans le Massif Armoricain. Thèse d'État, Paris Sud, 384 p.

CABANIS B., WYNS R. (1986) — Le volcanisme précambrien des Mauges (S.E. du Massif Armoricain) et ses caractères géochimiques. *Hercynica*, Rennes, p. 71-78.

CAVET P., GRUET M., PILLET J. (1966) — Sur la présence du Cambrien à *Paradoxides* à Cléré-sur-Layon (M et L) dans le Nord-Est du Bocage Vendéen (Massif Armoricain) *C.R. Acad. Sci.*, Paris, 263, p. 1 685-1 688.

DHOSTE M. (1968) — Sur la présence de migmatites au Nord du granite des Aubiers (Deux-Sèvres) *C.R. Acad. Sci.*, Paris, 266, p. 1 556-1 558.

DHOSTE M. (1980) — Les granitoïdes de la moitié nord du département des Deux-Sèvres. Thèse d'État, Poitiers, 493 p.

FORESTIER F.H., LASNIER B., BURG J.P., FLAGEOLLET J.C., VIAUD J.M. (1982) — Carte géologique à 1/50 000 Clisson (509).

GERSTNER A., BARAS L., PINAUD C., TAYES G. (1962) — Monographie des gisements vendéens. In « les minerais uranifères français », tome II, P.U.F.

GUINEBERTEAU B. (1986) — Le massif granitique de Mortagne-sur-Sèvre (Vendée). Thèse 3^e cycle, Nantes. Mémoires C.R.E.G.U. Nancy, 11, 218 p.

LEBLANC P. (1971) — La lame tectonique bordant le flanc nord-est du granite de Clisson-Mortagne. Les gabbros et leur contexte cristallin dans la région de St-Christophe-du-Bois-Mauléon. D.E.S., Nantes, 80 p.

LE MÉTOUR J. (1979) — Le cisaillement dextre est-vendéen : prolongement du cisaillement sud-armoricain. 7^e R.A.S.T., Lyon, p. 292.

LE MÉTOUR J. (1980) — In : NICOTE., ROLIN P., AUDREN C., COGNÉ J., GUILLOT P.L., LE MÉTOUR J., SANTALLIER D., TERS M. — Compte rendu et résumé de la réunion extraordinaire de la Société géologique de France en Limousin-Vendée-Bretagne sud (14-19 mai 1979). Les événements tectoniques et métamorphiques dévono-carbonifères de l'Ouest de la France. *Bull. Soc. géol. Fr.* (7), XXII, 2, p. 151-177.

LE MÉTOUR J., BERNARD-GRIFFITHS J. (1979) — Age (limite Ordovicien-Silurien) de mise en place du massif hypovolcanique de Thouars (Massif Vendéen). Implications géologiques. *Bull. BRGM*, 4, p. 365-371.

LILLIE F. (1974) – Analyse tectonique et fracturation des gisements uranifères de Vendée. Thèse 3^e cycle, Strasbourg, 101 p.

MATHIEU G. (1937) – Recherches géologiques sur les terrains paléozoïques de la région vendéenne. Stratigraphie et tectonique. Thèse d'État, Lille, 321 p.

RENARD J.P. (1969) – Étude pétrographique et géochimique du massif granitique uranifère de Mortagne-sur-Sèvre (Vendée, France). *Sc. de la Terre*, Nancy, XIV p. 63-102.

SANTALLIER D. (1964) – Étude des roches granitiques et des laves paléozoïques du Choletais. Thèse 3^e cycle, Paris, 117 p.

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.

THIEBLEMENT D., CABANIS B., LE MÉTOUR J. (1987) – Étude géochimique d'un magmatisme de distension intracontinentale : la série bimodale ordovicienne du Choletais (massif vendéen). *Géologie de la France*, 1, p. 65-76.

WYNS R., LE MÉTOUR J. (1983) – Le Précambrien du massif vendéen. *Doc. BRGM*, 68, 60 p.

WYNS R., LARDEUX H., WEYANT M. – Age maximal dévonien du bassin arrière-arc de Chantonay (Zone interne varisque, Vendée). Conséquences sur l'évolution de ce tronçon de l'orogène. *C.R. Acad. Sci.*, à paraître.

DOCUMENTS ET COLLECTIONS CONSULTABLES

La Banque de données du sous-sol du BRGM détient l'inventaire des sondages et autres travaux souterrains exécutés dans le périmètre de la feuille et archive régulièrement les nouveaux travaux. Ces documents peuvent être consultés au Service géologique régional Pays de Loire 10, rue Henri-Picherit, 44300 Nantes ou bien au BRGM, Maison de la Géologie, 77, rue Claude-Bernard, 75005 Paris.

AUTEURS DE LA NOTICE

J. LE MÉTOUR : histoire géologique, terrains métamorphiques et plutoniques.

L. CLOZIER : formations superficielles.

J. CHANTRAINE : histoire géologique.

J.P. BLOUIN : minéralisations.

H. ÉTIENNE : hydrogéologie.

