

CARTE
GÉOLOGIQUE
DE LA FRANCE
À 1/50 000

FONTENAY- LE-COMTE

par

H. DIOT, O. FEMENIAS, C. MOREAU,
A. GAUFRIAU, C. ROY,
G. KARNAY

BRGM
SERVICE GÉOLOGIQUE NATIONAL

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

Président : J.-M. LARDEAUX ; *Vice-Président* : J. DUBREUILH ;
Secrétaire Général : D. VASLET ; *Membres* : J.-P. BRUN,
J. CHANTRAINE, J.-L. DURVILLE, D. GRANDPERRIN,
P. GUENNOC, F. GUILLOCHEAU, D. JANJOU, J. MARCOUX,
P. ROSSI, J. THIERRY, R. WYNS

**NOTICE EXPLICATIVE DE LA FEUILLE
FONTENAY-LE-COMTE À 1/50 000**

par

**H. DIOT, O. FEMENIAS, Ch. MOREAU, A. GAUFRIAU,
Cl. ROY, G. KARNAY**

avec la collaboration de

**J.J. MENARD, T. JOURDAIN, L. PONS, B. POUPIN,
Y. CONAN, A. MAILLARD, L. DUPIN, S. JOUSSEAUME,
M.N. GUILBAUD, A. BLAIS**

2007

**BRGM Éditions
Service géologique national**

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

– *pour la carte* : MOREAU C., FEMENIAS O., DIOT H., KARNAY G. (2007) – Carte géol. France (1/50 000), feuille Fontenay-le-Comte (586). Orléans : BRGM. Notice explicative par Diot H., Femenias H., Moreau Ch., Gaufriau A., Roy Cl., Karnay G. (2007), 96 p.

– *pour la notice* : DIOT H., FEMENIAS O., MOREAU Ch., GAUFRIAU A., ROY Cl., KARNAY G. avec la collaboration de MENARD J.J., JOURDAIN T., PONS L., POUPIN B., CONAN Y., MAILLARD A., DUPIN L., JOUSSEAUME S., GUILBAUD M.N., BLAIS A. (2007) – Notice explicative, Carte géol. France (1/50 000), feuille Fontenay-le-Comte (586). Orléans : BRGM, 96 p. Carte géologique par Moreau C., Femenias O., Diot H., Karnay G. (2007).

© BRGM, 2007. Tous droits de traduction et de reproduction réservés. Aucun extrait de ce document ne peut être reproduit, sous quelque forme ou par quelque procédé que ce soit (machine électronique, mécanique, à photocopier, à enregistrer ou tout autre) sans l'autorisation préalable de l'éditeur.

ISBN : 978-2-7159-1586-2

SOMMAIRE

RÉSUMÉ	7
ABSTRACT	8
INTRODUCTION	9
<i>SITUATION GÉOGRAPHIQUE</i>	9
<i>TRAVAUX ANTÉRIEURS</i>	10
<i>CONDITIONS D'ÉTABLISSEMENT DE LA CARTE ET AUTEURS</i>	10
<i>PRÉSENTATION DE LA CARTE</i>	11
CONTEXTE GÉOLOGIQUE	11
<i>OROGENÈSE VARISQUE</i>	11
Domaines orogéniques	11
Synthèse chronologique des principaux événements tectoniques	14
<i>CADRE RÉGIONAL</i>	16
Unités tectoniques vendéennes	16
Histoire géologique régionale	19
DESCRIPTION DES TERRAINS	23
<i>SOCLE ANTÉ-MÉSOZOÏQUE</i>	23
Introduction	23
Ensemble cristallophyllien de Mervent (Zone de suture)	24
Ensemble du Bas-Bocage (Domaine sud-armoricain)	38
Ensemble des unités lithostratigraphiques de la bordure méridionale du Synclinorium de Chantonay (Domaine ligero-arverne)	41
Formations carbonifères du bassin houiller de Vouvant	45
<i>COUVERTURE POST-PALÉOZOÏQUE</i>	46
Formations mésozoïques	46
Jurassique	46
Cénozoïque	50
RELATIONS STRUCTURALES ENTRE LES TERRAINS	53
<i>MÉTAMORPHISME ET DÉFORMATION DUCTILE</i>	53
<i>TECTONIQUE CASSANTE ET NÉOTECTONIQUE</i>	58
HYDROGÉOLOGIE	60
<i>FORMATIONS AQUIFÈRES SÉDIMENTAIRES</i>	61

Préambule : historique des études hydrogéologiques	61
Identification géologique	62
Formations aquifères sédimentaires	63
Identification hydrodynamique des aquifères	64
Usages de l'eau souterraine	65
Bilan hydrogéologique des aquifères sédimentaires	66
<i>FORMATIONS DU SOCLE ANTÉ-MÉSOZOÏQUE</i>	67
<i>BIBLIOGRAPHIE</i>	68

LISTE DES FIGURES

Fig. 1 - A - Schéma structural du domaine orogénique armoricain avec ses différentes composantes. B - Schéma structural de l'Armorique méridionale avec la localisation de la feuille Fontenay et les âges de différents granitoïdes évoqués dans cette notice	12
Fig. 2 - Diagramme Concordia U-Pb pour les zircons de l'orthogneiss de Mervent	28
Fig. 3 - Mécanisme au foyer, localisation des stations et traces sismiques	hors-texte
Fig. 4 - Données climatiques dans la région de Fontenay-le-Comte (a, b, c)	hors-texte
Fig. 5 - Bilan hydrique à Sainte-Gemme-la-Plaine	hors-texte
Fig. 6 - Carte structurale de la surface du socle hercynien	hors-texte
Fig. 7 - Coupe géologique nord-sud de Thiré à Nalliers	hors-texte
Fig. 8 - Coupe géologique NE-SW de l'Hermenault à Nalliers	hors-texte
Fig. 9 - Contexte structural dans la région de Saint-Aubin-la-Plaine	hors-texte
Fig. 10 - Série stratigraphique dans la région de Fontenay-le-Comte	hors-texte
Fig. 11 - Esquisse piézométrique de la nappe du Dogger	hors-texte
Fig. 12 - Fluctuations piézométriques à Saint-Aubin-la-Plaine de la nappe du Dogger - année 2000 (forage indice : 586-5-126)	hors-texte
Fig. 13 - Fluctuations piézométriques à Fontenay-le-Comte « le Gros-Noyer » de la nappe du Dogger - année 2000 (forage indice : 586-7-152)	hors-texte
Fig. 14 - Esquisse piézométrique de la nappe du Lias inférieur	hors-texte
Fig. 15 - Fluctuations piézométriques à Saint-Étienne-de-Brillouet de la nappe du Lias inférieur - année 2000 (forage indice : 585-5-68)	hors-texte
Fig. 16 - Fluctuations piézométriques à Pétosse de la nappe du Lias inférieur - année 2000 (forage indice : 586-6-91)	hors-texte

Fig. 17 - Suivi qualitatif (nitrates) de la nappe du Lias inférieur
à Pétosse (forage indice : 586-6-91) **hors-texte**

Fig. 18 - Fluctuations piézométriques à Mervent - Période
1996/1997 **hors-texte**

RÉSUMÉ

La carte géologique à 1/50 000 de Fontenay-le-Comte constitue une coupure couvrant la limite entre le Socle varisque du Massif armoricain dans sa partie sud et la bordure nord du Bassin aquitain. Le trait géographique majeur oppose les faibles reliefs et vallées du socle armoricain de la forêt de Mervent au Nord-Est à la platitude des terrains secondaires et du marais au Sud de la feuille.

Les formations du socle paléozoïque présentes sur cette carte sont, comme sur les cartes adjacentes au Nord-Ouest et au Sud-Est, représentatives des événements orogéniques majeurs du Massif armoricain qui ont eu lieu durant l'orogénèse varisque. Des reliques de haute pression (éclogites, région de Chantonay-Les Essarts) sont présentes au Nord-Ouest de la feuille sur l'axe Les Essarts-Mervent soulignant le caractère mobile de cette zone. Sur la feuille de Fontenay, cet axe ne livre que la partie sud du complexe « Les Essarts-Mervent », les terrains de HP localisés sur le flanc nord de ce linéament étant ici absents. L'orthogneiss de Mervent a quant à lui, fait l'objet d'une étude isotopique U-Pb sur zircons qui a fourni un âge par intercepte supérieur de $486 \pm 15/-11$ Ma, interprété comme l'âge de cristallisation du protolithe magmatique. Cet orthogneiss, vraisemblablement associé à l'extension ordovicienne, occupe, tout comme dans le Complexe de Champtoceaux en région nantaise, une position tectonique en association avec un domaine éclogitique. L'âge du massif et la présence de déformation ductile aux contacts latéraux de la bande orthogneissifiée ne permettent pas de l'associer aux unités du Bas-Bocage ou du Synclinorium de Chantonay. L'orthogneiss de Mervent est interprété comme la matérialisation du prolongement de la branche méridionale de la suture Sud-armoricaine (ici entre les Domaines sud-armoricain et ligero-arverne). C'est pourquoi, cartographiquement et structuralement, nous avons été amenés à distinguer au sein de cette partie sud un ensemble lithostructural indépendant, jouxtant la frange sud de cet axe tectonique majeur souligné par l'orthogneiss de Mervent. Ce « Complexe d'Albert » comprend intimement associés à la fois un orthogneiss, des paragneiss et des amphibolites.

Le socle est recouvert en discordance par les assises sédimentaires du Jurassique qui occupent le tiers méridional de la feuille et sont également conservées à l'extrémité sud-orientale du graben de Chantonay. La mer jurassique recouvre progressivement la région au Lias inférieur. Ensuite, les dépôts carbonatés du Lias et du Dogger se déposent dans un environnement de plate-forme stable.

ABSTRACT

The 1:50,000-scale geological map of “Fontenay-le Comte” is a sheet covering the boundary between the Armorican basement rocks to the north and the aquitanian basin sedimentary rocks to the south. The major geographic contrast is found between the low level relief and valleys of the armorican basement in the Mervent forest vicinity and the flat relief of the Mesozoic formations and the marsh to the south of the sheet.

The formations of the Paleozoic basement on the map are, as for the neighbour map to the NW and SE, representative of the major collisional events of the Armorican Massif during the Variscan orogeny. Relics of high-pressure conditions (eclogites, Chantonay and Les Essarts area) are found to the Northwest of the sheet along the northern part of the “Les Essarts-Mervent” axis focusing on the mobility of this domain. Only the southern part of this lineament is present on the Fontenay sheet. The orthogneiss from Mervent has been U-Pb studied on zircons. The results give an upper intercept age of $485 \pm 15/-11$ Ma, interpreted as the crystallisation age of the magmatic protolithe. This orthogneiss is quite comparable to other Ordovician alkaline bodies and particularly from Champtoceaux Complex by its association with an eclogite domain. Age of intrusion and ductile shape contact with country rocks do not allow to associate it with the neighbor units of the Bas-Bocage or Chantonay Synclinorium. The orthogneiss from Mervent is interpreted as the marker of the southern prolongation of the South Armorican Suture (between the South-Armorican and Ligero-Arverne domains). It is why, during the mapping and structural investigations, we have distinguished in this southern part an “Albert Complex”, which includes an orthogneiss, some paragneiss as well as amphibolites.

The basement is unconformably overlain by Jurassic sedimentary deposits represented in the southern third of the map area, and also at the southeastern limit of the Chantonay graben. The Jurassic sea progressively transgressed the area during the Early Lias. Carbonate deposition then followed during the Lias and Dogger in a stable shelf environment.

INTRODUCTION

SITUATION GÉOGRAPHIQUE

Située au Sud du département de la Vendée, à la limite entre le Massif armoricain et le Bassin aquitain, la région cartographiée présente une occupation humaine des sols et une diversité morphologique qui reflètent la variété et la nature des roches qui constituent son sous-sol. Trois zones naturelles peuvent être ainsi distinguées à partir de ces critères géographiques : ce sont le Bas-Bocage vendéen, la plaine de Luçon et le Marais poitevin, qui se succèdent du Nord-Est au Sud-Ouest de la carte. La morphologie et la topographie de ces zones traduisent des paysages permettant de les distinguer aisément :

– **le Bas-Bocage vendéen**, en moitié nord-est de la carte, représente les confins sud-est de la pénéplaine armoricaine. Il est entaillé par un réseau hydrographique assez dense où les eaux sont collectées en général du Nord au Sud, principalement vers la Smagne, affluent du Lay à l'Ouest et vers la Longève, affluent de la Vendée à l'Est. Seule la Vendée avant son passage à Mervent et l'un de ses affluents, le Petit Fougerais, ne suivent pas ce réseau NNE-SSW mais l'axe morphologique « armoricain » NW-SE entre La Caillière et Mervent. Si la rivière Vendée et la rivière Le Lay sont à l'origine de vallées encaissées, les autres cours d'eau montrent en général de faibles incisions du socle. Le réseau hydrographique confère à cette région son caractère vallonné selon un axe NNE-SSW conforme à celui de Mervent–La Réorthe avec des reliefs qui peuvent dépasser soixante mètres, comme c'est le cas en partie au Sud de la forêt domaniale de Vouvant–Mervent que recoupe la Vendée et ses affluents ;

– **la plaine de Luçon** s'étend au Sud de la ligne Fontenay-le-Comte–L'Herminault–Sainte-Hermine. Le paysage peu accidenté présente des altitudes allant de quelques mètres à la limite du marais à près de 50 m à proximité du bocage. Le réseau hydrographique est ici presque absent soulignant le caractère très perméable des différents terrains de la plaine. Ce réseau se limite ainsi à la présence de quelques rivières alimentant directement les zones humides du marais et de la baie de L'Aiguillon ;

– **la terminaison septentrionale du Marais poitevin** apparaît au Sud de Nalliers dans la partie sud-ouest de la carte. Cette zone humide de quelques mètres d'altitude est entrecoupée de nombreux canaux et se poursuit vers le Sud-Ouest sur les cartes de Marans et de L'Aiguillon.

La morphologie de la région montre ainsi un lien étroit avec la lithologie sous-jacente, bien que l'altération intense dont est l'objet le Bas-Bocage rende difficile l'observation directe du socle rocheux, excepté toutefois le long des rivières qui l'entaillent. Dans ses grandes lignes cependant, le Bocage correspond à la zone où affluent les formations du socle

cristallophyllien armoricain. La plaine de Luçon quant à elle, terminaison septentrionale du Bassin aquitain, est le lieu où affleurent les formations sédimentaires mésozoïques et, le Marais poitevin les formations essentiellement quaternaires (alluvions récentes et tourbes).

TRAVAUX ANTÉRIEURS

La feuille à 1/80 000 de Fontenay-le-Comte a fait l'objet de plusieurs levés géologiques. On doit la première édition de 1892 à Boisselier. Elle fut suivie en 1939 par une deuxième édition de Mathieu et Waterlot, puis en 1968 par une troisième édition de Mathieu, Verger et Ters.

Les nouvelles couvertures topographiques de l'IGN et les photographies aériennes des années 1980, ont considérablement facilité les travaux de terrain. De plus, les nouveaux concepts géologiques acquis dans les chaînes plus récentes ainsi que les travaux des auteurs des feuilles voisines et les thèses régionales impliquant en partie le territoire de cette feuille, permettent aujourd'hui d'intégrer de manière cohérente les différentes unités de la région considérée au sein d'un orogène de collision. Ce contexte a favorisé les investigations sur les feuilles du Sud de la Vendée et l'examen de leur place dans la Chaîne varisque. Les travaux récents ont été utilisés lors des levés de la carte ainsi que de la rédaction de la notice. Parmi ces travaux, citons les thèses de Wyns (1980), Godard (1981), Bouton (1990) et Meidom (1991).

CONDITIONS D'ÉTABLISSEMENT DE LA CARTE ET AUTEURS

En Vendée méridionale, les deux cartes géologiques à 1/50 000 de Luçon et Fontenay-le-Comte restaient à lever. Ceci s'explique en majeure partie par les mauvaises conditions d'affleurement et la complexité de ce tronçon de chaîne délicat à interpréter dans un contexte régional. Plusieurs étudiants de l'université de La Rochelle ont participé à ce travail et ont bénéficié de stages du BRGM, exercice qui représente un travail pratique formateur et complémentaire de leur cursus universitaire. La feuille de Fontenay a nécessité trois campagnes principales de terrain au cours de l'été et l'automne en 1997, 1998 et 1999. Elles ont permis l'établissement de la carte et la rédaction de la notice.

La coordination des levés de la carte a été assurée par C. Moreau à partir de 1997, les différents collaborateurs ont contribué à sa réalisation et la synthèse a été le fruit de la collaboration des signataires de cette notice pour la partie géologique, C. Roy ayant assuré la partie hydrogéologie.

En 2005-2006, des levés complémentaires de la couverture jurassique et quaternaire ont été assurés par G. Karnay, prenant en compte les cartographies détaillées des terrains sédimentaires et formations superficielles à 1/12 500 effectuées par P. Bouton dans les secteurs de Sérigné et Thouarsais-Bouildroux.

PRÉSENTATION DE LA CARTE

Située dans la partie sud-est du Massif armoricain, la région de Fontenay-le-Comte marque la limite méridionale affleurante du socle paléozoïque. Ce socle, au Nord-Est de la carte, comprend la partie méridionale du Synclinorium de Chantonay, les premières unités du Bas-Bocage affleurant au Sud-Ouest du Complexe cristallophyllien de Mervent qui marque une limite structurale majeure d'échelle continentale. Cette zone de suture est parallèle à la branche sud du Cisaillement Sud-Armoricain (CSA) d'orientation WNW-ESE (accident décrochant majeur dextre qui se suit depuis la pointe de Bretagne jusqu'à Saint-Maixent en passant par Nantes où il est morphologiquement associé au Sillon de Bretagne). Elle est reconnue plus au Sud par investigations géophysiques et marque la limite entre les Domaines sud-armoricain et ligero-arverne. Les terrains cristallophylliens de la carte de Fontenay appartiennent donc au domaine « interne » de la Chaîne varisque, et sont recouverts en discordance majeure par les formations secondaires du Bassin aquitain, elles-mêmes surmontées par les terrains quaternaires du Marais poitevin.

CONTEXTE GÉOLOGIQUE

OROGÉNÈSE VARISQUE

Domaines orogéniques

La région de Fontenay, où les terrains hercyniens s'étendent sur une superficie modeste, représente de par sa position dans la chaîne, un témoin important de l'architecture structurale du Massif armoricain et, par extension, de la Chaîne varisque d'Europe de l'Ouest. Du Nord au Sud, le Massif armoricain présente une géométrie en éventail ouvert vers l'Est qui rend compte d'une structure régionale associée à un poinçonnement. Le Domaine centre-armoricain en situation interne constitue le bloc contre lequel s'amortit cette structure et à petite échelle, le raccourcissement nord-sud entraîne la disparition partielle ou totale de certains domaines orogéniques, le long de grands accidents ou sutures. Tardivement dans l'histoire hercynienne, certains tronçons de ces sutures lithosphériques ont localisé une déformation décrochante qui tend à masquer par son

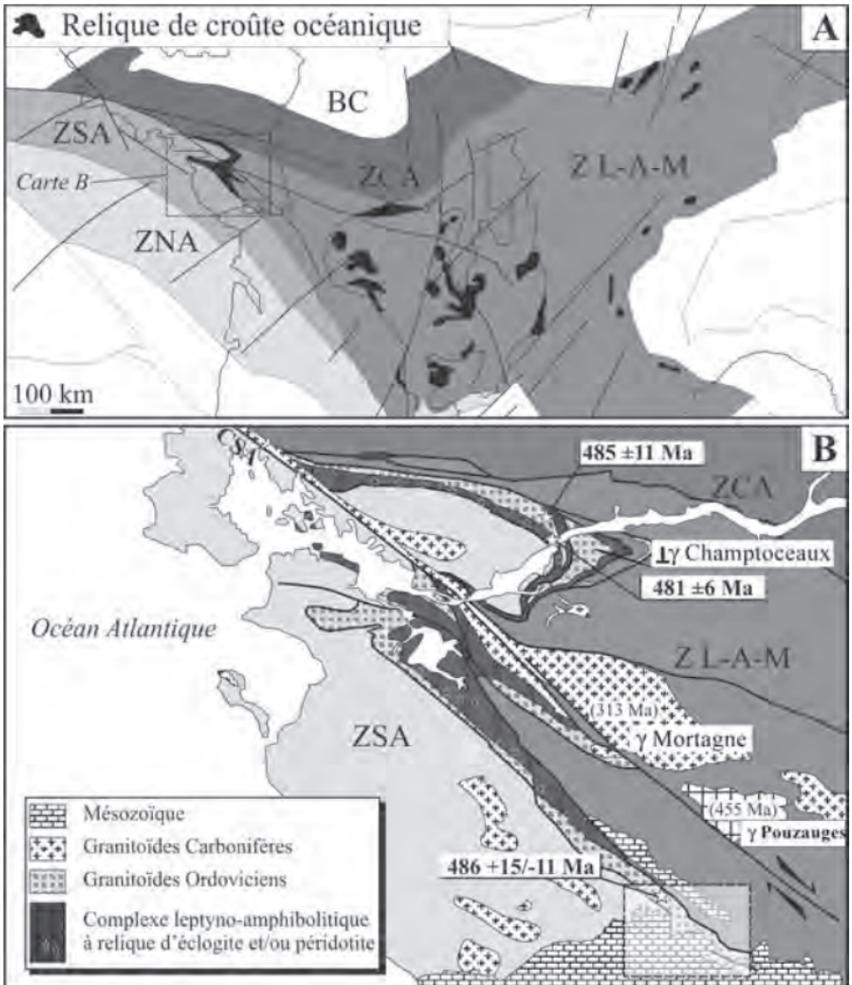


Fig. 1 - A – Schéma structural du domaine orogénique armoricain avec ses différents composants. BC : Bloc Cadomien ; ZCA : Zone Centre Armoricaine ; Z L-A-M : Zone Liger–Arverno–Moldanubienne ; ZSA : Zone Sud Armoricaine ; ZNA : Zone Nord Aquitaine.

B – Schéma structural de l'Armorique méridionale avec la localisation de la feuille Fontenay (cadre en tirets) et les âges de différents granitoïdes évoqués dans cette notice. Même légende que A, CSA : Cisaillement Sud Armoricain. D'après la Carte de France au 1/1 000 000, 6^e édition (Chantraine *et al.*, 1996).

importance les phénomènes plus anciens et rend souvent délicate, sur le terrain, l'estimation et la valeur des discontinuités. Les grands domaines étroits constituant à l'heure actuelle le Massif armoricain sont, du Nord au Sud : le Domaine nord-armoricain, le Domaine centre-armoricain, le Domaine ligérien et le Domaine sud-armoricain (respectivement regroupés au sein de BC, ZCA, ZLAM et ZSA de la légende de la figure 1). Ils sont séparés les uns des autres, soit par les décrochements tardifs (cisaillements nord- et sud-armoricain), soit plus exceptionnellement par les témoins plus ou moins préservés des sutures précoces (localement matérialisées par la présence de roches de HP, Complexes de Champtoceaux et des Essarts–Mervent).

La zone de Fontenay présente l'une de ces sutures (fig. 1) entre le Domaine ligérien (ou ligero-arverno-moldanubien) représenté régionalement par le Haut-Bocage vendéen (comprenant le Synclinorium de Chantonnay) et le Domaine sud armoricain représenté par le Bas-Bocage et le Littoral vendéen.

Le Domaine ligérien appartient à l'axe central de la Chaîne et s'étend jusqu'à la partie sud du massif de Bohême en passant par le Massif central français, les Vosges et la Forêt-Noire ; on en connaît le prolongement au Nord-Ouest de l'Espagne (Galice). Au cours du Protérozoïque supérieur et du Paléozoïque inférieur, il est caractérisé par une sédimentation de zone mobile, essentiellement argilo-gréseuse, suivie d'un magmatisme classiquement interprété comme associé à la subduction d'une zone océanique aujourd'hui disparue (océan Massif central). Le socle protérozoïque de ce domaine interne à la chaîne (mal connu) est recouvert en discordance par des formations paléozoïques qui sont caractérisées, par rapport aux sédiments des domaines plus septentrionaux, par l'existence d'un important volcanisme d'abord basique, puis acide, se manifestant à plusieurs reprises de l'Ordovicien supérieur à la fin du Dévonien (Synclinorium de Chantonnay et l'ensemble des formations du Haut-Bocage vendéen). Il est séparé du Domaine sud-armoricain par un domaine de suture où les éclogites (Complexe de Champtoceaux et des Essarts–Mervent) sont partiellement transposées par le Cisaillement sud-armoricain (Jégouzo, 1980).

Le Domaine sud-armoricain représenté par le Bas-Bocage vendéen sur la carte de Fontenay, est isolé du reste du Massif Armoricain, depuis la pointe de Bretagne jusqu'en région nantaise, par le Cisaillement sud-armoricain puis, vers le Sud-Est, par l'axe tectonique des Essarts–Mervent. L'intégration géotectonique de ce domaine à l'histoire varisque armoricaine reste sujet à discussion : son origine n'est en effet pas clairement établie bien que vraisemblablement « gondwanienne ». L'existence d'un océan subducté lors de la phase pré-collisionnelle, entre ce domaine et le Domaine ligero-arverne, est attestée par la présence de nombreuses éclogites (*i.e.* Complexe

des Essarts–Mervent dans l’Ouest vendéen) et d’ophiolites (Limousin, Massif central). Les effets tectono-métamorphiques de cette ou ces subductions sont par ailleurs fossilisés au sein des Schistes bleus de l’île de Groix et du Bois de Céné.

Synthèse chronologique des principaux événements tectoniques

Les différents modèles d’évolution de la Chaîne varisque (monocyclique ou polycyclique) rendent compte des difficultés de reconstruction précise de l’histoire de cet orogène. Le modèle monocyclique (Matte, 1986) est caractérisé par une convergence continue entre les continents Laurussia et Gondwana depuis le Silurien jusqu’au Carbonifère inférieur. La Chaîne se construit sous forme d’un éventail orogénique pincé entre une subduction au Nord (océan Rhéïque) et Sud (océan Galicia - Massif central). Pin (1990) et Faure *et al.* (1997, 2002) proposent un modèle polyphasé caractérisé par :

- 1 - la fermeture, du Cambrien au Dévonien inférieur, de l’océan Galicia - Massif central, suivi ;
- 2 - d’un épisode de distension au cours du Dévonien moyen, puis ;
- 3 - la fermeture de l’océan Rhéïque et enfin, du Dévonien moyen au Carbonifère inférieur ;
- 4 - la collision Laurussia-Gondwana.

Précambrien

Le Précambrien et le début du Paléozoïque marquent la fin de l’orogénèse pan-africaine et le morcellement du Gondwana, supercontinent néoprotérozoïque. La formation des océans provoque la dispersion des blocs continentaux qui seront par la suite impliqués dans la construction de la chaîne varisque.

Évolution paléozoïque : orogénèse varisque

Les granitoïdes calco-alcalins (et alcalins), quelquefois associés à des roches basiques et ultra-basiques, d’âge Ordovicien inférieur (500 Ma-480 Ma : Champtoceaux, orthogneiss de Mervent, massif de Meuzac) sont reconnus sur la feuille de Fontenay. Ces roches sont connues dans les groupes leptyno-amphiboliques (équivalents du complexe à éclogite des Essarts ?) et témoignent d’un épisode d’extension et/ou de rifting, suivi d’une distension généralisée et/ou d’une océanisation à l’Ordovicien (Pin et Lancelot, 1982 ; Pin et Marini, 1993 ; Ballèvre *et al.*, 2001 ; Mattauer, 2004). La présence d’une véritable océanisation reste contestée, bien que la présence d’ophiolites dans le Limousin (Girardeau *et al.*, 1986 ; Dubuisson

et al., 1989) puisse rendre compte de l'existence d'une croûte océanique à cette période.

L'éclogitisation et d'une manière plus générale le métamorphisme HP associé aux épisodes pré-collisionnels varisques (subduction 430-360 Ma) sont rapportés à des épisodes s'échelonnant du Silurien (éclogites de la Borie à $432 \pm 20/-10$ Ma, Ducrot *et al.*, 1983 ; trondhjémites de Marvejols à 415 ± 5 Ma, Pin et Lancelot, 1982) au Dévonien (éclogites de Champtoceaux à 360 Ma, Bosse *et al.*, 2000).

L'exhumation (390-350 Ma : Pin, 1981 ; Lafon *et al.*, 1985 ; Boutin et Montigny, 1993 ; Duthou *et al.*, 1994) des roches de haute pression (notamment du groupe leptyno-amphibolite) pourrait être à l'origine d'une anatexie de grande ampleur. Les parties pélitiques produisent alors les migmatites et autres leucosomes plus ou moins gneissiques (leptynites), les roches basiques se rétro-morphosant en amphibolites (en conservant localement leur cœur éclogitique). Cette anatexie est contemporaine d'un métamorphisme barrowien MP classiquement considéré (Pin, 1979 ; Burg, 1981) comme synchrone de la mise en place des nappes, bien que les ophiolites du Limousin ne l'enregistrent pas (Berger *et al.*, 2005). Quelques intrusions calco-alkalines telles que la diorite de Tallud, datée à 373 ± 6 Ma (Bernard-Griffith *et al.*, 1985) témoignent quant à elles d'un contexte de marge active, avec une subduction vers le Sud, au Nord du Massif central (Cuney *et al.*, 2001 ; Pin et Paquette, 2002).

Dans le Limousin, un métamorphisme barrowien à 350 Ma (Roig *et al.*, 2000) fait suite à celui déjà observé dans les anatexites à cordiérite. Il serait contemporain d'une tectonique tangentielle caractérisée par des chevauchements à faible pendage à vergence nord-ouest (Ledru et Autran, 1987). Cet épisode est scellé dans le Sud-Limousin par l'intrusion de la granodiorite de Chanteix daté à 355 ± 4 Ma (Roig, 1997). La fin de la mise en place des nappes vers le Sud (Limousin, Montagne Noire) et vers l'Ouest (Vendée Bas-Bocage) est rapportée au Viséen supérieur-Namurien inférieur (330 à 310 Ma).

Un épisode extensif majeur (330-315 Ma) accompagnant des structures de direction NW-SE (Faure, 1995) serait à l'origine d'une fusion crustale et de la mise en place de nombreux massifs leucogranitiques (de part et d'autre du Cisaillement sud-armoricain entre autres) tels que ceux du Bas-Bocage vendéen. Cette période est également contemporaine de la formation de bassins volcano-sédimentaires et d'un volcanisme sub-aérien.

Le désépaississement du Massif central (période tardi- à post-orogénique du Carbonifère supérieur, Stéphanien) s'accompagne de la formation de dômes granitiques et migmatitiques (Velay, la Montagne noire) associés à

des décrochements ou des failles normales qui contrôlent l'ouverture des bassins houillers. La granulitisation de la croûte inférieure (Leyreloup *et al.*, 1977) est rapportée au Carbonifère supérieur et/ou Permien en raison d'un phénomène de délamination lithosphérique et de sous-placage magmatique (Féménias *et al.*, 2003).

CADRE RÉGIONAL

Unités tectoniques vendéennes

Haut-Bocage vendéen (Domaine ligero-arverne)

Au sein de ce domaine ligérien et au Sud du Cisaillement sud-armoricain, ce sont les formations essentiellement Paléozoïque inférieure du Synclinorium de Chantonay et son soubassement protérozoïque probable de Saint-Paul-en-Pareds, les formations dévoniennes de la Villedé d'Ardin (Givétien) et du Groupe de Réaumur, le Sillon houiller (Namuro-Stéphanien) du bassin de Vouvant. Au Sud du Sillon houiller, le lien avec le complexe des Essarts–Mervent correspond à l'Unité dite de Roc Cervelle rapportée sans certitude au Cambrien. Deux épisodes magmatiques calco-alcalins caractérisent cet ensemble : l'un Ordovicien avec le granite de Pouzauges (fig. 1), l'autre Dévonien avec des roches magmatiques (diorites de Montcoutant et du Chatillonnais) mais aussi des laves (basaltes de la Meilleraie, en contexte d'arrière arc ; Thiéblemont et Cabanis, 1986). Par la suite, se mettent en place les granitoïdes carbonifères (Mortagne, Bressuire et Partenay).

Axe des Essarts–Mervent (Zone de suture)

La suture majeure entre les Domaines ligero-arverne (Haut-Bocage vendéen) et sud-armoricain (Bas-Bocage vendéen) est matérialisée par la « nappe » de Champtoceaux et l'axe des Essarts–Mervent. Contrairement à la région nantaise, le complexe leptyno-amphibolique (Wyns *et al.*, 1988 et 1989 ; Bouton, 1990) affleure ici sur une largeur de quelques kilomètres, limité au Nord-Est par la faille des Essarts et vers le Sud-Ouest par une zone de mylonites. L'attitude pratiquement verticale des contacts facilite le travail cartographique de ce complexe mais la tectonique tangentielle dextre tardive associée à cette verticalisation masque les relations structurales précoces entre les différentes formations qui le composent. Deux unités principales séparées par un chevauchement majeur aujourd'hui redressé y sont classiquement distinguées : ce sont l'Unité des Essarts à reliques éclogitiques au Nord et l'Unité de Mervent au Sud. C'est dans l'Unité des Essarts que sont localisées, au Nord-Ouest de la Vendée les amphibolites éclogitiques, les serpentinites et métagabbros dispersés en boudins décamétriques à kilométriques au sein de paragneiss qui ont également connu, avant leur rétro-morphose, les conditions de HP/HT. Les éclogites

quant à elles ont subi plusieurs phases de métamorphisme : HT d'abord puis rétomorphose avant l'épisode de HP (16-20 kbar et 700 ± 100 °C, Godard *et al.*, 1981, daté à 413 ± 15 -12 Ma, U-Pb sur zircons, Peucat *et al.*, 1982) ; un métamorphisme mésozonal serait ensuite contemporain du charriage de l'Unité des Essarts sur celle de Mervent. La verticalisation et la déformation des structures dans les phases tardives s'accompagne enfin de la rétomorphose partielle des éclogites.

L'Unité des Essarts est constituée de roches pouvant dériver de séries d'arc (tholéiites) et représentées par des métagrauwackes, des métavolcanites basiques à ultrabasiques (Formation de Saint-Martin-des-Noyers), et de roches différenciées depuis des basaltes aux roches acides (leptynites de la Formation du Petit Lay) d'âge comparable (Dévonien supérieur) aux séries de la Meilleraie dans le Haut-Bocage. Des corps granitiques orthogneissifiés (orthogneiss de Mervent à 486 Ma, orthogneiss d'Albert) sont structurellement associés à cette macro-unité.

Le Bas-Bocage vendéen (Domaine sud-armoricain)

Le Bas-Bocage vendéen représente une aire géologique confinée, du Nord-Est au Sud-Ouest, entre l'axe tectonique des Essarts–Mervent et l'océan Atlantique et qui s'étend de l'estuaire de la Loire aux contreforts du Bassin aquitain représenté dans le Sud-Vendée par la plaine de Luçon. D'un point de vue structural, ce domaine est constitué de nappes présentant des linéations d'étirement E-W, associées à un cisaillement de vergence ouest. Ces nappes, plus ou moins horizontales, se verticalisent et s'enracinent cinématiquement à l'Est le long de l'axe des Essarts–Mervent sur la carte de Fontenay. Un système de fenêtres successives permet, dans la direction du Sud-Ouest à partir de l'axe des Essarts–Mervent, d'observer des nappes dont les conditions PT sont inverses de l'empilement (Burg, 1981).

Ces nappes sont, du haut de la pile vers le bas :

- les schistes bleus : ils ont enregistré des conditions de haute pression (1 400-1 900 MPa) et de relativement basse température (500-550 °C ; Triboulet, 1991). Ils présentent des âges de refroidissement aux alentours de 350 Ma ($^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ sur micas blancs ; Bosse *et al.*, 1998, 2000, 2002 ; Le Hébel, 2002), qui rendraient compte d'un enfouissement et d'une exhumation précoce dans l'histoire de la chaîne. Cependant, l'occurrence très limitée de ces schistes bleus (ils affleurent uniquement à l'Île de Groix et dans la région de Bois de Céné) rend délicate les corrélations structurales entre ces occurrences et les autres ensembles tectoniques ;
- les schistes de Saint-Gilles : mal connus de manière générale, il s'agit de schistes satinés plus ou moins graphiteux, où abondent des lentilles et des veines de quartz, alternant avec des grès albitiques à grains très fins. Ils

pourraient être étroitement liés aux porphyroïdes de Vendée ou aux Schistes bleus, dont ils pourraient être un produit de leur rétrogenèse ;

– les « porphyroïdes » de Vendée : ils sont constitués de métatufs et de métarhyolites (ignimbrite rhyolitique) métamorphisés à des températures estimées entre 350 et 400 °C pour des pressions (très certainement surestimées) de 700 à 900 MPa (Le Hébel *et al.*, 2002). Leur âge reste discuté : le protolithe des porphyroïdes de Mareuil-sur-Lay a été daté par la méthode Rb/Sr à 510 ± 10 Ma (Talbert et Vialette, 1972) alors qu'une datation U/Pb sur zircons par intercept inférieur donne 400 Ma à ceux de Champ-Saint-Père (Chalet, 1985). Un âge Ordovicien paraît donc raisonnable et rattacherait les porphyroïdes aux formations autochtones du Bas-Bocage, rhyolites, ignimbrites et tufs bien identifiés sur la feuille de Luçon et probablement contemporains des laves datées sur le littoral (région de Talmont et des Sables d'Olonne) ;

– les schistes du Bas-Bocage : ils sont essentiellement constitués de micaschistes présentant un métamorphisme barrowien considéré comme plus intense à la base (faciès amphibolite) qu'au sommet de la pile (faciès schiste vert, Triboulet et Audren, 1988). Goujou (1992) estime les conditions métamorphiques entre 450 ± 50 °C, 400 ± 100 MPa au sommet et 600 ± 50 °C, 800 ± 100 MPa à la base de la pile. Le protolithe de cette séquence est constitué de sédiments qui se sont déposés de manière quasi continue du Cambrien jusqu'au Silurien ;

– les migmatites paradérivées : pour les migmatites du Golfe de Morbihan, le refroidissement est estimé entre 310 et 290 Ma, âge obtenu par plusieurs méthodes : U/Pb sur monazites, $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ sur hornblendes et micas blancs, Rb/Sr sur biotites (Brown et Dallmeyer, 1996). Il existe également des formations migmatitiques à sillimanite près de La Roche-sur-Yon, cartographiquement associées à l'intrusion du granite du Tablier. Enfin, une séquence d'anatexie locale est également décrite à la base de la série des Sables d'Olonne, terme ultime du gradient métamorphique amorcé dans les métapélites plus au Nord (Cagnard *et al.*, 2004). Les conditions de pression et de température de ces unités ont été estimées à 1 000 MPa et 700-750 °C dans le golfe du Morbihan (Jones et Brown, 1989, 1990) ;

– l'orthogneiss « de l'île d'Yeu » : il est historiquement rattaché à celui des Sables d'Olonne (G. Mathieu, 1945), avec lequel il présente de nombreuses similitudes pétrographiques et structurales. Ils possèdent tous deux les mêmes linéations N-S, associées à un cisaillement de vergence sud (Cagnard *et al.*, 2004) : ces linéations sont bien préservées à l'île d'Yeu alors qu'elles ne le sont plus que sous la forme de reliques aux Sables d'Olonne (Cannat et Bouchez, 1986) auxquelles se superposent les linéations E-W associées aux cisaillements de vergence ouest de la mise en place des nappes (porphyroïdes, schistes bleus). Le protolithe de cet orthogneiss est recoupé par des pegmatites, des aplites et des amphibolites localement biotitisées (île d'Yeu, Sables d'Olonne, La Chaume). Un âge de

530 ± 8 Ma a été déterminé pour le protolithe de l'île d'Yeu (méthode U-Pb sur zircons, BRGM laser-MC-ICPMS (Neptune)) ;

– la série paradérivée inférieure : elle n'est bien représentée qu'à l'île d'Yeu où elle constitue l'autochtone relatif de l'orthogneiss et pourrait affleurer localement aux Sables d'Olonne. Cette formation sédimentaire, composée d'un métaconglomérat à galets orthodérivés, de rares marbres, d'un cortège filonien (quartz, aplites, pegmatites), de quartzites feldspathiques rubanés et d'une série argilo-gréseuse riche en biotite, présente une structure complexe et multiphasée, au travers de structures d'écaillés, de boudinages et de plis en fourreaux, typique d'une zone de « mélange » tectonique.

Histoire géologique régionale

Les formations représentées sur la carte sont les témoins d'une évolution géodynamique qui reste imparfaitement comprise, en partie à cause du manque de marqueurs chronostratigraphiques mais également en raison d'une part, de la transposition des structures précoces par les cisaillements tardi-varisques, et d'autre part, en raison du manque de continuité des structures sur le terrain : retracer l'histoire géologique enregistrée dans les différentes unités de la carte de Fontenay implique nécessairement d'intégrer les informations présentes sur les cartes adjacentes dont il est fait référence tout au long de cette notice.

Précambrien

Le socle précambrien est représenté par les Schistes du Haut-Bocage contre lesquels est en contact, au Nord, la série cambrienne du synclinorium de Chantonay, non représentée sur cette carte. Ces roches du Haut-Bocage ont été déformées et métamorphosées avant la mise en place, à l'Ordovicien, du granite de Pouzauges, daté à 456 ± 4 Ma (U/Pb sur zircon, Bertrand *et al.*, 1997, 2001) et de l'orthogneiss de Mervent, dont le protolithe magmatique est daté à 486 +15/-11 Ma (U-Pb sur zircons, anciennement daté à 446 ± 22 Ma, Rb-Sr roche totale, Vidal, 1976). Leur mise en place serait donc à rapporter à un épisode magmatique fini cadomien et/ou pan-africain, et à la formation d'un socle continental contre lequel va se greffer, au Paléozoïque, une structuration varisque.

Évolution paléozoïque

L'évolution paléozoïque n'est que très imparfaitement connue en raison de la rareté de repères chronostratigraphiques utilisables dans la série du Synclinorium de Chantonay et le bloc sud du Bas-Bocage.

Les premiers dépôts du Paléozoïque sont attribués au Cambrien ; ils affleurent au Nord-Est de notre carte (Formations du Busseau, de Marillet et de Roc-Cervelle) et à la base de la série des schistes du Bas-Bocage dans la région des Sables d'Olonne. Ils sont associés, sur les feuilles de Chantonnay et de Fontenay-le-Comte, à un volcanisme tholéitique continental (Thiéblemont *et al.*, 1987) représenté par des panneaux de nature rhyolitique et doléritique enclavés au sein de l'Unité du Busseau. Ils sont interprétés comme les témoins de la création, au sein d'un craton cadomien/pan-africain, d'un bassin en distension de type rift, évoluant probablement par la suite en ouverture océanique ou d'arrière-arc, et dont le Synclinorium de Chantonnay pourrait représenter l'une des bordures.

L'Ordovicien et le Silurien sont représentés dans le Synclinorium de Chantonnay et de La Roche-sur-Yon (Bas-Bocage) par des séries marines : les dépôts sont cependant mal caractérisés, aussi bien sur le plan chronostratigraphique que géodynamique. Chalet (1985) rapporte au Siluro-Dévonien les schistes de Chassenon, et les « schistes de La Vierge » pourraient être, comme les schistes de Saint-Gilles, d'âge ordovico-silurien. La présence dans la région d'un plutonisme « calco-alkalin » (protolithe de l'orthogneiss de Mervent) est attesté et à rattacher à un contexte d'extension généralisé à l'échelle continentale (Crowley *et al.*, 2000 ; Bertrand *et al.*, 2001 ; Cuney *et al.*, 2001 ; Ballèvre *et al.*, 2001).

Le volcanisme acide à l'origine des « Porphyroïdes » que l'on rencontre dans la région de Mareuil et dont l'extension s'étend jusque dans l'estuaire de la Vilaine et Belle Île, serait pour partie d'âge ordovicien inférieur (J.J. Peucat, comm. orale), comme le sont les rhyolites du Bas-Bocage (Rb/Sr, 510 Ma, feuille de Luçon ; Talbert, 1971 ; Talbert et Vialette, 1972). La signification de cet événement volcanique du Bas-Bocage n'est pas encore clairement établie. Il pourrait s'agir d'un volcanisme d'arc ou d'un volcanisme associé à une subduction pré-varisque amorçant l'orogène varisque. La tectonique en nappe (Burg, 1981) des porphyroïdes (surmontée par celle des schistes de Saint-Gilles et des schistes bleus de Bois-de-Céné-Groix) traduit quant à elle un épisode d'exhumation précoce des unités de HP dans des conditions de BT-MP (350° - 800 MPa ; Le Hebel, 2002). Le matériel acide (rhyolites, ignimbrites et tufs) fourni l'essentiel des produits de cette nappe des porphyroïdes auxquels s'ajoutent des faciès arkosiques (Goujou *et al.*, 1994), des schistes et des phtanites en enclaves décimétriques au sein des rhyolites.

Au Dévonien, la sédimentation de la partie supérieure du groupe de Réaumur (flanc nord du Synclinorium de Chantonnay) et le volcanisme associé de type mixte (calco-alkalin à tholéitique ; carrière de La Meilleraie) évoquent un contexte de bassin d'arrière-arc (Thiéblemont et Cabanis, 1986 ; Thiéblemont *et al.*, 1987, 1994, 2001). Le front d'arc correspondant

à ce dispositif se trouvait probablement plus au Sud, représenté actuellement par les amphibolites de Saint-Martin-des-Noyers dans le Complexe des Essarts–Mervent, avec une possible trace au Nord de l'orthogneiss de Mervent. La nouvelle datation de l'orthogneiss de Mervent dans son faciès le moins déformé permet de reconsidérer partiellement les positions respectives des différents objets structuraux le long de l'axe les Essarts–Mervent. La limite nord HP-HT de l'orthogneiss conserve bien entendu tout son sens, mais la limite sud ne peut plus être considérée comme une limite « normale » caractérisée par un métamorphisme de contact (non observé sur la carte de Fontenay) dans un hypothétique encaissant traditionnellement rapporté au Silurien.

Les données actuelles montrent qu'au Dévonien, la région de La Roche-sur-Yon est structurée lors d'une phase tectonique tangentielle à vergence ouest (déformation D1) avant la mise en place des granitoïdes du Bas-Bocage (Wyns *et al.*, 1989). Pendant ce temps, la sédimentation semble se poursuivre dans le Synclinorium de Chantonay. La structuration tardive de ce bassin dont l'âge n'est pas établi avec précision, pourrait se situer au Dévonien supérieur ou au début du Carbonifère, puisque la sédimentation et le volcanisme en contexte distensif (basaltes de la Meilleraie) ont probablement atteint le Dévonien supérieur (Wyns *et al.*, 1988).

Depuis le Dévonien supérieur jusqu'au Carbonifère inférieur (Viséen) la tectonique régionale se traduit par la mise en place des nappes qui s'étendent du Bas-Bocage au littoral (porphyroïdes de Brétignoles et de La Sauzaie), comme l'atteste les écaïlles qui impliquent des dépôts datés du Silurien (Ters, 1970 ; Chalet, 1985) jusqu'au Tournaisien (Ters, 1985 ; Ters et Viaud, 1987). La mise en place de ces nappes dans le Bas-Bocage vendéen est sub contemporaine d'une phase tangentielle présente dans le Haut-Bocage et qui s'exprime par l'ouverture en *pull-apart* des bassins carbonifères. La transpression carbonifère à l'origine de l'ouverture des bassins est sans doute également responsable du serrage final qui conduit au pincement du Sillon houiller, à la structure synclinale, et son chevauchement par le Paléozoïque du Synclinorium de Chantonay. C'est également à cette période que la structure finale de la région intéressée par la feuille de Fontenay s'établit et, en particulier, que jouent les grands accidents dextres responsables de la déformation et de la verticalisation des unités de l'axe des Essarts–Mervent. Dans le Bas-Bocage, le démantèlement de la chaîne se caractérise par la mise en place des granites (type La Roche-sur-Yon) synchrone d'un métamorphisme thermique de type barrowien daté autour de 310 Ma par la méthode $^{39}\text{Ar}/^{40}\text{Ar}$ (Goujou, 1992 ; Goujou *et al.*, 1994).

La période permienne n'a pas laissé de dépôts identifiables. Elle est probablement marquée dans notre région par l'érosion généralisée de la Chaîne varisque.

Évolution mésozoïque et cénozoïque

Après les ultimes serrages fini-carbonifères, la Chaîne varisque est soumise à l'érosion. Les premiers dépôts sont continentaux (Grès de l'Hermenault) et datent probablement de l'Hettangien basal d'après leur flore (Carpentier, 1947-1949). Ils reposent sur un substratum dont les altérites ont été en grande partie décapées, et semblent conservées dans un ancien drain de direction subméridienne (Bouton *et al.*, 2005). Cette période voit sans doute la fin de l'élaboration de la pénéplaine post-varisque. La sédimentation transgressive jurassique marque ensuite l'invasion d'une partie de la Chaîne par la mer. Les premiers dépôts lagunaires ou marins peu profonds (Argiles sableuses vertes à lentilles dolomitiques, puis Calcaires jaune nankin) respectent un certain nombre de reliefs, avec des golfes, des presqu'îles et des îles allongées, par le jeu de blocs basculés le long des failles normales sud-armoricaines, en bordure de la marge passive que représente à cette époque le socle sud-armoricain. Les calcaires oolithiques surmontant les Calcaires jaune nankin sont les équivalents possibles de la Caillebotine, dont l'âge Sinémurien est bien établi ailleurs (Gabilly et Cariou, 1974).

Le Pliensbachien, transgressif régionalement sur le Lias inférieur (voire directement sur le socle), dépose des grès, des arkoses et des calcaires gréseux renfermant des débris du calcaire jaune nankin. Le Carixien débute à Thouarsais-Bouildroux, comme sur la carte de Chantonay, par un calcaire marneux gris à graviers de quartz anguleux, auquel succèdent 5 m de calcaires marneux. Le Pliensbachien instaure un milieu marin franc, peu profond, où dominent les organismes benthiques.

Les formations du Carixien montrent un approfondissement plus important en Vendée que dans la région de Poitiers, approfondissement qui peut être lié à l'ouverture de l'Atlantique. L'éperon poitevin est de plus en plus submergé durant le Domérien et les communications entre Aquitaine et Bassin de Paris sont maintenant permanentes et, quoique littoraux, les faciès du Domérien supérieur, calcaires bioclastiques à Gryphées et Pecten, sont absolument similaires à ceux de Normandie et de Dordogne.

Au Toarcien, la transgression s'amplifie, en particulier avec les niveaux de marnes fossilifères à *Hildoceras bifrons*, peu présents sur la carte indiquant un approfondissement.

À partir de l'Aalénien-Bajocien, les faciès moins profonds à oolites ferrugineuses et calcaires bioclastiques à ammonites et bélemnites témoignent d'un abaissement progressif du niveau marin.

Au Bathonien, la régression se poursuit après la petite pulsation matérialisée par le « banc pourri ». Le Callovien marque une nouvelle période d'approfondissement avec le dépôt d'alternances marno-calcaires.

Le Jurassique supérieur ayant disparu par érosion, il est difficile de savoir jusqu'à quand le Massif vendéen a été recouvert par la mer.

Aucun dépôt du Crétacé n'est conservé sur le territoire de la feuille. Le Crétacé inférieur au cours duquel s'ouvre le golfe de Gascogne, a sans doute vu rejouer un certain nombre d'accidents comme la faille de Chantonay ou celles amenant à l'affleurement les grès de base de la série en fenêtres dans les formations jurassiques.

DESCRIPTION DES TERRAINS

SOCLE ANTÉ-MÉSOZOIQUE

Introduction

Trois grands ensembles ont été distingués sur la feuille de Fontenay-le-Comte à partir de critères pétrographiques et structuraux, les critères cartographiques permettant de pallier le manque régulier d'affleurements. Il s'agit de :

1 - **l'ensemble cristallophyllien de Mervent** (Zone de Suture) qui comprend le complexe de Mervent *s.s.* (orthogneiss de Mervent et métacornéennes enclavées), et le Complexe d'Albert défini dans le domaine oriental de la carte (orthogneiss de Pont de Perrure, paragneiss et amphibolites de la Joletière). Cet ensemble cristallophyllien se situe dans le prolongement des formations impliquées au cœur de la suture entre les Domaines ligero-arverne et sud-armoricain, zone de déformation majeure varisque qui se suit depuis la pointe de Bretagne (sous forme du « Cisaillement sud-armoricain » qui se scinde en plusieurs accidents majeurs en Vendée) jusqu'à l'axe écolitique des Essarts.

Une seule datation était disponible sur les roches déformées au cœur de ce couloir de déformation : il s'agit d'une datation Rb/Sr effectuée sur l'orthogneiss de Mervent prélevé dans la carrière « Écoute s'il Pleut », nommée la « Guière », à l'Est de Mervent qui fournit un âge de 446 ± 22 Ma (Vidal, 1976). Une nouvelle datation par la méthode U-Pb a donné pour l'orthogneiss de Mervent un âge de $486 \pm 15/-11$ Ma (U-Pb sur zircon, BRGM, analyse effectuée par C. Guerrot) qui l'associe temporellement et structurellement aux orthogneiss de Champtoceaux (Ballèvre *et al.*, 1987, 2001). Dans le but d'estimer l'âge de mise en place du granite et non un âge

métamorphique, les échantillons analysés ont été prélevés au Sud-Est du lieu-dit Braignard, sur le bord de la rivière, au cœur de la bande d'orthogneiss, là où les faciès sont les moins déformés.

2 - l'ensemble du Bas-Bocage (Domaine sud-armoricain) est situé au Sud de l'ensemble I. Il est représenté par des formations grésopélimitiques épimétamorphiques qui constituent le flanc nord du Synclinorium de La Roche-sur-Yon. Sur le terrain, des variations lithologiques et structurales nous ont conduit à distinguer deux unités, la première que nous rapportons aux « schistes de Chassenon » d'âge Silurien à Dévonien probable (Chalet, 1985), déjà décrits sur la feuille de Chantonay, et la seconde aux « schistes quartzeux de la Vierge » qui se poursuivent sur la carte de Luçon. Ils pourraient être dans la continuité des « schistes de Saint-Gilles » supportant l'unité des « porphyroïdes ». D'âge Silurien à Ordovicien probable, ces unités sont reconnues sur le littoral vendéen, sur les feuilles de Brétignolles et des Sables d'Olonne.

3 - l'ensemble des unités lithostratigraphiques de la bordure méridionale du Synclinorium de Chantonay est situé au Nord de l'ensemble I (Domaine ligéro-arverne). Comme l'a précisé P. Bouton (1990) : il s'est avéré rapidement que le secteur oriental du Synclinorium de Chantonay (au sens large), à la différence du secteur occidental étudié par Wyns (1981), était constitué par la juxtaposition tectonique d'unités lithostratigraphiques et structurales originales. C'est pourquoi, en accord avec les travaux antérieurs, nous avons distingué trois ensembles successifs :

– l'Unité de Roc Cervelle attribuée au Cambrien. Elle fut d'abord rattachée au Briovérien par Mathieu (1937), sous l'appellation Schistes X (regroupant l'ensemble des terrains schisteux de Saint-Gilles à Chantonay). Sur la carte structurale de La Roche-sur-Yon, cette unité est attribuée au Silurien et est associée aux schistes de Chassenon sur la feuille de Chantonay ;

– l'Unité de Marillet et l'Unité du Busseau qui pourraient être d'âge Cambrien (Bouton, 1990) ;

– les formations du bassin houiller de Vouvant d'âge carbonifère composées de sédiments namuriens et stéphanien, non métamorphiques.

Ensemble cristallophyllien de Mervent (Zone de suture)

L'ensemble cristallophyllien de Mervent constitue la partie sud-ouest du complexe « les Essarts-Mervent », alignement remarquable NW-SE de corps métamorphiques ortho- et para-dérivés, anté à éo-varisques, acides et basiques, dans lesquels plusieurs unités lithostratigraphiques ont pu être distinguées.

Il a été qualifié d'Anticlinal (Mathieu, 1937 ; Wyns, 1980), de Horst (Godard, 1981), d'Axe (Chalet, 1985), et enfin de Complexe (Wyns *et al.*, 1988 ; Wyns *et al.*, 1989b). Les données cartographiques décrivent effectivement une structure anticlinale soulignée par les trajectoires de la foliation majeure de l'orthogneiss de Mervent et celles des métacornéennes enclavées en son sein (coupe n° A). Le rejeu des accidents varisques en failles normales (affaissement du bassin jurassique de Chantonay–La Caillère) lui confère partiellement une structuration en demi-horst non limitée au Complexe *s.s.*, lui-même défini par ses caractéristiques litho-structurales et métamorphiques.

Dans la région de Chantonay, on distingue ainsi (Godard, 1981 ; Godard, 1988) :

- *un domaine nord-est* à reliques de métamorphisme catazonal de très haute pression (éclogites) ;
- *un domaine sud-ouest*, épizonal à mésozonal essentiellement constitué d'amphibolites et d'orthogneiss.

Le domaine nord-est n'est pas représenté sur la carte de Fontenay-Le-Comte où les éclogites sont absentes. Ici le complexe se limite donc au *domaine sud-ouest* qui atteint une largeur importante (6 km) au centre de la carte. Vers le Sud-Est, il se rétrécit pour former un « goulet » qui ne constitue toutefois pas la réelle terminaison sud-est de la bande « les Essarts–Mervent » puisqu'il se retrouve en fenêtre sous la couverture jurassique.

Nous distinguons par ailleurs à partir d'arguments lithologiques et structuraux, deux ensembles au sein de ce complexe, le « Complexe de Mervent » proprement dit et celui « d'Albert » vers le Sud-Est, du nom de la carrière exploitée à l'extrême est de la carte.

Complexe cristallophyllien de Mervent

Deux unités lithologiques sont décrites ici, associées à un réseau filonien dont nous préciserons la nature par la suite, mais qui souvent n'a pu être cartographié en raison de la faible puissance des filons qui le composent.

OŒM. Orthogneiss de Mervent. Il affleure selon une bande orientée SE-NW depuis la carrière « Écoute s'il Pleut » jusqu'au bois de Lavaud, en passant par Saint-Cyr-les-Gâts.

C'est une roche porphyrique de couleur rosâtre à rougeâtre parfois grise avec des yeux de feldspath alcalin souvent pluri-centimétriques. Une des caractéristiques de cette unité est sa grande variation texturale liée à

l'orthogneissification et à un protolithe vraisemblablement déjà hétérogène. Les orthogneiss à gros feldspaths sont présents au cœur du domaine orthogneissique ou en noyaux épargnés au sein de domaines fortement déformés, alors que sa périphérie est souvent constituée d'une mylonite à grain très fin sans phénocristaux apparents. Cette tectonite, dans ses faciès les plus déformés, peut être aisément confondue sur sa bordure sud avec les micaschistes (Schistes de Chassenon).

L'étude microscopique montre la minéralogie suivante :

- ce faciès principal qui a fourni une nouvelle datation, montre une texture magmatique porphyrique héritée malgré la déformation et le métamorphisme soulignés par la recristallisation dynamique du quartz et des biotites néoformées ;
 - le quartz est abondant en phénocristaux centimétriques à sous-joints peu orientés, probablement d'origine magmatique. La recristallisation de ces phénocristaux est appréciable en lame auxiliaire : on observe des agrégats granoblastiques à joints réguliers montrant une orientation préférentielle de réseau et phagocytant les phénocristaux de même espèce. Cette microstructure du quartz souligne l'évolution du protolithe en cours de la déformation : le quartz magmatique acquiert ainsi une structure orientée par recristallisation dynamique ;
 - les feldspaths alcalins (de nature potassique déterminée optiquement) sont des mégacristaux perthitiques montrant un maillage croisé. Les microclines sont souvent poecilitiques avec des inclusions de quartz, de muscovite, de plagioclase ou d'orthose automorphe et de biotite chloritisée ;
 - les feldspaths plagioclases de nature intermédiaire calco-sodique à sodique sont poecilitiques, altérés et en cours de damouritisation. Le quartz, la muscovite et l'épidote constituent les inclusions ;
 - la biotite existe sous deux types : l'une d'origine magmatique, de couleur brune, déformée, peut atteindre 3 mm et est fréquemment transformée en chlorite. La seconde est millimétrique sub-automorphe, à clivages rectilignes, parfois courbes ou sigmoïdes et d'origine métamorphique ;
- Pour les faciès les plus déformés, on peut distinguer différentes textures :
 - au cœur de la bande orthogneissique, à l'Est près de Bourneau, la roche montre une texture granoblastique franche. Les feldspaths xénomorphes, poecilitiques, perthitiques, plissés et bordés de biotites magmatiques et muscovites, caractérisent une déformation mieux exprimée que celle, visible toujours au cœur de la structure, mais plus à l'Ouest ;
 - dans les textures de plus haute température et plus haute pression, le quartz recristallise par migration de joints de grains : il est alors soit en

rubans avec présence de sous-joints, soit en mosaïque allongée sans sous-structure de déformation. Les feldspaths sont fortement damouritisés et les phyllosilicates sont les minéraux dominants, probablement issus de processus métamorphiques. L'aspect schisteux de la roche entraîne une confusion possible avec des micaschistes. La schistosité est très nettement marquée et reprise par des bandes de cisaillement (structures C/S) qui indiquent un cisaillement dextre le long de l'axe orthogneissique ;

– des textures plus déformées encore, mais à plus basse température sont observables au contact nord des métacornéennes de Saint-Laurent-de-la-Salle lorsqu'une déformation se superpose à celle de haute température à la suite d'événements tardifs qui reprennent les structures préexistantes. Le quartz est alors entièrement recristallisé et les rares feldspaths sont majoritairement damouritisés. La biotite, de par sa petite taille et son habitus, parfois déstabilisée en muscovite et chlorite, très déformée, semble alors uniquement métamorphique.

Données géochimiques

Les données géochimiques sur l'orthogneiss de Mervent proviennent d'échantillons analysés sur la carte de Chantonay. Ces granites sont très siliceux ($\text{SiO}_2 = 68,5$ à $78,8$ wt%) et présentent tous un caractère peralumineux. Les teneurs en CaO sont faibles ($< 1\%$) confirmant une minéralogie dominée par le microcline et l'albite. Ces granites sont potassiques, plus exceptionnellement sodi-potassiques. Leur situation dans le diagramme quartz-albite-orthose à proximité du minimum ternaire correspondant à des pressions $< 0,2$ GPa, signifie que ces granites ont cristallisé dans une portion élevée de la croûte.

L'étude détaillée des zircons (effectuée par C. Guerrot au Laboratoire d'analyse du BRGM) d'un échantillon peu déformé (coord. 348.4, 2 184.4, entre le lieu-dit « Braignard » et « la Poche » dans le lit du ruisseau de la Sauvagère) laissent supposer une origine crustale du magma en accord avec la nature peralumineuse de ces roches. L'échelle géothermique associée à la typologie des zircons (Pupin, 1980) détermine un domaine de température de cristallisation compris entre 650 et 700 °C ± 50 °C.

Géochronologie

Ces échantillons du faciès le moins déformé ont fait l'objet d'une datation isotopique par la méthode U-Pb sur zircons séparés dont les résultats sur 6 fractions ont été reportés dans le tableau ci-dessous et sur le diagramme Concordia de la figure 2. L'âge de $486 \pm 15/-11$ (intercept supérieur) Ma est interprété comme l'âge de la cristallisation du protolithe. Cette datation vieillit légèrement l'âge de 446 ± 12 Ma obtenue par la méthode Rb/Sr (Vidal, 1976) sur un échantillon collecté dans la carrière « Écoute s'il Pleut » et confirme l'origine ordovicienne du protolithe granitique. C'est un âge

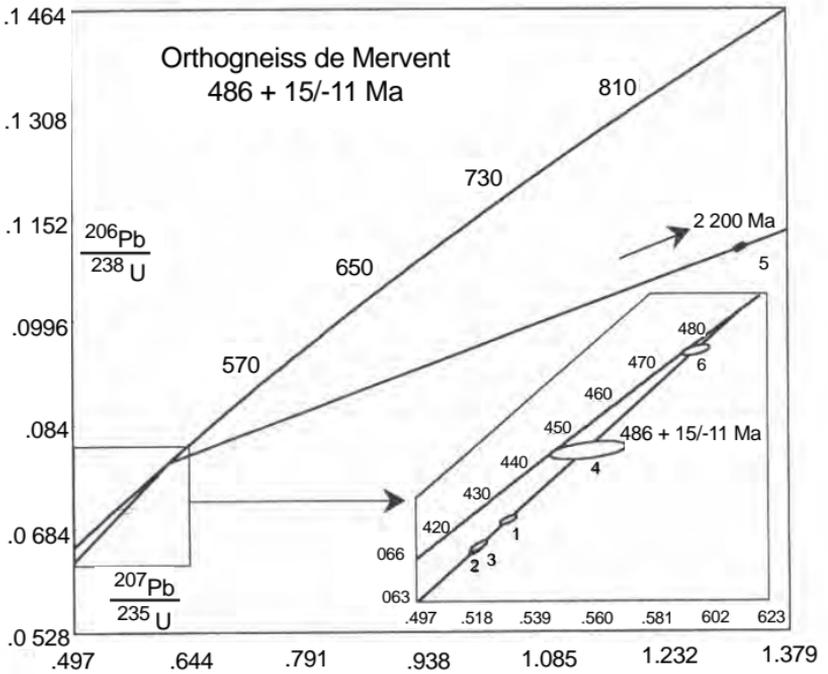


Fig. 2 - Diagramme Concordia U-Pb pour les zircons de l'orthogneiss de Mervent. Les chiffres correspondent aux fractions identifiées dans le tableau.

Échantillons			Concentrations			Rapports isotopiques					Âge		
#	Min (1)	Pds (μg)	U (mmp)	Pb rad (ppm)	Pb Com (pg) (2)	Pb 206/204 (3)	Pb 208/206 (4)	Pb/U 206/238 (4)	Pb/U 207/235 (4)	Pb 207/206 (4)	Pb/U 206/238 (Ma)	Pb/U 207/235 (Ma)	Pb/Pb 207/206 (Ma)
1	5 nm	19	229	14,6	51	373	0,04	0.06763 \pm 18	0.5303 \pm 26	0.05687 \pm 18	422	432	486
2	6 nm	18	222	13,9	20	841	0,04	0.06616 \pm 26	0.5188 \pm 24	0.05687 \pm 12	413	424	487
3	6 m ³	19	367	23,1	63	470	0,05	0.06631 \pm 24	0.5196 \pm 26	0.05683 \pm 16	414	425	485
4	6 m ³	15	122	8,4	9	78	0,06	0.07116 \pm 38	0.5590 \pm 112	0.05697 \pm 102	443	451	490
5	7 nm	30	233	26,2	35	1 386	0,10	0.11044 \pm 32	1.3191 \pm 46	0.08662 \pm 12	675	854	1 352
6	7 nm	18	180	13,5	34	218	0,09	0.07621 \pm 22	0.5975 \pm 40	0.05686 \pm 30	473	476	486

Notes :

(1) Minéral : nombre de grains : nm non magnétique ; m1 magnétique à 1° etc.

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

(3) corrigé pour la discrimination de masse

(4) corrigé pour la discrimination de masse, la contamination générale (Pb = 15 pg, U = 1 pg), l'étalon et le Pb commun initial. Les erreurs sont présentées à 2 σ .

La composition isotopique du Pb commun initial a été calculée selon le modèle d'évolution à deux stades de Stacey et Kramers (1975).

Tableau - Résultats analytiques pour les zircons de l'orthogneiss de Mervent

habituel pour les orthogneiss sud-armoricains comme c'est le cas pour celui de Champtoceaux (Ballèvre *et al.*, 2001).

Relations avec les formations adjacentes

Le contact nord de l'orthogneiss de Mervent avec l'Unité de Roc-Cervelle peut être observé sur les rives de « La Mère » à Mervent et plus au Nord au barrage de « Pierre Brune ». Il est souligné par une zone broyée d'une cinquantaine de mètres affectant essentiellement l'orthogneiss (cataclase). L'absence apparente d'une telle déformation dans l'Unité de Roc-Cervelle caractérise une faille normale jouant sur une structure plus précoce.

Bouton (1990) rapporte la présence de plis en fourreaux dans l'encaissant nord (Unité de Roc-Cervelle) comme due à une intensification de la déformation avec localisation au contact du métagranite.

Ce contact se perd au Sud-Est de la carte sous les formations mésozoïques du seuil du Poitou, rendant difficile l'interprétation de son prolongement. Au Nord-Ouest, ce contact se poursuit sur la feuille de Chantonay, avant de rejoindre la limite entre le domaine « chevauché » et le domaine « chevauchant » du « Complexe des Essarts-Mervent » défini par Godard (1981, 1988), sans exclure qu'il en soit plutôt le prolongement. Ce contact déjà considéré comme tectonique sur les cartes adjacentes, marque une limite importante dont les rejeux tardifs masquent partiellement la déformation imprimée dans les Unités de Roc-Cervelle.

Le contact sud avec les schistes de Chassenon est rarement observable, recouvert par la couverture mésozoïque, et cartographié par la nature des blocs en zone cultivée. Le contact est supposé mylonitique (déformation des blocs d'orthogneiss observés à proximité). Le peu d'affleurements ne permet pas de vérifier ou d'infirmer la présence d'un métamorphisme de contact, ni de supposer le caractère intrusif de l'orthogneiss dans les schistes de Chassenon (*cf.* carte de La Roche-sur-Yon). Néanmoins, la continuité pétrostructurale de cet ensemble cristallin depuis Champtoceaux jusqu'à Mervent (*cf.* § cadre géologique) s'accorde mal avec une hypothèse intrusive du granite au sein des schistes du Bas-Bocage. Vers le Sud-Est, la nature cartographique enchâssée du Complexe d'Albert entre l'orthogneiss et les schistes de Chassenon ainsi que les aspects géochronologiques supposent un contact sud de nature clairement tectonique.

Métamorphisme et déformation

La déformation ductile soulignée par une mylonitisation intense subverticale N105° (lits quartzo-micacés), moule les phénocristaux de feldspath au sein de l'orthogneiss. Une linéation d'étirement N105 E25° lui est associée. Des cisaillements dextres N125° (85 %) sont conjugués avec des

cisaillements sénestres N80° (15 %). Les queues de recristallisation asymétriques sont peu développées selon l'axe Y de la déformation finie et la déformation se place dans le domaine de la constriction (Bouton, 1991). Des structures typiques C/S caractéristiques d'un cisaillement amincissant sont associées à la linéation d'étirement subhorizontale et contribuent au cisaillement dextre N125°.

Ces observations confirment celles faites par ailleurs sur les cisaillements N120° à N140° dextres signalés le long du Complexe « les Essarts–Mervent », notamment les zones pluri-kilométriques N130-N140° déduites des cartes de trajectoire de S2 autour de Saint-Philbert-de-Grand-Lieu (Godard, 1981 ; Chalet, 1985).

Les foliations au sein de ce complexe moulent un pli ductile à déformation de flancs, de plan axial subvertical, ennoyé à l'Est. L'érosion met ainsi à l'affleurement les zones moins déformées du cœur du pli, là où les foliations sont proches de l'horizontale (voir coupes). La répartition cartographique des différents faciès d'orthogneiss décrit un gradient de déformation ductile croissant depuis le cœur du protolithe (moins déformé) jusqu'à sa périphérie (recristallisation dynamique, évolution en textures ductiles de haute température, puis en textures de basse température).

La préservation du protolithe est donc fonction de sa position par rapport aux schistes adjacents et du caractère tectonique des contacts avec ceux-ci. On rappelle la présence vers l'Est d'un faciès central plus déformé, à mesure que la bande d'orthogneiss s'amincit, confirmant de fait la structure de pli ductile ennoyé à l'Est déjà observé grâce aux trajectoires de la schistosité.

MK. Métacornéennes de Saint-Laurent-de-la-Salle. Elles apparaissent au sein des orthogneiss, au Sud de Saint-Laurent-de-la-Salle (Carrière de « Passe moi l'eau », la Morinière et au Sud de la rivière la Smagne dans le nouveau bassin de rétention d'eau de la carrière d'argile de Saint-Laurent-les-Noyers), sous forme d'une lentille parallèle à la foliation NW-SE (voire coupe A).

Des arguments structuraux -leur relation avec l'encaissant, le contact mylonitique et la structure plissée concordante avec le pli ductile du métagranite- permettent de les associer aux cornéennes en enclaves décrites sur la feuille de La Roche-sur-Yon, bien qu'elles en soient pétrographiquement différentes.

Ces métacornéennes rassemblent plusieurs faciès de tectonites gneissiques à « schisteuses » riches en quartz, pouvant se présenter sous forme d'amphibolites quartziques ou plus localement d'ultramylonites quartziques à amphibole. Les faciès et sous-faciès sont nombreux, souvent

altérés et difficiles à cartographier en raison de l'étendue limitée de certains d'entre eux.

On observe au microscope les trois sous-faciès suivants :

– faciès à grands cristaux, à muscovite, biotite et quartz. Les grands cristaux ne peuvent être identifiés à cause de la rétomorphose et de la recristallisation (ou altération) très importante ; potentiellement, ce sont d'anciens minéraux du métamorphisme (staurotide ?). L'ensemble est repris par une forte crénelation ;

– faciès gris-vert, essentiellement composé de feldspath, de quartz et d'amphibole. L'albite forme des clastes centimétriques moulés par l'amphibole souvent chloritisée. Ces clastes sont poecilitiques, à micro-baguettes d'amphibole et de muscovite automorphe ; ils se déforment fragilement. Le quartz est entièrement recristallisé dynamiquement. La forte altération de ces faciès rend délicate l'interprétation de la nature ortho ou paradérivée du ou des protolithes, néanmoins la nature microgrenue des phases composant la matrice laisse supposer une origine magmatique plutôt que détritique. Les faciès les plus déformés montrent une texture mylonitique de haute température à amphibole xénomorphe, plissée ;

– faciès clair à phénocristaux de feldspath (microcline, albite), quartz, muscovite, chlorite et quelques rares amphiboles. Les phénocristaux de microcline kinkés sont individualisés et cimentés par la recristallisation du quartz. Ils expliquent l'origine des microclines isolés et moulés dans des amas polygonaux de quartz et d'albite. La nature arkosique ou micro-granitique potentielle de ces faciès ne peut toujours pas être déterminée avec certitude sans analyse chimique complémentaire. Ces faciès, lorsqu'ils sont plus déformés, voient la disparition des phénocristaux, la mise en place d'une foliation mylonitique très pénétrative soulignée par des quartz de haute température, sigmoïdaux, et des muscovites déformées (micas poisson). On note également de nombreuses structures de dissolution-recristallisation tardives qui recourent la foliation.

Métamorphisme et déformation

Ces différents faciès de métacornéennes du Complexe de Mervent sont fortement altérés et repris par la déformation tardi- à post-varisque. La lentille de faible puissance, visible au centre de la feuille, participe à la localisation de la déformation qui affecte l'orthoigneiss (forte déformation à son approche). Les contacts nord et sud de la lentille en particulier, sont à l'origine des structures ductiles d'un même flanc de pli (coupe A). Elles sont fortement reprises par les phases tectoniques tardives. Au Nord de la lentille dans la carrière au lieu-dit « Chauffaud », où le pli est plus resserré, ce sont les fracturations tardives qui parallélistent les flancs du pli ductile.

Les faciès clairs porphyriques, d'extension et puissance limitées (métrique), sont concordants avec la foliation des faciès riches en amphibole qui constituent l'essentiel de l'unité. Il pourrait s'agir de méta-aplites ou méta-microgranites. Les relations structurales entre ces différents faciès indiquent qu'ils ont tous subi les mêmes déformations. Les différents faciès amphibolitiques sont ainsi intimement associés à la structure de l'orthogneiss encaissant.

δM. Amphibolites de la Vallée. Ce faciès affleure en bordure nord de l'orthogneiss de Mervent, en contact anormal avec les schistes de Roc-Cervelle. Leur position structurale régionale, ainsi que les caractéristiques pétrographiques ne permettent ni de les rattacher aux amphibolites du Complexe d'Albert, ni de les associer aux métacornéennes de Saint-Laurent-de-la-Salle. La faible extension cartographique de la lentille, la lacune d'affleurement et le peu de structures visibles ne permet pas d'interpréter ses relations structurales avec les unités voisines. Seule la foliation N130° témoigne de son implication dans les structures régionales, et sa position structurale la rapprocherait des amphibolites de Saint-Martin-des-Noyers en bordure sud de l'unité à éclogites des Essarts, plus largement représentées et décrites abondamment sur les notices des cartes de La Roche-sur-Yon et de Chantonay.

On observe au microscope une forte proportion d'albite, presque toujours poecilitique, souvent à extinction roulante, déformée et fracturée. Le second minéral le plus abondant est la hornblende verte, presque toujours automorphe, parfois en baguette formant des gerbes concentriques. Une déformation fragile affecte certaines amphiboles (pull-apart). Le quartz et l'épidote sont présents mais en quantité plus faible. On n'observe pas, contrairement aux amphibolites de la Joletière, la présence de grenat ni celle de chlorite.

Complexe d'Albert

Le Complexe d'Albert (CA) est un ensemble structural homogène quant à la déformation qui l'affecte et la structuration qui en découle. Il est limité au Nord et au Sud par deux zones de cisaillement intense (blastomylonites) qui ne laissent aucun doute quant à l'appartenance des amphibolites de la Joletière à cette unité.

Nous avons regroupé sous cette appellation trois grandes unités : l'orthogneiss du Pont de Perrure (O ζ), la série paradérivée indifférenciée (ξ P ζ) et les amphibolites de la Joletière (δ). Cet ensemble para- et ortho-dérivé, parfaitement limité cartographiquement, présente une cohérence dans la déformation et les faciès métamorphiques qui nous a conduit à le

considérer comme un complexe unique dont les faciès principaux sont présents dans la carrière d'Albert.

Nous justifions la distinction vis-à-vis du Complexe de Mervent par l'association d'amphibolites avec un orthogneiss distinct de l'orthogneiss de Mervent ainsi que par la présence d'une série sédimentaire différente de celle rencontrée plus à l'Ouest. En ce sens, nous allons à l'encontre de Godard (2001) qui distingue d'une part, les amphibolites qu'il rattache à celles de Saint-Martin-des-Noyers et, d'autre part, les orthogneiss qu'il rattache à une ceinture orthogneissique qui jouxte au Sud et de manière continue les amphibolites. La nature même du contact originel entre ces deux unités est problématique et n'est pas résolue par l'observation des meilleurs affleurements où ce contact est difficile à définir (Carrière d'Albert par exemple) et les roches situées de part et d'autre sont intensément déformées (voir ci-dessous § (δ) Amphibolites de la Joletière).

Oζ. Orthogneiss du Pont de Perrure. Cette unité affleurant en rive droite de la Vendée est également bien visible près du barrage de Mervent. Il s'agit de lames d'orthogneiss de 200 à 250 m de puissance, orientées WNW-ESE et interlitées tectoniquement dans des formations paradérivées dont l'extension est limitée à la forêt domaniale de Mervent.

La roche, de couleur blanche à grisâtre, montre d'importantes variations de texture, depuis des orthogneiss ocellés francs à phénocristaux de feldspaths de 2 à 4 cm jusqu'à des roches finement grenues dépourvues de phénocristaux. Un litage tectonique apparaît par transposition dans le plan de déformation majeure : des bandes à plagioclase et quartz millimétrique alternent ainsi avec des lits riches en muscovite, rare biotite et chlorite. Le quartz se présente en rubans étirés dans la foliation, les feldspaths sont très déformés et la recrystallisation dynamique conduit à une réduction de la taille des grains. Les feldspaths dont certains montrent la macle du microcline sont souvent poeciloblastiques. Les quelques biotites, probablement d'origine magmatique sont xénomorphes, souvent déformées (pull-apart) dans les lits à quartz.

Plusieurs sous-faciès peuvent ainsi être définis, depuis un orthogneiss dans lequel on reconnaît le protolithe granitique jusqu'à une ultramylonite d'aspect « schisteux » (orthoschistes) mais qui conserve une couleur claire qui permet de l'identifier sur le terrain. On note également la présence de nombreuses lentilles ou passées de roches paradérivées (schistes et micaschistes).

Métamorphisme et déformation

Dans les faciès les plus déformés, l'orthogneiss du CA passe à des orthoschistes en bandes métriques à décimétriques individualisées au sein même de l'orthogneiss et qui présentent une paragenèse à grenat,

muscovite et biotite. La transformation parfois brutale de ces niveaux correspond sans doute à la localisation de la déformation au sein de couloirs parallèles à la foliation majeure, et ceci en présence de fluides. Si l'origine orthodérivée de certains de ces « schistes » est discutable, la plupart d'entre eux correspondent cependant à une évolution continue que l'on suit en d'autres endroits depuis le protolithe. La transformation minéralogique majeure qui correspond à l'apparition de la muscovite au détriment des feldspaths contribue à l'adoucissement du matériau lors de la déformation. Par ailleurs :

- les grenats synschisteux sont moulés par la foliation mylonitique, quelques grenats tardifs sont surimposés à celle-ci ;
- les biotites et les muscovites recristallisent dans les plans de foliation et dans les bandes de cisaillement.

Le contact avec les amphibolites de la Joletière est souligné par des ultramylonites à quartz recristallisé de haute température et à grenats synchronématiques indiquant un sens dextre sur des plans subverticaux. Ces mylonites de quelques mètres d'épaisseur sont visibles dans la carrière d'Albert et sur les rives de la Vendée.

Des bandes ou lentilles ductiles d'orthogneiss au sein de la série paradérivée du Sud montrent une roche dense, homogène, avec de rares porphyroclastes de feldspath. Ces lames d'orthogneiss présentent généralement des faciès moins déformés en leur centre lorsqu'elles sont épaisses (~100 m). Les formations paradérivées (encaissant probable) localisent la déformation vis-à-vis des formations plus compétentes (orthogneiss et amphibolites). Dans la carrière d'Albert cependant, ces lames d'orthogneiss métriques à décamétriques montrent un faciès unique de mylonites à quartz de basse température.

Au Nord du pont de Perrure (sur les rives de la Vendée) les tectonites (mylonites) sont de type L (linéation d'étirement subhorizontale). Dans le plan XZ, les queues de recristallisation autour des porphyroclastes de feldspaths et les figures asymétriques autour des biotites indiquent un cisaillement dextre N125°. Des cisaillements senestres N70° coexistent avec les précédents (fabrication du quartz, plagioclases asymétriques) sans qu'il soit possible de définir une chronologie relative entre ces deux sens.

Ces cisaillements N125° et N70° sont probablement conjugués et définiraient, en ce sens, un régime de déformation à composante coaxiale importante (contrainte en compression de direction Nord-Sud). Ces objets sont repris par des structures C/S dextres tardives contemporaines de la déformation conduisant à la verticalisation de toutes les structures.

ξPζ. **Série paradérivée indifférenciée.** On regroupe dans cette série un ensemble sédimentaire métamorphisé où dominant des pélites et grésopélites avec des intercalations gréseuses et grauwackeuses. Plusieurs faciès pétrographiques coexistent sous forme de bandes allongées transposées dans la schistosité régionale majeure. On ne peut toutefois représenter sur la carte des formations de faible épaisseur visibles au sein des micaschistes, par exemple dans la carrière d'Albert (méta-ampélites) ou des accidents difficilement identifiables en raison d'un manque de continuité (faille « plane » sur le front sud-est de la carrière d'Albert).

- **Micaschistes et paragneiss à biotite et grenat.** Ces formations affleurent dans la même région que les orthogneiss du Pont de Perrure qu'elles accompagnent et dont elles ont probablement constitué l'encaissant. Elles représentent le faciès le plus important. Sur la rive gauche de la Vendée, en aval du pont de Perrure, on observe un micaschiste lité où alternent des lits riches en phyllites (muscovite, biotite plus ou moins chloritisée) associées à des grenats et des niveaux plus quartzeux. Régulièrement, cette roche passe à un paragneiss de teinte un peu plus claire avec des minéraux plus volumineux, où dominant quartz, feldspath, biotite, muscovite et grenat ; ce dernier minéral y est moins abondant que dans les faciès micaschisteux.

- **Métaquartzites.** Il s'agit de niveaux quartzeux localisés dans les formations précédentes sous forme de filons d'extension et de puissance limitées, non représentés sur la carte en raison de leur faible puissance.

- **Métagrauwackes.** Ils apparaissent sous forme de bandes métriques orientées dans la foliation majeure des micaschistes et paragneiss à biotite et grenat. Leur couleur sombre va de pair avec la texture fine. Ils se composent de micas (biotite et muscovite), de grenat, d'épidote et d'apatite en grains fins composant une matrice englobant des ocelles d'albite recristallisée et des plagioclases en amandes.

Métamorphisme et déformation

La paragenèse à muscovite, biotite et grenat souligne la foliation N105 S80° selon la linéation minérale et/ou d'étirement. Dans les faciès les moins déformés, on peut identifier plusieurs épisodes de déformation :

- un premier épisode correspond à une schistosité de flux S1 à muscovite et croissance de grenats syncinématiques. Un sens de cisaillement senestre dans la position actuelle est indiqué par la virgation des inclusions dans les grenats syn-cinématiques ;

- la poursuite de la croissance des grenats en auréoles non déformées témoigne d'une interruption de la déformation.

Par la suite, ces grenats syn- à post-cinématiques sont moulés ou déformés fragilement par un second épisode cisailant dextre. En section XZ, les queues de recristallisation asymétriques autour des grenats ainsi que leurs fragments sont constitués d'une deuxième génération de biotite, chlorite et muscovite. Cette paragenèse souligne S2 et recristallise également dans des bandes de cisaillements.

L'étude statistique de ces cisaillements montre une égale répartition des cisaillements conjugués autour de S2 (Meidon, 1991), qui matérialiserait une déformation coaxiale ou de type déformation plane.

δ. **Amphibolites de la Joletière.** Elles ont été observées dans la carrière d'Albert et dans celle de la Joletière ainsi qu'en forêt domaniale de Mervent entre les orthogneiss de Mervent et ceux du Pont de Perrure. Topographiquement elles constituent les reliefs, en petites falaises et en pointements rocheux.

Ce sont des roches sombres compétentes composées essentiellement d'amphibole où domine la hornblende verte, avec de fines passées (mm au cm) claires riches en albite et quartz. La hornblende est souvent altérée en chlorite et épidote.

Les faciès présents au centre de l'unité montrent une importante rétro-morphose de l'amphibole en chlorite, dans une forte quantité d'épidote et d'albite. Les faciès des bordures nord et sud montrent des textures distinctes.

Au contact nord, la structure foliée métamorphique se compose de lits riches en amphibole alternant avec des lits riches en albite ; la texture originelle serait mylonitique, de haute température (amphibole), reprise par un événement de plus basse température, caractérisé par des bandes de cisaillements à petits grains tardifs de quartz et feldspath.

À l'approche du contact sud avec l'orthogneiss du pont de Perrure, certains faciès déformés montrent des amphiboles fortement orientées souvent poecilites, des albites syntectoniques poeciloblastiques à épidotes, de nombreux grenats anté à syntectoniques. Au contact, la roche est une mylonite, à quartz recristallisé à haute température, à albite et grenat syntectoniques ; les albites contiennent des inclusions hélicitiques, contrairement aux grenats. L'acquisition de cette foliation mylonitique se produit dans le domaine de stabilité de l'amphibole. L'importante chloritisation des amphiboles traduit la rétro-morphose dans le faciès des schistes verts.

Déformation et relation avec l'encaissant

Le contact nord des amphibolites de la Joletière avec l'orthogneiss de Mervent est souligné par une zone mylonitique affectant essentiellement

l'orthogneiss et les faciès de bordure des amphibolites. La schistosité dominante S2 est pénétrative et relativement homogène dans les amphibolites ainsi que dans l'orthogneiss.

Le contact sud avec l'orthogneiss du Pont de Perrure constitue un niveau cartographique repère affleurant dans plusieurs blocs décrochés par les cisaillements dextres N170 à N140°, le long de la Vendée et dans la carrière d'Albert. L'orthogneiss est fortement affecté par la déformation mylonitique. Le passage aux amphibolites s'effectue alors par l'intermédiaire d'une alternance de faciès leptyno-amphibolitiques.

Cette transition mylonitique sud entre les amphibolites et l'orthogneiss du pont de Perrure est bien localisée et peut être facilement observée dans la carrière d'Albert. Elle se caractérise, à travers la diminution de la taille des grains, par la disparition des amphiboles puis la présence de lits fins à clastes de feldspath qui annoncent la proximité de l'orthogneiss. Ce contact peut être interprété comme associé à une différence de rhéologie entre les amphibolites, plus compétentes et peu déformées, vis-à-vis des formations ortho et paradérivées qui localisent la déformation.

Ensemble du Bas-Bocage (Domaine sud-armoricain)

SC. **Schistes de Chassenon.** Cette unité se situe systématiquement au Sud de l'ensemble précédent. Elle affleure particulièrement bien au Sud-Est dans la région de Pissotte et à l'Ouest dans la région de La Réorthe.

Cette roche à débit facile, montre un aspect soyeux et brillant, avec une schistosité soulignée par la séricite et la chlorite. Il existe des passages progressifs vers des micaschistes et paragneiss par enrichissement en feldspath. Dans ces schistes, on rencontre également de nombreuses passées quartzieuses et grauwackeuses.

Lorsque l'on progresse vers le complexe des « Essarts–Mervent », le matériel montre un enrichissement en quartz et feldspath de recristallisation syncinématique. Ces schistes qui présentent une orientation proche de celle du complexe, sont attribués au Siluro-Dévonien par Chalet (1985).

Près du contact des schistes de la Vierge, bordant l'Unité de Chassenon au Sud, les lits à quartz et les lits à séricite et chlorite se développent en alternances bien marquées. Certaines zones localisées se caractérisent par l'apparition de plis et le développement d'une nouvelle schistosité qui transpose progressivement la précédente. Tous les quartz sont recristallisés par rotation de sous-grains (20 μ), en amas polygonaux et montrent une très forte fabrique.

Plus au Nord, le faciès est riche en quartz détritiques globuleux (20 à 200 μ) moulés par la foliation soulignée par des quartz de recristallisation dynamique (0,5 à 1 mm) à rotation de sous-grains. Ils montrent une forte orientation préférentielle de réseau et sont associés à la séricite et la chlorite plissées. Les rares feldspaths (plagioclase) sont des clastes boudinés (pull-apart).

À moins d'un kilomètre du Complexe de Mervent (au Nord-Ouest de la feuille, près du bois de la Bironnière), la texture évolue très rapidement. On peut observer sur quelques mètres l'apparition de blastes de feldspath rose : les lits quartzo-feldspathiques sont entièrement recristallisés par migration de joints de grains en amas polygonaux (grains de 0,5 à 1 mm). Ils alternent avec des lits micacés où apparaissent muscovite et biotite, qui moulent des feldspaths alcalins centimétriques poeciloblastiques, en sigmoïdes (queues de recristallisation asymétriques) qui indiquent clairement un cisaillement dextre (linéation subhorizontale). Ces observations suggèrent la présence de couloirs de déformation dextres majeurs au sein de l'unité.

Au Sud-Est, à l'approche du Complexe d'Albert s'intercalent dans la foliation principale des tectonites quartzieuses, qui caractérisent, là aussi, des couloirs de cisaillement : la foliation est alors subverticale, et la ligne associée est, selon les zones, subhorizontale ou à fort plongement. La texture des quartz recristallisés montre une forte fabrique et indique toujours un cisaillement dextre quelle que soit l'inclinaison de la linéation.

Au contact avec les paragneiss de la série d'Albert (au Sud du Pont de Perrure, entre les points d'altitude 81 et 56, près du vieux moulin) on retrouve la présence (localisée) de blastes de feldspath moulés dans une texture granolépido-blastique à quartz, muscovite, biotite et chlorite. Là encore, la linéation subhorizontale et l'asymétrie des blastes indiquent clairement un cisaillement dextre.

Métamorphisme et déformation

Dans les schistes de Chassenon, on constate une verticalisation des structures due à l'intensification de la déformation D2 par transposition progressive des structures de D1 près des limites nord et sud de l'unité. À l'approche du Complexe de Mervent, cette transposition s'accompagne d'une évolution métamorphique, avec passage du domaine de la dissolution sans néogénèse au domaine de la dissolution avec recristallisation de chlorite et muscovite, puis de muscovite et \pm biotite. Meidom (1991) observe, associée à cette paragenèse, la présence du grenat. La phase D2 s'exprime aussi, au cœur de l'unité, par l'intermédiaire de couloirs de cisaillement dextres (ou dextres-normaux) parallèles aux limites nord et sud.

SV. Schistes quartzeux de la « Vierge ». Cette unité se situe au Nord-Ouest de la carte où elle est en contact tectonique avec les schistes de Chassenon. Les affleurements dits de « la Vierge » se situent sur la carte de Luçon en rive droite du Lay face au hameau de La Rochette (situé sur la carte de Fontenay).

Il s'agit d'une roche très riche en silice, foliée et plissée qui se distingue de l'unité précédente à la fois par son caractère plus quartzeux et sa déformation fortement exprimée qui efface progressivement les structures de D1. La phase de plissement D2 associée à une schistosité de crénulation très pénétrative se superpose à la schistosité majeure (D1) conférant à cette roche un aspect complexe.

On observe en microscopie, du Sud au Nord :

– dans les faciès les moins déformés par les phases post-métamorphes, des quartz détritiques hérités (1 à 2 mm) partiellement recristallisés en tablettes allongées (20 à 50 μ) soulignent, avec les séricites, la direction N30° de la linéation d'étirement associée à la phase D1. Au sein des lits à quartz et séricite qui alternent avec des lits à muscovite, les microstructures (mica poisson, microplis d'entraînement, etc.) caractérisent une déformation cisailante subhorizontale avant le plissement D2 et l'apparition des cisaillements dextres ;

– à l'approche du contact anormal qui réoriente la rivière le Lay au Nord-Ouest de la carte, les structures de D1 sont très nettement plissées (plis semblables P2 qui réorientent L1) et portent une forte linéation d'intersection L2 : N90 E40° à N130 NW40°. Lorsque les plis sont très serrés, il s'y associe une schistosité à pendages variés composée de quartz, séricite et interlits de muscovite. Les quartz sont de recristallisation dynamique et l'on ne retrouve plus ici les gros grains détritiques hérités de D1. Les grains néoformés conservent une taille de l'ordre de 20 μ , sans impliquer de recristallisation par migration de joints de grains. La géométrie des plis ductiles indique une forte mobilité du quartz.

Ces observations qui laissent penser que ces roches sont essentiellement des tectonites (mylonites), et la présence d'une zone de cisaillement régionale observable sur la rive droite du Lay à la limite de la carte de La Roche-sur-Yon et dont l'amortissement se ressent dans l'Unité de Chassenon par une intensification de la déformation en se rapprochant du contact, nous conduit à considérer cette formation comme associée à un contact régional majeur. L'évolution des structures de D2 et les différences pétrographiques permettent de distinguer ces schistes de la Vierge des schistes de Chassenon *s.s.*, ce qui sur la feuille voisine de La Roche-sur-Yon n'a pu être effectué en raison de la médiocre qualité des affleurements : le prolongement nord-ouest de cet accident du Lay est ainsi cartographié en faille normale sur la coupure voisine

en raison de son rejeu post varisque affectant la couverture mésozoïque. Sur la feuille de Fontenay cependant, cet accident est décalé (à l'Est de La Réorthe) par une faille N60° qui correspond vraisemblablement à une structure varisque. Le long de cette faille, on observe en effet une schistosité de crénulation d'amplitude croissante vers l'accident.

Ensemble des unités lithostratigraphiques de la bordure méridionale du Synclinorium de Chantonnay (Domaine ligero-arverne)

Cet ensemble situé au Nord-Est de l'ensemble cristallophyllien de Mervent, comprend les trois unités lithostratigraphiques dites de Roc Cervelle, du Marillet et du Busseau. Par ailleurs, le graben du Bassin houiller de Vouvant est localisé au sein de cet ensemble entre les unités de Roc Cervelle et du Marillet.

KRC. Unité de Roc Cervelle. Bien que longtemps rattachée aux schistes de Chassenon, d'abord « Briovérien » (Schistes X) sur les anciennes cartes à 1/80 000 de la région, puis Silurien sur la carte structurale de La Roche-sur-Yon, cette unité se distingue tant par sa position structurale que par sa lithostratigraphie, uniquement détritique. Dans ce cadre structural, nous avons préféré adopter l'hypothèse de Bouton (1990) qui la rattache, ainsi que les Unités du Busseau et du Marillet, aux unités cambriennes du Synclinorium de Chantonnay.

Il s'agit d'une unité monotone dans son ensemble qui contient des roches cependant variées à l'échelle de l'affleurement où l'on reconnaît des grès, des grésopélites et localement des grauwackes. La difficulté rencontrée lors de son étude est la variation d'intensité de la déformation qui se manifeste notamment à proximité de l'orthogneiss de Mervent et qui transforme de manière importante les faciès originaux.

L'épaisseur de la série et la présence de dépôts gravitaires indiqueraient une sédimentation dans un bassin profond qui serait alimenté par des apports constants de matériel d'origine magmatique, principalement rhyolitique et doléritique (Bouton, 1990). L'importance quantitative et la relative fraîcheur de ce matériel indiqueraient que ce magmatisme a été contemporain du développement du bassin, l'activité magmatique se manifestant directement sous forme de sills intrusifs dans les sédiments. Sur la feuille de Fontenay-le-Comte cependant, aucun faciès d'origine magmatique n'a été observé comme intrusif dans cette formation.

En microscopie, le caractère détritique est confirmé mais la recristallisation de ce faciès à texture granolépido-blastique, masque partiellement l'origine des sédiments (potentiellement magmatique ou autre).

Au centre de l'unité, les quartz d'origine clairement détritiques sont peu recristallisés, et présentent souvent un habitus hexagonal subautomorphe qui suggère une origine rhyolitique, comme l'a observé Bouton (1990). Ils sont associés à des feldspaths détritiques (montrant la macle de l'albite et du microcline) ainsi qu'à la chlorite et la muscovite, abondante, millimétrique.

Près du contact sud avec l'orthogneiss, les quartz sont entièrement de recristallisation dynamique, allongés ou en amas polygonaux associés aux feldspaths. Les muscovites et chlorites forment des lits qui confèrent à la roche une texture granoblastique. On note la présence de grenat subautomorphe syn à post cinématique, ainsi que de l'épidote.

Près du contact nord avec le bassin houiller, les quartz recristallisés sont en amas polygonaux sans sous-structures, la muscovite est sub-automorphe, plissée. Des grenats syn- à post-déformation sont moulés par la biotite et la muscovite.

Métamorphisme et déformation

Si les caractères microstructuraux sont identiques dans toute la zone étudiée, l'importance relative de deux principaux épisodes diffère d'Est en Ouest (Bouton, 1990). La succession des événements et l'orientation d'éléments structuraux identiques permettent en effet de définir :

– une déformation D1 symmétamorphe, caractérisée par une schistosité de flux subhorizontale S1 et une linéation d'étirement L1 selon N30°. C'est à l'Est de Coulonges-sur-l'Autize que ces structures D1 sont encore reconnaissables. L'ellipsoïde de déformation finie se place dans le domaine de l'aplatissement, la dissolution parallèle au plan d'aplatissement et l'existence de plans de dissolution/cisaillement conjugués semblent indiquer un régime de déformation coaxiale ;

– la déformation D2, visible entre Faymoreau et Vouvant, est caractérisée par des plis P2 d'orientation N125 NW20° (kink et/ou chevrons) associés à une schistosité peu pénétrative subverticale. Elle évolue graduellement du Nord-Est au Sud-Ouest, depuis une déformation modérée sans recristallisation, jusqu'à une transposition totale qui affecte les structures D1. À l'approche du complexe métamorphique de Mervent, elle s'accompagne, de plus, d'une composante en cisaillement simple NW-SE dextre ;

– la déformation D3 tardive correspond à des kink-bands et/ou à une fracturation de plan axial de direction NE-SW.

Éléments de corrélation lithostratigraphique

L'Unité de Roc-Cervelle, azoïque, ne montre que des relations tectoniques avec les terrains voisins. Seule la comparaison avec les formations de la région fournit des éléments de datation. Elle possède

notamment de nombreux caractères communs avec les formations rapportées au Cambrien supérieur du synclinorium de Chantonnay (Bouton, 1990). Enfin, l'Unité de Roc-Cervelle est remaniée dans le Namurien du bassin houiller de Vouvant.

kM. Unité du Marillet. Décrite par Bouton (1990), cette unité affleure dans le quart nord-est de la feuille et est limitée, au Nord des Formations de Chantonnay, par l'accident d'Antigny et, au Sud du bassin houiller de Vouvant, par des accidents souvent décrochants.

Il s'agit d'une lithologie homogène argilo-silteuse à argilo-gréseuse de sédimentation rythmique, avec localement des faciès plus grossiers, à grauwackes et conglomérats. C'est le cas dans la carrière du « Peux » au Sud d'Antigny, où l'on observe des grauwackes arkosiques parcourus de filonnets tardifs à épidote et calcite.

Métamorphisme et déformation

La déformation, très homogène, est caractérisée par deux événements synschisteux bien différenciés, D1 et D2, suivis par des déformations liées aux accidents limitrophes.

Dans le détail, la déformation D1, associée à une paragenèse à quartz, séricite, chlorite et épidote, induit une schistosité de flux pénétrative confondue avec la stratification. L'alternance centimétrique de niveaux argileux et de niveaux gréseux compétents est favorable au développement d'une déformation hétérogène durant la phase D2. La schistosité S0-S1 est alors réorientée par les plis de la déformation D2 d'axes N105° SE10° et déversés vers le Sud. Les plans axiaux des plis définissent ici une schistosité de crénulation S2 susceptible de transposer S1 dans les faciès les plus fins. Dans les niveaux plus grossiers, les galets sont fortement aplatis et étirés selon la direction N100 SE15° (Bouton, 1990). Ces caractères structuraux permettent de considérer que la déformation D2 de direction d'étirement moyenne N100° est non coaxiale.

Des mesures détaillées le long d'une coupe nord-sud (coupe B), dans la vallée à l'Est du lieu-dit « La Gerbière », mettent en évidence que l'Unité du Marillet dans son ensemble est affectée d'un pli majeur, ennoyé vers le Sud-Est et déjeté vers le Sud. L'axe du pli majeur, se définit par la distribution des pendages de la schistosité S2 : au lieu-dit « Le Haut Breuil », en progressant du Sud au Nord, le pendage est à vergence sud, devient rapidement horizontal puis plonge vers le Nord. Cette structure d'échelle kilométrique accompagne le microplissement et caractérise une structuration de l'Unité de Marillet par aplatissement, relayée sur les flancs par des trains de plis d'ordre inférieur.

La déformation D3 s'exprime par des kink-bands qui recoupent toutes les structures précédentes. Ces plis s'initient dans les charnières des plis P2 et se poursuivent, dans les niveaux résistants, par des fractures subméridiennes (affleurement en contre-bas du lieu-dit « La Gerbière »).

kB. Unité du Busseau. L'Unité du Busseau (Bouton, 1990) forme avec l'Unité de Fougeroux (à l'Est sur la feuille à 1/50 000 de Coulonges-sur-l'Autize), la Formation dite de Sigournais (Mathieu, 1935) qui apparaît sur la carte de Chantonnay. Seule l'Unité du Busseau affleure sur la carte de Fontenay. Les levés effectués sur les cartes voisines de La Roche-sur-Yon et de Montaigu ont montré par ailleurs que la Formation de Sigournais passait en continuité au Cambrien du flanc nord du Synclinorium de Chantonnay. De plus, sur la carte de Chantonnay, cette formation a fourni deux gîtes fossilifères contenant des empreintes de Brachiopodes (Wyns, 1980) étudiées par V. Havlicek qui conduisent à un âge compris entre le Cambrien supérieur et l'Ordovicien moyen, compatible avec les observations structurales.

L'Unité du Busseau qui apparaît sur une bande de quelques kilomètres au Nord-Est de la feuille, affleure très mal. Elle est constituée de faciès grésopélitiques, de schistes verts, de siltites vertes en plaquettes et de grès verts feldspathiques. Par altération, ces roches prennent souvent des teintes beiges ou brunes, qui permettent de les différencier plus aisément des faciès de l'Unité du Marillet.

Méta-rhyolite de Bourgneuf et méta-dolérites d'Antigny

Une des particularités de l'Unité du Busseau est la présence de stocks, amas et filons de méta-dolérites et méta-rhyolites.

Les méta-rhyolites, parfois en petits filons ou sills métriques dans les grauwackes peuvent être également en amas plus importants. C'est le cas de la lentille acide soulignant la direction N120° qui peut être observée dans le village de Bourgneuf à l'extrême nord-est de la feuille, et qui se poursuit à l'Est sur celle de Coulonges-sur-l'Autize. Cette roche présente des phénocristaux automorphes souvent corrodés de quartz et de feldspath potassique, attestant d'une mise en place en sub-surface. Elle est constituée de plagioclase et de biotite altérée au sein d'une matrice microcristalline quartzo-feldspathique sériciteuse.

Les méta-dolérites, vraisemblablement filoniennes, n'ont été trouvées sur notre feuille qu'en blocs épars dans les champs, notamment à proximité d'Antigny, en continuité de la structure cartographiée plus au Nord sur la coupure de Chantonnay. La roche courante possède une texture doléritique porphyrique subtrachytique à phénocristaux de feldspath altéré. Cette roche est souvent rétomorphosée et contient de l'actinolite et/ou de la trémolite

autour de noyaux de hornblende verte ainsi que du plagioclase damouritisé. Une étude géochimique des éléments majeurs et traces (Thiéblemont *et al.*, 1987) de ces roches filoniennes met en évidence une signature de tholéiite continentale pour ces manifestations hypovolcaniques.

Métamorphisme et déformation

Deux épisodes synschisteux peuvent être mis en évidence dans le synclinorium de Chantonay :

– la déformation D1 est caractérisée par une schistosité de flux subhorizontale contemporaine d'un métamorphisme de faciès schistes verts (Bouton, 1990). Il s'y associe dans certains faciès une linéation d'étirement moyenne N110° horizontale, notamment dans les ignimbrites de la Chataîgneraie ;

– la déformation D2 transpressive peut être à l'origine des plis synschisteux d'axes N115° qui déterminent actuellement l'architecture du synclinorium. La schistosité de crénulation ou de fracture associée est subverticale ou déjetée au Nord-Est. La déformation de type aplatissement rotationnel comprend une composante de cisaillement dextre clairement exprimée dans les ignimbrites (Bouton, 1990).

Dans l'ensemble de la partie sud-est du synclinorium, et donc dans le membre du Busseau, cette déformation s'exprime de manière très hétérogène, puisqu'elle se traduit dans les faciès pélitiques ou grauwackeux par de l'aplatissement et, dans les ignimbrites par de la déformation plane.

Les épisodes post-schisteux enfin succèdent aux événements précédents : la déformation est essentiellement représentée par des kink-bands et des fractures N-S à NE-SW.

Formations carbonifères du bassin houiller de Vouvant

Le Carbonifère des sillons de Vendée, non métamorphique, est surtout constitué de grès grossiers, souvent feldspathiques et de poudingues à dragées de quartz, accompagnés d'argilites plus ou moins charbonneuses et de veines de houille. La meilleure description demeure celle de Mathieu (1937) qui a pu bénéficier de l'accès aux mines alors en exploitation. Au Nord de Vouvant, près de Puy Vincent, subsistent les reliques de l'une des premières exploitations minières de la région, dont les travaux ont débuté en 1780 et ont pris fin dans les années 1950.

On a coutume de distinguer (Bouton, 1990), dans ce bassin houiller deux formations :

h3. **Formation de Saint-Laurs.** Cette formation est composée de dépôts gréseux comprenant des niveaux charbonneux de très faible extension dont l'âge est vraisemblablement Namurien (*in* Bouton, 1990, p. 253 : arguments paléontologiques de Mathieu, 1937) ;

h5. **Formation de la Verrerie.** Cette formation est essentiellement conglomératique avec des passées de schistes bitumineux. L'âge de cette formation n'a pu être établi avec précision, mais celle-ci a été rapportée au Stéphanien par analogie de faciès.

Le bassin houiller de Vouvant est cartographiquement la structure la plus étendue de l'ensemble des sillons houillers vendéens, atteignant un maximum de deux kilomètres de large. Son orientation N110° est contrainte par une fracturation limitrophe et interne, qui se poursuit à l'Est sur la feuille de Coulonges-sur-l'Autize. Des accidents décrochants tardi-varisques N40° et N160° (feuille de Coulonges), conjugués des failles N110° longitudinales, structurent le bassin en rhombochasmes et le décalent.

Sa structure interne (coupes) est celle d'un anticlinal limité, au Sud, par une faille, d'origine probable éo-varisque, qui a probablement rejoué en faille normale lors de l'extension tardi-orogénique. Le bassin houiller disparaît à Cezais, à l'Est de Vouvant, sous la couverture mésozoïque, à la faveur de l'accident sud, réactivé durant le Jurassique, comme le suggèrent les variations d'épaisseur de certains niveaux du bassin de Chantonnay.

COUVERTURE POST-PALÉOZOÏQUE

Formations mésozoïques

Il est possible d'observer, à la sortie de l'Hermenault en bordure de la D68 en direction de Saint-Martin-des-Fontaines, le contact socle/couverture sédimentaire constitué de poudingues et de formations gréseuses en discordance sur les schistes du Paléozoïque. Pour le Lias inférieur, on a adopté le découpage lithostratigraphique proposé par Bouton *et al.* (2005).

Jurassique

h4. **Formation de l'Hermenault (Hettangien basal) : conglomérat, grès et sables.** Les Formations dites de l'Hermenault, sont constituées à leur base par des poudingues surmontés de grès. Ils affleurent très bien dans le village de l'Hermenault et autour de ce dernier dans d'anciennes carrières. Ce sont des sables et grès grossiers ou graveleux à galets, des argiles sableuses, partiellement grésifiés par de la silice ou de la barytine. Le quartz est l'élément

clastique prédominant, devant la muscovite et le feldspath. Les roches non quartzieuses du socle paléozoïque sont peu abondantes mais variées et d'origine proche. Ces détritiques grossiers renferment parfois des végétaux, en particulier des moules en creux de tiges d'équisétales, parfois tapissés de barytine. Des débris ligneux ont été mis au jour en sondages à Thouarsais-Bouildroux.

Dans le secteur de l'Hermenault, ces sables et grès s'alignent suivant une direction N20, dans des paléovallées qui ont contribué à leur préservation (Bouton *et al.*, 2005). Le dépôt s'est effectué dans un contexte fluvial à forte énergie : granulométrie des dépôts, faible émousé des sables, sédimentation lenticulaire à stratifications obliques.

Ces grès très durs ont autrefois été utilisés dans la fabrication de meules pour les moulins. Les principaux sites d'extraction se trouvaient sur les communes de l'Hermenault, Saint-Cyr-des-Gâts et Bourneau. Une de ces anciennes exploitations est visible au Nord de Sérigné en rive droite du ruisseau des Ilôts, près du point géodésique 66 m (Bouton, 2005).

l1A. Formation des Argiles sableuses vertes (Hettangien) : argiles et marnes sableuses vertes à intercalations de sables puis de dolomie. Cet ensemble de 4 à 5 m d'épaisseur fait suite à la Formation des Grès de l'Hermenault ; le haut de la série est visible dans les anciennes carrières de Beau Soleil près de Sérigné. De bas en haut, les passées gréseuses intercalées d'argiles sableuses vertes, finement micacées, passent progressivement à des dolomies jaunâtres à dendrites de manganèse, intercalées de marnes vertes. Cette formation est caractérisée par la succession de dépôts marins peu profonds et de faciès d'émersion à paléosols (Bouton, 2005 ; Bouton *et al.*, 2005). Les dolomies renferment les premières faunes marines de l'Hettangien (*Astarte*, signalé dans les Deux-Sèvres par Carpentier, 1941). Cette formation correspond aux séries détritiques d'argiles, de brèches cimentées, de grès et des dépôts lagunaires à évaporites du Veillon (Vendée), à débris de végétaux et traces de pas de reptiles.

Cette formation est très lenticulaire, les descriptions ont donc une valeur ponctuelle.

l1-2Cjn. Formation des Calcaires jaune nankin, et Calcaires caillebotine (Hettangien à Sinémurien) : calcaires et dolomies jaunes à dendrites de manganèse, calcaire fin gris à oolites. Le calcaire « jaune nankin », est représenté par une dizaine de mètres de carbonates à lithologie variée, souvent dolomitisés. Ce sont des calcaires dolomitiques fins, jaunes à brun chocolat, en bancs massifs, à niveaux riches en moules internes de grands bivalves, puis un ensemble mal stratifié et cargneulisé, et des intercalations de niveaux oolitiques et calcaires fins

jaunâtres. Les calcaires dolomitiques jaunes, à dendrites de manganèse, sont souvent caverneux ; ils représentent le faciès le plus courant de l'Hettangien. Au lieu-dit Monrepas, au Sud-Est de l'Herminault, on distingue au-dessus des dolomies jaunes et marnes vertes, des strates de calcaire dolomitique jaunâtre à dendrites de manganèse, épaisses à la base, puis des bancs de plus en plus fins vers le sommet.

Les calcaires hettangiens sont localement surmontés par des calcaires à faciès oolitiques et à stratifications obliques, correspondant probablement à une barrière récifale qui pour Bouton *et al.* (2005) est contemporaine du dépôt des Calcaires Caillebotine sinémuriens (l2Cb). Le passage à ces faciès se faisant de manière progressive, il a été difficile de les distinguer de la série hettangienne. L'épaisseur des dépôts est souvent très faible ; il n'a donc pas été systématiquement représenté sur la carte. Il se compose d'un calcaire très fin, gris fumé, à surface ondulée, caractéristique d'un milieu de dépôt calme (type lagon), protégé par une barrière oolitique. À la base, on observe souvent des niveaux de calcaire à fines oolites blanches bien triées. Ils ont pu être observés localement au Nord de Saint-Sulpice-en-Pareds, à l'entrée du hameau le « Grand Village » sous la forme d'un banc de 20 cm à oolites blanches intercalé entre les calcaires caverneux de l'Hettangien et les Grès du Pliensbachien. Localement, à l'Ouest de Sérigné, la formation est dolomitisée et prend une couleur jaune ocre à brune. La Caillebotine est datée par *Leptechioceras meigeni* (HUG) caractérisant le sommet de la zone à *Raricostatium* (Gabilly et Cariou, 1974).

l3Pr. Formation de la Pierre Rousse (Pliensbachien). Cet ensemble comprend différents faciès lithologiques, montrant des variations latérales d'épaisseur. On distingue de la base au sommet :

- un niveau d'arkose en bancs plus ou moins indurés, signalé précédemment à l'entrée de « Grand Village » ;
- des calcaires argileux alternant avec des calcaires crayeux ;
- des calcaires crayeux : une unité de ce faciès, située plutôt au sommet, est riche en fossiles, essentiellement des bélemnites et quelques brachiopodes. C'est ce faciès qui constitue les falaises à la sortie de Pissotte sur la D104. Parfois les bancs de calcaire crayeux possèdent des intercalations de niveaux arkosiques où des quartz millimétriques sont cimentés par une matrice grisâtre à grain fin ;
- des calcaires siliceux à grains homogènes, durs, à cassure conchoïdale, et de couleur beige à gris foncé, se retrouvent en nodules dans les champs labourés. C'est le faciès le plus répandu sur le territoire de la carte. Ces calcaires sont souvent altérés, conduisant à la formation d'une enveloppe jaune rouille poudreuse entourant les noyaux siliceux. Le stade ultime de cette altération est la formation d'argiles (carrière de Baiser, au Nord de Saint-Valérien) ;

- des calcaires dolomitiques très durs ;
- des calcaires crayeux de couleur beige à gris clair à minces intercalations de marnes constituent la partie sommitale du Pliensbachien.

l4-j1. Marnes noires à ammonites, calcaires gris et marnes grises à *Catinula beaumonti* (Toarcien à Aalénien indifférencié).

C'est une série de 10 m de puissance au total affleurant peu sur la feuille de Fontenay-le-Comte. Il peut être observé autour du lavoir du village de Thiré, près du camping municipal, le long de la vallée de la Longève, près de Coutigny, et au Nord, entre Thouarsais-Bouildroux et les Fontaines. Il est constitué de bancs de calcaires argileux, de couleur gris-bleu à jaunâtre, et d'argiles fossilifères à *Hildoceras bifrons* et *Harpoceras falciferum* (ou *subplatanum*). L'épaisseur des bancs est variable. On constate qu'ils sont minces au toit mais plus fossilifères et plus massifs à la base.

L'Aalénien a été rattaché au Toarcien car il n'a pas pu être correctement observé sur le terrain, sauf à la faveur de la construction de la rocade nord-ouest près de la vallée de la Longève. Il correspond à 50 cm de calcaire bioclastique, gris, dur, à oolites ferrugineuses et *Lioceras concavum* puis 1,50 m d'alternances de calcaire gris, dur et de marnes grises à *Catinula beaumonti*. En forages, le toit de l'Aalénien est caractérisé par un banc de calcaire à oolites ferrugineuses, qui se repère aussi sur les diagraphies gamma par une signature spécifique.

j2Cp. Formation des Calcaires ponctués (Bajocien). Une étude détaillée des forages dans les régions de Fontenay-le-Comte, de Saint-Aubin-la-Plaine, de Pouillé, de Nalliers, de Mouzeuil et Saint-Martin, nous a permis de proposer une cartographie précise des calcaires bajociens.

Dans le secteur de Fontenay-le-Comte, la succession est la suivante, de bas en haut :

- 0,40 m de calcaire marneux grisâtre, dur, à oolites ferrugineuses et *Lioceras concavum* (Aalénien supérieur) ;
- 2 à 10 cm d'argile schistoïde, puis 1 à 2 m de calcaire gris-bleu à roussâtre (calcaires à pavés), gréseux, parfois friable, à *Emileia sauzei* ;
- 4 m environ de calcaire gris en dalles à *Teloceras blagdeni* ;
- 2 m environ de calcaire gréseux gris à minces lits de marnes grises à *Strenoceras niortense*, *Garantiana garantiana* et *Perisphintes* sp. ;
- 6 à 7 m de calcaire blanc grenu, en gros bancs, à ponctuations rousses, pauvre en fossiles (*Parkinsonia parkinsoni*).

j3Cs. Formation des Calcaires de Fontenay et de Saint-Aubin (Bathonien). Sur les sondages on observe la présence, à la base du Bathonien, d'un banc de faible épaisseur (10 à 40 cm), marneux, riche en

fossiles (*Zigzagiceras zigzag*), bien marqué en diagraphie gamma : le « banc pourri ».

Dans une ancienne carrière à Gaillardon (Ouest de Fontenay-le-Comte), le Bathonien moyen et supérieur affleure sur 6 m d'épaisseur environ ; il est composé de bancs de calcaires, qui à la base, ont une puissance métrique et, vers le sommet, s'amincissent pour former des plaquettes.

Le Bathonien est le plus souvent représenté par une masse épaisse en bancs souvent métriques de calcaire grenu, blanc jaunâtre, à niveaux de silex blonds. Il renferme des traces de spongiaires et contient peu de fossiles.

j4a-b. Calcaires gris, argileux, à filaments, à *Macrocephalites gracilis* et *Bullatimorphites bullatus* (Callovien inférieur à moyen).

Il affleure à la faveur de talus de routes et de fossés, mais le plus souvent il a été déterminé et cartographié à partir de pierres volantes retrouvées dans les champs et contenant des fossiles caractéristiques comme le genre *Reineckia* sp., *Macrocephalites macrocephalus* et *Bullatimorphites bullatus*. Péetrographiquement, il s'agit d'un calcaire marneux, beige grisâtre, à filaments. Cette formation est très fossilifère, facilitant grandement sa reconnaissance sur le terrain. Nous l'avons reconnue et cartographiée au Sud de la carte en bordure du Marais poitevin et, au Nord, près de Thouarsais-Bouildroux.

Il a été recoupé en forage sur 18 m d'épaisseur à Grissais, au Sud-Ouest de Fontenay-le-Comte.

Cénozoïque

p-IV E. Sables des Essarts. Sables rouges et cailloutis roulés (Pléistocène supérieur à Pléistocène basal).

Dans le bassin de Chantonay sont conservés des placages résiduels d'une formation argilo-sableuse fauve à graviers de quartz roulés. Ces dépôts fluviaux en nappe ne renferment *a priori* pas de fossile et montrent un faciès très semblable au placage situé à Bel-Air au Sud-Ouest de Chantonay, attribué au Pliocène. La phase argileuse de ces alluvions était constituée de 50 % de kaolinite, 30 % d'illite et 20 % d'interstratifié illite-smectite.

Ces alluvions sont probablement équivalentes aux lambeaux attribués à la phase froide du Günz d'âge Pléistocène inférieur basal, qui affleurent depuis Saint-Martin-Lars-en-Sainte-Hermine jusqu'à Saint-Michel-le-Cloucq. Les altitudes de ces lambeaux sont inférieures de 10 à 20 m dans le bassin de Chantonay.

Fu. Sables, graviers et galets à matrice argilo-limoneuse rubéfiée (jusqu'à 5 m) (Pléistocène inférieur basal). Ils sont situés sur les dépôts sédimentaires du Lias inférieur à moyen et sur les terrains métamorphiques du Bas-Bocage, à une altitude variant de +80 m à +90 m. Ils sont représentés par des graviers subanguleux à roulés, de roches essentiellement issues du socle cristallin et métamorphique, avec cependant quelques éléments de grès et calcaires silicifiés. La matrice argileuse fortement altérée présente des teintes brun-rouge à ocre et les éléments peuvent acquérir des altérations variant du rouge au violacé.

Fv. Graviers à matrice argilo-limoneuse rubéfiée (Pléistocène inférieur récent). Ils sont présents au Sud de Fontenay-le-Comte en rive droite de la Vendée, à une altitude de +40 m, et sur le flanc sud du Bocage, à des altitudes variant de +70 m à +80 m. Les éléments sont polygéniques et principalement représentés par des roches du substratum cristallin et des quartz, avec une matrice argilo-limoneuse à sableuse, le plus souvent altérée, de teinte ocre à rouge. La base de la formation repose, au Sud de Fontenay, sur une couche discontinue d'argile beige à ocre issue de la décalcification des calcaires calloviens.

Fw. Graviers et cailloutis polygéniques à matrice sablo-argileuse rubéfiée (Pléistocène moyen ancien). Ils sont présents au Sud de Fontenay-le-Comte, en rive gauche de la Vendée, à une altitude de +25 m et le long du cours de la Smagne à des altitudes variant de +50 m à +65 m. Il s'agit de graviers et cailloutis provenant du bocage vendéen et des calcaires plus ou moins silicifiés, noyés dans une matrice argilo-sableuse brun-rouge. Les roches provenant du socle sont essentiellement des quartz blancs et des quartz grisâtres d'exsudation des gneiss, associés à de rares galets de gneiss et micaschistes fortement altérés. Parfois, en rive droite de la Smagne, des résidus de cuirasse gravillonnaire arrachés aux reliefs proches se mêlent aux dépôts alluvionnaires, probablement par ruissellement le long des coteaux.

Fx. Sables et graviers à galets polygéniques roulés (Pléistocène moyen récent). Au Nord de Fontenay-le-Comte, ils constituent de légers replats en rive gauche de la Vendée, à une altitude relative de +3 à +5 m. Ce sont pour moitié des graviers et galets roulés de quartz laiteux et de roches cristallines et métamorphiques. Les galets de gneiss et de micaschiste sont plus ou moins altérés.

Fz. Argiles limoneuses grisâtres et graviers polygéniques (Holocène à Actuel). Formant le lit des principaux cours d'eau, ces alluvions modernes sont constituées de graviers et galets polygéniques (roches sédimentaires et cristallines) noyés dans une matrice argilo-limoneuse plus ou moins sableuse. Au débouché de la Vendée dans le

marais, elles s'enrichissent en argile et représentent un « bri fluvial » grisâtre caractérisé par la présence de fossiles d'eau douce (Limnées, Planorbis). À la base des remplissages argileux de la vallée de la Vendée, on observe 1 à 2,50 m de graviers pouvant représenter les reliques des alluvions d'âge Würm.

MFz. Argiles grises à bleutées fluviomarines et MFzt argiles tourbeuses noirâtres (Holocène). Elles se localisent dans la partie sud-ouest de la feuille, en continuité avec le Marais poitevin et affleurent surtout sur la carte de Marans. Comme l'indique J. Ducloux (1975), ce dépôt est constitué d'une argile flandrienne verdâtre à bleuâtre extrêmement lourde, dépourvue de sables grossiers et de graviers. On note cependant la présence de calcaire (micrite) dans la fraction fine. Ces dépôts sont plus connus régionalement sous la dénomination de *bri* dont l'extension se poursuit dans les différents marais du littoral vendéen. Leur origine marine est attestée par la présence de coquilles équivalant à une faune vivante actuellement dans les vases de l'anse de l'Aiguillon (*Scrobicularia plana*, *Cardium edule*, *Ostrea edulis* et *Mytilus edulis*).

Localement, le *bri* est surmonté de tourbes (MFzt) plus ou moins argileuses, à débris de végétaux palustres (fougères hygrophiles, *Phragmites*, *Typhas* et *Carex*).

B. Formations superficielles des plateaux : altérites, limons, colluvions. Sur les points hauts des plateaux du bassin de Chantonnay, on rencontre un « complexe » superficiel, mêlant altérites, résidus de ruissellement et limons d'origine éolienne. La partie superficielle de ces dépôts correspondant aux phases de ruissellement et d'accumulation éolienne a été représentée sous l'appellation limons des plateaux.

C. Colluvions. Les colluvions sont représentées par des dépôts argilo-limoneux à débris de roches plus ou moins altérées ou silicifiées dont ils sont issus. On les a figurées au Nord de Sérigné et à l'Est de Thouarsais-Bouldroux.

CF. Colluvions de fond de vallon et cônes de déjection associés. Elles se composent, en amont des cours d'eau et au fond des vallées, de débris anguleux de roches locales à matrice argilo-limoneuse, à granoclassement hétérogène, correspondant vraisemblablement à un mélange de dépôts de versants, d'altérites et d'alluvions.

S, SA, SF. **Altérites variées, altérites à chailles (Terres rouges à châtaigniers), argileuses, à pisolites d'oxydes de fer.** L'essentiel de ces altérites est représenté par une argile limoneuse, silteuse à sableuse à débris de roches ferruginisées ou silicifiées (isaltérites). La nature de ces

formations permet d'identifier les faciès pétrographiques des éléments allochtones la composant ; aussi avons-nous pu distinguer et cartographier la plupart des types distincts d'altérites :

- sur l'orthogneiss de Mervent, (sol quartzo-feldspathique fin, pauvre en argile), ce sont des altérites de forte puissance ayant conservé les structures de l'orthogneiss de Mervent dont elles dérivent. Elles sont observables dans les carrières d'argile du Bois des Blettes, au Nord de Saint-Cyr-des-Gâts, où elles présentent localement une forte puissance au contact sud faillé avec l'orthogneiss sain ;
- sur les schistes de Chassenon (sol quartzo-micacé, moyennement riche en argile) ;
- sur l'Unité de Roc Cervelle (sol quartzo-micacé, moyennement riche en argile) ;
- sur la couverture sédimentaire (sol calcaire ou argileux). Elles sont observables dans les carrières de « le Baiser » et « les Vergnières » au Nord de Saint-Martin-des-Fontaines.

Dans la carrière de « le Baiser », moins de 10 m d'altérites représentent une série originelle jurassique de plus de 40 m, débutant au toit des Calcaires jaune nankin (Sinémuro-Hettangien) et se terminant au sein des Calcaires ponctués du Bajocien.

Au sommet de ces empâtements altéritiques, on trouve localement un niveau argileux (A) dépourvu en éléments silicifiés et correspondant aux allotérites du profil d'altération.

Localement, une argile rouge à pisolites d'oxydes de fer (F) est préservée sur un substrat généralement carbonaté : elle correspond aux reliques d'une cuirasse latéritique. On observe ces dépôts au Nord de Sainte-Hermine, à l'Ouest de l'Hermenault et à l'Est de Mervent. Ces dépôts riches en pisolites de fer sont aussi repris dans certaines terrasses alluvionnaires de haut-niveaux.

RELATIONS STRUCTURALES ENTRE LES TERRAINS

MÉTAMORPHISME ET DÉFORMATION DUCTILE

Hormis l'orthogneiss de Mervent dont la mise en place est anté-varisque, les métacornéennes associées, ainsi que le Complexe d'Albert, dont on ne connaît pas avec précision l'âge de structuration originelle, l'essentiel du socle de la feuille de Fontenay-le-Comte est à rapporter à l'orogénèse varisque au sens large.

C'est la juxtaposition, dans cette région, de terranes de différentes origines, ayant eu chacune une évolution différente, accolées au varisque soit précocement, soit tardivement avant une évolution commune dans les couloirs de cisaillement dextres, qui rend complexe l'interprétation géodynamique. La comparaison entre les phénomènes (dépôts, structures, paragenèses métamorphiques, magmatisme..) qui se sont succédé et ont participé à l'édification des différentes formations est délicate, compte tenu du hiatus d'évolution de chacune avant son inclusion dans un schéma commun.

Évolution tectono-métamorphique varisque

Les travaux de terrains, couplés à l'observation microscopique, ont permis de distinguer de façon globale trois types de schistosité (S1 de flux, S2 de crénulation, de fracture ou de flux, S3 de crénulation) et des plis associés.

En tenant compte des *kink-bands* tardifs qui reprennent toutes les structures antérieures, quatre épisodes de déformation souple peuvent être envisagés : la déformation D1 (tangentielle), et D2 (transpressive) sym-métamorphe, D3 et D4 post-métamorphes. D1 et D2 sont par ailleurs reconnues partout, D3 est concentrée à l'approche des Complexes de Mervent et d'Albert. De plus, D2 réoriente (transposition, virgation) la plupart des structures de D1.

À partir de l'analyse de la géométrie des structures ductiles macroscopiques, mésoscopiques et microscopiques des domaines épimétamorphiques (Roc-Cervelle, schistes de Chassenon et de la Vierge dans le Bas-Bocage, Synclinorium de Chantonay au Nord), et du domaine profond (Complexes de Mervent et d'Albert), nous avons cherché à replacer la déformation dans un schéma général.

Les relations entre les différentes tectonites (S1, L1... ; L2-S2...) se rapportant à chaque épisode tectonique ainsi que l'organisation de la déformation (comparée aux données pétrographiques) par rapport aux complexes métamorphiques permettent par ailleurs d'établir des arguments de chronologie relative des déformations.

Formations du Bas-Bocage

Phase D1/2 : la phase 1/2 est ici marquée par une schistosité de flux S0-1 reprise par une schistosité de crénulation, le tout déterminant une foliation subparallèle à la stratification (S0-1/2) et d'attitude plate à petite échelle. Peu d'affleurements permettent d'observer les caractéristiques subhorizontales de cette foliation composite, l'ensemble des unités étant fortement affecté par la verticalisation liée à l'influence régionale des complexes métamorphiques. La paragenèse de cette foliation est épizonale : chlorite, séricite ± épidote ± albite.

Phase D3 : la schistosité de crénulation S3 est subverticale, orientée NW-SE et détermine sur la foliation S1-2 une linéation de crénulation. Cette déformation est dominante à l'approche des zones de cisaillement majeures liées à la phase transcurrente dextre varisque.

Synclinorium de Chantonay

Les terrains du Synclinorium de Chantonay sont affectés d'un métamorphisme épizonal, caractérisé dans les schistes par une paragenèse à séricite, chlorite ± épidote, et d'une structuration complexe dans laquelle on distingue deux épisodes principaux et un épisode tardif.

Phase D1/2 : schistosité de flux (S1) sub parallèle à la stratification, déformée sans doute au cours d'un même épisode métamorphique en plis dissymétriques déversés au Sud-Ouest (voir coupes) avec schistosité (S2) de crénulation de plan axial. Les schistosités S1 et S2 s'expriment plus ou moins bien selon la lithologie des roches : bien marquées dans les shales et les pélites, elles peuvent être quasi inexistantes dans les niveaux compétents (quartzites).

La phase D1/2 a été attribuée jusqu'à présent au Dévonien inférieur (Ters, 1979 ; Wyns, 1980 ; Wyns et Le Metour, 1983). La découverte récente de Tentaculites et de Conodontes du Dévonien est susceptible de rajeunir l'âge de cet événement métamorphique (Wyns, 1989).

Phase D3 : c'est en fait le deuxième épisode important de structuration régionale ; il peut être en partie responsable du plissement du Paléozoïque en synclinaux et anticlinaux. Une schistosité de fracture subverticale y est associée mais reste généralement très discrète : elle s'exprime par une linéation de crénulation (L3) très fine, bien visible dans les matériaux schisteux.

Phase D4 : déformation tardive, essentiellement cassante et réalisée à froid qui affecte le socle dans l'ensemble de la région. Il s'agit principalement de kinks conjugués dont l'origine est attribuée aux serrages fini-carbonifères.

Le Bassin houiller de Vouvant

Le Carbonifère du Sillon houiller comprend le Namurien, le Wesphalien et le Stéphanien non métamorphique. Une mesure du pouvoir réflecteur de la matière organique effectuée sur un échantillon namurien de Saint-Laurs, indique une paléo-température maximale de 110 °C environ (Wyns, 1980). D'autre part, les conglomérats carbonifères comprennent fréquemment des galets de roches métamorphiques issues du Complexe des Essarts (schistes, orthogneiss...), ce qui signifie que la majeure partie de l'évolution tectono-métamorphique régionale était achevée au Namurien.

La géométrie des accidents limitrophes décrit une structure de type pull-apart, activée en contexte décrochant dextre (Bouton, 1990). Les niveaux stratigraphiques sont redressés quasiment à la verticale le long de l'accident sud et se couchent progressivement à l'horizontale au centre de l'unité. Cette géométrie définit un pli synclinal à plan axial sub-vertical probablement faillé à sa charnière.

Complexe de Mervent

Par rapport aux données disponibles sur les feuilles voisines, nous avons volontairement distingué sur cette feuille de Fontenay un « Complexe de Mervent », bien que l'histoire tectonique soit commune avec les séquences tectono-métamorphiques rencontrées vers le Nord-Ouest dans la bande des « Essarts-Mervent » (Unité de Saint-Martin-des-Noyers ; Godard, 2001). Cette distinction locale déjà évoquée plus haut se justifie par les alternances para et orthogneissiques distinguées cartographiquement et par les contacts tectoniques qui le séparent des roches voisines. Quoi qu'il en soit, les complexes de cette bande résultent de l'accolement tectonique d'unités lithologiques ayant subi des évolutions tectono-métamorphiques différentes. Sur la feuille voisine de Chantonnay, comme sur celle de La Roche-sur-Yon, on peut distinguer, au Nord du complexe, une unité à reliques catazonales. Cette unité fait défaut dans la partie sud-est de la feuille de Chantonnay et n'apparaît pas à l'affleurement sur celle de Fontenay-le-Comte.

La géométrie de la bande des Essarts, sur notre carte, est celle d'un pli ductile à déformation de flanc ennoyé à l'Est. Le cœur du massif ne montre pas de structure plano-linéaire significative, mais la structure d'ensemble est majoritairement affectée par la déformation synmétamorphe D2 transcurrenente dextre.

Le protolithe de cet orthogneiss qui semble à première vue intrusif au sein des schistes qui le bordent au Nord et au Sud, est une roche compétente qui influence de manière significative la structure des unités schisteuses en question. Comme l'ont remarqué les auteurs de la feuille de Chantonnay (Wyns *et al.*, 1988), l'âge à 440 ± 12 Ma du protolithe de l'orthogneiss pose le problème des relations que celui-ci possède avec son encaissant si cet encaissant est d'âge silurien à siluro-dévonien. Wyns *et al.* (1988) n'excluent d'ailleurs pas l'existence de schistes plus anciens que ceux du synclinorium de La Roche-sur-Yon dans lesquels le granite en question serait intrusif. Ces schistes seraient alors en contact anormal avec ceux du synclinorium.

De notre côté, les relations de l'orthogneiss avec son encaissant sont toujours tectoniques et l'âge U-Pb sur zircon du protolithe à $486 \pm 15/-11$ Ma recule encore l'âge de cette intrusion. Compte tenu de ces critères, de l'âge absolu des différentes formations encaissantes au Nord comme au Sud, il

convient de considérer que les relations orthogneiss–encaissant schisteux sur cette feuille ne sont pas celles rencontrées sur les feuilles voisines. En particulier, l'absence ici de cornéennes franches (autres que les amphibolites de Saint-Laurent-de-la-Salle) en relation avec le protolithe ne permet pas d'estimer l'âge relatif des formations en contact. De plus, il ne nous est pas possible de considérer une intrusion « tardive » dans un orthogneiss déjà structuré, à moins de reculer encore dans le temps la déformation précoce de l'orthogneiss évoquée sur les feuilles voisines, l'âge mesuré sur la feuille de Fontenay-le-Comte l'ayant été sur un faciès peu déformé.

La mise en place du protolithe à l'Ordovicien implique par ailleurs qu'il enregistre potentiellement toutes les déformations varisques. Les auteurs de la feuille de Chantonay (Wyns *et al.*, 1988) interprètent en termes de « cornéennes » les schistes au contact des orthogneiss, ce qui témoignerait de la nature « intrusive » du granite dans un encaissant déjà structuré. Des panneaux de « cornéennes » sont enclavés de la même manière dans l'orthogneiss, et des « filons » d'orthogneiss pénètrent les schistes. La déformation relativement faible de l'orthogneiss par rapport à cet « encaissant » catazonal est interprétée comme la conséquence de son intrusion après un premier épisode de déformation des schistes. Nous considérons de notre côté que c'est la localisation de la déformation au contact des unités voisines qui conduit à l'apparition de roches très déformées déjà décrites comme des gneiss feuilletés, voire des micaschistes (ou orthoschistes) issus de la transformation de l'orthogneiss.

Le contact nord de l'orthogneiss, et l'apparition locale dans les schistes de Roc-Cervelle d'une paragenèse métamorphique particulière qui présente les caractéristiques cristallographiques d'une association à staurotide-biotite ne peut pas être interprétée comme un métamorphisme thermique régional dû à la mise en place du massif.

Ce contact métamorphique n'est pas reconnu au Sud de l'orthogneiss où une zone mylonitique dextre, portant une linéation subhorizontale, affecte les schistes de Chassenon. Il existe de plus, à l'intérieur de ces schistes, des couloirs de déformation ductile localisés dans des faciès quartzeux où de fortes linéations d'étirements subhorizontales à fortement plongeantes sont l'expression d'un cisaillement dextre. Ces zones de cisaillement mettraient en contact l'orthogneiss et leur encaissant schisteux immédiat sur les schistes du Synclinorium de La Roche-sur-Yon. Certaines structures blastomylonitiques observées sur les feuilles de Chantonay et de La Roche-sur-Yon pourraient confirmer cette hypothèse.

TECTONIQUE CASSANTE ET NÉOTECTONIQUE

Parmi les accidents cassants affectant la région, seuls ont été représentés les accidents importants ou qui influent sur les contours cartographiques des formations géologiques. Ces accidents dus à la remontée isostatique et au refroidissement du bâti varisque sont, pour beaucoup sans doute d'âge fini varisque, mais ont pu être réactivés au Secondaire, au Tertiaire, voire au Quaternaire.

Certains de ces accidents sont bien visibles en photographies aériennes, contrairement à l'observation de terrain parfois délicate ; c'est le cas lorsqu'ils affectent une formation sans décalage suffisant des unités. Certains accidents sub-méridiens à composante décrochante apparente de grande amplitude, sont cartographiquement représentés par un nombre limité de failles alors que sur le terrain, ils représentent un réseau de forte densité (c'est le cas notamment autour du barrage de Pierre-Brune, au Nord de Mervent).

La cartographie régionale de l'activité sismique enregistrée et répertoriée depuis 1995 à l'université de La Rochelle permet d'argumenter l'importance du jeu actuel des structures varisques. La région centre-ouest est d'ailleurs la quatrième zone active de France par l'importance des séismes historiques (fig. 3, hors-texte). La faible précision de la localisation des épencentres ne permet cependant pas d'associer directement les séismes aux failles cartographiées sur notre feuille. Néanmoins, ceux-ci sont de bons indicateurs d'une activité récente dans la région (activité faible mais significative), et nous informent sur la direction des structures remises en mouvement.

Sur la feuille de Fontenay-le-Comte, le seul séisme important ($M > 3^{\circ}$ Richter) est celui du 12 janvier 1997, localisé à l'Ouest de Sainte-Hermine. Il s'agit d'un séisme de magnitude élevée pour la région ($M = 4.2$ Richter) dont le mécanisme au foyer indique un décrochement dextre le long d'un plan subvertical de direction $N140^{\circ}$. Hors de la carte, mais dans le même contexte régional de réactivation en dextre des accidents du socle hercynien, il faut évidemment noter le séisme de magnitude 5° Richter du 8 juin 2001 au Sud de Chantonay, c'est-à-dire sur les contacts tectoniques majeurs de l'axe Les Essarts-Mervent et à une profondeur d'environ 12 km. Plus récemment encore, près de Sainte-Hermine, le séisme du 14 février 2003 a atteint une magnitude de $4,2^{\circ}$ Richter et a été ressenti avec une forte intensité dans le pays rochelais. La cartographie régionale des séismes (fig. 3) souligne ainsi une activité récente corrélable aux structures hercyniennes : l'héritage des grands accidents semble ainsi guider la tectonique active, avec des mouvements essentiellement dextres et/ou en extension, sur les anciens accidents NW-SE à NNW-SSE.

Accidents NNW-SSE

Sept failles de direction NNW-SSE à rejet apparent dextre affectent les schistes de Roc-Cervelle, le Complexe de Mervent et celui d'Albert en marge orientale de la feuille. Le décalage des unités du Complexe d'Albert permet de les cartographier, alors que les contacts anormaux liés aux failles ne sont pas observables en raison du manque d'affleurements. Par ailleurs, d'un bloc décroché à l'autre, la puissance des unités à l'affleurement n'est pas conservée. Les décrochements apparents sont donc associés à des mouvements verticaux importants, dont il est très délicat de déterminer le jeu normal ou inverse compte tenu de l'absence de structures visibles dans le plan de l'accident.

Ces accidents accommodent (Riedel R) le cisaillement dextre régional, s'amortissent dans les niveaux feuilletés du Complexe d'Albert et se réorientent de N160° à N135°. Ils sont donc relativement précoces, leur réactivation en domaine cassant pouvant être quant à elle contemporaine de l'apparition de la branche sud du Cisaillement sud-armoricain. Ces accidents se parallélisent au contact des schistes de Chassenon et attestent du caractère tardif de la tectonique de contact sud de l'orthogneiss de Mervent.

Accidents NE-SW

Les accidents de direction moyenne N60°, dextres et senestres, qui affectent le socle (décalages dextres et senestres des limites nord et sud de l'orthogneiss, décalage de la limite entre les schistes de Chassenon et de la Vierge) sont probablement associés à la phase tangentielle varisque. Ils accommodent la transpression régionale à composante dextre N130° et permettent notamment l'ouverture des rhombochasmes carbonifères (bassins houillers en pull-apart). Les accidents tardifs NE-SW qui décalent les formations jurassiques (*e.g.* Sud de l'orthogneiss de Mervent, réseau de failles limitant les altérites au Nord-Est de Thiré...) naissent sans doute par héritage de ces zones de faiblesse du socle.

Relation socle-structures mésozoïques

On observe dans les formations secondaires une structuration en synclinaux et anticlinaux kilométriques d'axe N120-N130° subhorizontaux à légèrement déversés vers l'Est. Cette tectonique est associée à une faille tardive de direction N105° réorientée N130° (à l'Ouest) qui se poursuit sur la carte de Luçon. Il est difficile de faire référence ici à une tectonique compressive pyrénéenne qui serait responsable de ce type de plissement. Le faible angle d'ouverture de ces plis, le caractère dominant des synclinaux sur les anticlinaux pourrait correspondre aussi bien à des structures

plicatives en drapage d'accidents normaux de direction armoricaine en bordure du Bassin aquitain. Elles sont liées à la géométrie hétérogène de la structure du socle pénéplané, érodé et incisé sur lequel se développe la transgression sédimentaire.

HYDROGÉOLOGIE

par C. Roy, Ingénieur hydrogéologue,
Conseil général de Vendée

La feuille à 1/50 000 de Fontenay-le-Comte occupe une position singulière puisque la région est le point de rencontre de deux grandes unités géologiques nationales :

- la bordure sud du Massif armoricain avec le socle précambrien et cambrien constitué de roches cristallines et métamorphiques (territoire appelé communément le bocage) ;
- la terminaison nord du Bassin aquitain aux sédiments carbonatés, témoins de l'évolution paléogéographique du Secondaire dans cette zone de transition. C'est la plaine sud-vendéenne, dite de Luçon–Fontenay-le-Comte, qui forme un vaste plateau d'âge jurassique moyen, au relief faible et monotone, et qui s'incline doucement vers le Sud-Ouest pour s'envoyer à partir de la cote +2 m sous le Marais poitevin.

Les principales ressources en eau souterraine sont contenues dans les formations géologiques de la plaine.

Cadre climatique

La région de Fontenay-le-Comte se trouve dans une zone à climat tempéré et influence océanique caractérisée. Les relevés pluviométriques au cours des 50 dernières années font apparaître une moyenne annuelle pour l'ensemble du territoire concerné d'environ 810 mm, avec cependant quelques légères différences selon la localisation (pluviométrie moindre dans la plaine par rapport au bocage).

L'écart entre les années sèches et pluvieuses est important puisqu'il peut atteindre environ 500 mm ; par exemple à Fontenay-le-Comte : 534 mm en 1953 et 1 049 mm en 2000. La répartition saisonnière indique que 60 % des précipitations sont d'automne ou d'hiver. Pour les températures, elles oscillent entre un minima moyen annuel de 6°, 8° et un maxima moyen annuel de 17°. Quant à l'insolation, une valeur moyenne de 2 000 heures est relevée au poste météorologique de Sainte-Gemme-la-Plaine.

Ce rapide aperçu climatique et les données disponibles apportent les éléments de calcul suffisants pour le bilan des aquifères, notamment par

l'évaluation des précipitations efficaces, celles qui pour une part contribuent à la recharge des nappes. La quantité d'eau fournie par les précipitations qui reste disponible pour l'infiltration ou le ruissellement après soustraction des pertes par évapotranspiration réelle (pluie efficace) est en moyenne de 300 mm, soit environ 35 % des précipitations annuelles. La période concernée par les possibilités de recharge de nappes s'étale globalement de novembre à mars (voir fig. 4, 5, hors-texte).

FORMATIONS AQUIFÈRES SÉDIMENTAIRES

Préambule : historique des études hydrogéologiques

En 1971, une étude réalisée par H. Talbo (BRGM) a montré l'existence de ressources en eau souterraine dans les terrains jurassiques de la plaine sud-vendéenne.

Depuis 1973, les études et travaux de reconnaissances hydrogéologiques se sont multipliés sur l'initiative du BRGM et du programme de recherche engagé par le Conseil général de la Vendée. G. Bresson, par un recueil de toutes les données disponibles, a pu faire une approche des ressources globales et de la géométrie de l'aquifère du Dogger dans la plaine vendéenne (1975). Par ailleurs, il a mis en évidence la présence d'une nappe captive dans le Lias inférieur pouvant localement être très productive. Ces recherches ont coïncidé avec l'apparition de besoins en eau importants dus au développement de la culture du maïs. De même, l'emploi de la technique de forage au « marteau fond de trou », particulièrement adaptée aux terrains de la plaine, a facilité la reconnaissance hydrogéologique des aquifères.

Outre ces grandes études générales, des recherches hydrogéologiques ponctuelles ont été engagées pour des collectivités locales, en particulier celle de Fontenay-le-Comte qui fit l'objet de prospections plus intensives au titre de l'alimentation en eau potable.

En 1987, C. Roy, par ses travaux de recherche, contribue à préciser la géométrie des deux réservoirs aquifères de la plaine, leur comportement hydrodynamique et leurs relations avec les écoulements superficiels. La surexploitation de la nappe du Lias inférieur en période d'étiage est ponctuellement reconnue. De même, l'interdépendance nappes-rivières-marais est mise en évidence avec par ailleurs la présence d'un biseau salé au sein des deux aquifères.

Suite à la sécheresse de l'année 1990, le département de la Vendée engage une grande étude de diagnostic de la ressource avec modélisation

mathématique du complexe multicouche, afin de définir les outils d'une gestion globale respectueuse des usages et de l'environnement.

Ces travaux constituent actuellement la trame du protocole de gestion des nappes dans le Sud-Vendée.

Identification géologique

Contexte structural des aquifères identifiés

La feuille de Fontenay-le-Comte comprend la terminaison orientale du bassin de Chantonay (région de Thouarsais-Bouildroux, Saint-Sulpice-en-Pareds, Cezais) qui a fait l'objet d'une description structurale et hydrogéologique dans la notice de la feuille géologique de Chantonay à 1/50 000 (n° 563).

L'aquifère le plus important régionalement concerne la plaine sédimentaire qui s'étend de Sainte-Hermine à Fontenay-le-Comte, et où les nombreux travaux de forages, calés stratigraphiquement par diagraphie gamma-ray, ont permis de définir les grandes lignes structurales et la géométrie du bassin. Dans celui-ci, les terrains jurassiques sont souvent disloqués par une tectonique cassante dite en « touches de piano » constituée d'un ensemble de failles élémentaires très rapprochées dont les rejets s'ajoutent (fig. 6, hors-texte). Par ailleurs, outre les grands axes faillés, la plaine est parcourue par un réseau de failles de faible amplitude accompagnées de nombreuses fissures et diaclases qui conditionnent la productivité aquifère.

Le rôle de la tectonique est ainsi primordial sur la géologie de la plaine. Les transgressions de base du Lias ont été facilitées par les affaissements du socle Primaire, et l'avancée des mers s'est effectuée dans de larges golfes encombrés de hauts-fonds constitués eux aussi à la faveur de ces accidents.

Le rejeu des failles, durant l'ère Tertiaire, affecte par la suite l'ensemble des assises jurassiques et délimite des bassins d'effondrement de superficie très variable dont le rôle hydrogéologique est capital (bassin de Chantonay, de Nalliers-Chevrette, ...). Associées aux grands axes structuraux se sont ainsi développées des fracturations secondaires, sièges de la productivité aquifère notamment dans le Lias inférieur.

La structure est de type monoclinale avec un pendage sud-ouest faible inférieur à 1°. Néanmoins, à l'échelle de la région, l'approfondissement des horizons géologiques n'est pas négligeable. C'est ainsi que le toit du socle varisque situé à la cote 0 dans le secteur de L'Hermenault se retrouve à la cote -100 m dans le coin sud-ouest de la feuille.

La connaissance des grands aspects structuraux de la plaine jurassique a permis de préciser la géométrie des aquifères et leurs relations éventuelles (fig. 7 à 9, hors-texte).

Formations aquifères sédimentaires

La géologie régit à la fois l'alimentation, le stockage et l'écoulement de l'eau souterraine. Dans la plaine sud-vendéenne, trois formations sont susceptibles d'être aquifères : le Dogger, le Lias inférieur et l'Infralias (fig. 10, hors-texte).

Dogger

Composée de calcaires plus ou moins crayeux blanc-beige, la série du Dogger est très altérée et diaclasée sur les 10 à 15 premiers mètres (calcaires en plaquettes). En profondeur, la formation est plus massive et, seule la structure (fissures, failles) conditionne la présence de l'eau souterraine. Lorsque la série est complète, la puissance totale de la formation atteint en moyenne 40 m. Les marnes du Bajocien inférieur et du Toarciens constituent la limite inférieure de cet aquifère.

Le réservoir utile se cantonne en période d'étiage à la bordure de la plaine qui jouxte le Marais poitevin. Il est par ailleurs limité au Sud par la salinité des eaux sous le marais.

Lias inférieur

Constitué de calcaires dolomitiques plus ou moins gréseux, le Lias inférieur (Sinémuro-Hettangien) devient réservoir par la fissuration et le développement de la karstification. Bien souvent, seuls les cinq mètres supérieurs sont productifs. Le socle varisque et les argiles infraliasiques constituent le substratum de l'aquifère.

Infralias

Le réservoir des sables et grès de l'Infralias se trouve presque uniquement localisé le long d'une bande de direction NNW-SSE passant par Auzay-Pétosse-L'Herminault et qui se poursuit jusqu'à Thouarsais-Bouldroux dans le bassin de Chantonay. L'extension de l'aquifère est donc très limitée. Les variations latérales et verticales de faciès (lentilles argilo-sableuses) sont fréquentes, ainsi que les relations par échanges verticaux avec le réservoir du Lias inférieur, ce qui confère à l'ensemble une structure aquifère de type multicouche. Le socle schisteux constitue le substratum de la formation aquifère.

Identification hydrodynamique des aquifères

Les deux principales nappes du Sud-Vendée (Dogger et Lias inférieur) ont fait l'objet d'une identification piézométrique en périodes de hautes et basses eaux.

Nappe du Dogger (fig. 11, hors-texte)

La nappe est libre sous/sur (?) l'ensemble de la zone d'affleurement des calcaires du Dogger et devient captive au Sud-Ouest de la feuille sous le Marais poitevin, ou semi-captive sous la plaine alluviale de la rivière Vendée. Le sens général d'écoulement est sud avec un drainage de l'aquifère aux abords de cette rivière et de son affluent la Longèves. Les sources localisées en bordure du marais constituent les exutoires privilégiés de la nappe.

Dans la partie nord de la nappe, les gradients hydrauliques sont élevés et correspondent globalement au pendage de la couche aquifère. Aux abords du marais les gradients deviennent faibles, témoignant ainsi d'une bonne perméabilité (moyenne de 10^{-2} m/s). Ce dernier secteur coïncide avec la zone réservoir de l'aquifère dans laquelle sont implantés les forages les plus productifs (débits variables selon la fracturation mais pouvant atteindre $500 \text{ m}^3/\text{h}$).

En période estivale, l'exploitation de la nappe engendre une dépression piézométrique avec des cotes qui ont pu atteindre ponctuellement -3 m dans les années 1990. La présence sous le marais d'eaux saumâtres ou salées limite l'extension du réservoir exploitable.

Chaque hiver, les calcaires aquifères se rechargent et un écoulement s'installe pour s'équilibrer sur la cote du marais. En période de hautes eaux, cette nappe déborde par surverse sur le Marais poitevin en inondant les marais mouillés.

Les figures 12 et 13 (hors-texte) traduisent les fluctuations piézométriques observées dans la nappe du Dogger avec une influence des prélèvements pour l'irrigation sur le piézomètre de Saint-Aubin-la-Plaine (indice 586-5-126) et une influence du captage d'alimentation en eau potable du Gros Noyer à Fontenay-le-Comte (indice 586-7-152).

Nappe du Lias inférieur (fig. 14, hors-texte)

La formation aquifère du Lias inférieur est présente sous l'ensemble de l'entité géographique de la plaine. Libre ou semi-captive dans la partie nord, la nappe devient rapidement captive sous les formations marneuses du Toarcien puis du Dogger. Néanmoins, la structure compartimentée et faillée de la série favorise les échanges entre nappes.

À l'image de la nappe superficielle du Dogger, l'écoulement général prend une direction sud, avec des gradients hydrauliques forts dans la partie amont et des gradients plus faibles à l'approche du Marais poitevin.

La vallée de la Smagne constitue un axe de drainage privilégié de la nappe. En période de hautes eaux et même de basses eaux (hormis les périodes d'exploitation intensive) l'aquifère alimente en partie la rivière. Pour la Longèves, le phénomène est plus marqué en période de hautes eaux.

La fracturation plus poussée des calcaires du Lias inférieur dans certains compartiments aquifères conditionne les écoulements souterrains. C'est ainsi qu'un axe convergent des écoulements a pu être repéré sous Saint-Etienne-de-Brillouet. À l'inverse, le secteur de Saint-Aubin-la-Plaine et Saint-Jean-de-Beugné constitue un dôme piézométrique à partir duquel les écoulements divergent.

L'alimentation en eau de la nappe du Lias inférieur se fait par infiltration directe des eaux de pluies dans la zone d'affleurement des calcaires, mais aussi par drainance descendante à travers l'éponte marseuse du Toarcien, ou par le réseau de fractures. La recharge de l'aquifère est annuelle comme en témoignent les chroniques d'observations piézométriques (fig. 15 et 16, hors-texte).

Usages de l'eau souterraine

Les deux principaux aquifères du Sud-Vendée font l'objet d'une large exploitation, essentiellement pour l'irrigation (87 %) et l'alimentation en eau potable (11 %).

Les autres prélèvements d'eau dans les nappes sont d'ordre individuel : alimentation en eau de bâtiments d'élevages, petits arrosages de jardins et diverses utilisations domestiques. Ils constituent une faible part des prélèvements totaux (2 %).

Irrigation

Les sols calcaires ou marno-calcaires de la plaine constituent des terres séchantes qu'il est nécessaire d'arroser pendant l'été notamment pour les cultures céréalières. La sécheresse catastrophique de 1976 a confirmé l'importance de l'irrigation tout en démontrant l'utilité des recherches hydrogéologiques. C'est donc à partir de cette date que se développe la prospection des eaux souterraines en liaison avec des techniques de forages de plus en plus performantes. Les ouvrages se multiplient et captent indifféremment les deux aquifères. L'été particulièrement sec de l'année 1986 a relancé le développement de l'irrigation jusqu'en 1990, date à partir de laquelle la surexploitation généralisée des aquifères a été constatée.

Pour l'année 2000, on dénombre sur ce territoire de plaine (feuille 586) environ 210 forages agricoles pour un volume pompé de l'ordre de 15 millions de m³ dont les 2/3 dans la nappe du Dogger. Suite aux nombreux impacts négatifs de la surexploitation aquifère, une gestion de la ressource a été mise en place par le biais d'un protocole d'accord qui fixe, d'une part une attribution de volume par ouvrage autorisé, et d'autre part, un seuil piézométrique à ne pas atteindre.

Eau potable

Les captages en nappes souterraines pour l'alimentation en eau potable ne représentent qu'un faible pourcentage de l'adduction totale du département. Sur la feuille de Fontenay-le-Comte (586), seuls deux ouvrages exploitent les nappes jurassiques :

- captage du Gros Noyer à Fontenay-le-Comte (nappe du Dogger) pour un volume moyen annuel de 1 400 000 m³ ;
- captage de Saint-Martin-des-Fontaines (nappe du Lias inférieur) pour un volume annuel de 400 000 m³.

Ces deux ouvrages font l'objet d'une procédure de périmètres de protection. L'ancien captage de Pétosse situé au pied de son château d'eau a été abandonné en 1994. Il fait néanmoins l'objet d'un suivi qualitatif de l'eau souterraine (*cf.* courbe nitrates, fig. 17, hors-texte).

Bilan hydrogéologique des aquifères sédimentaires

Depuis les années 1980, parallèlement à l'accroissement des prélèvements d'eau souterraine, les formations aquifères du Sud-Vendée ont fait l'objet de nombreuses études. Les bonnes connaissances des conditions géologiques et géométriques des réservoirs et des conditions d'écoulements, ont permis l'élaboration d'une modélisation mathématique des systèmes aquifères. La transcription sous forme de calculs du comportement réel des nappes favorise la compréhension des phénomènes et permet de simuler des conditions d'alimentation ou de prélèvements différentes.

C'est ainsi que le complexe aquifère multicouche du Jurassique présente un bilan général équilibré sous réserve d'une limitation des prélèvements estivaux. En effet, la non maîtrise de ceux-ci pourrait être à l'origine de dysfonctionnements majeurs tels que l'intrusion excessive du biseau salé sous la plaine, des échanges hydrauliques anormaux entre plaine et marais, ou un dénoyage excessif de l'aquifère.

La connaissance hydrogéologique associée à la modélisation des nappes constitue donc l'outil privilégié pour la gestion et la protection de la ressource, indispensables dans le secteur considéré.

FORMATIONS DU SOCLE ANTÉ-MÉSOZOÏQUE

La partie socle de la feuille de Fontenay-le-Comte ne présente que peu de ressources en eau souterraine exploitable compte tenu de la présence majoritaire de terrains métamorphiques peu favorables aux circulations aquifères.

La ressource en eau globale contenue dans le socle ancien n'est toutefois pas négligeable mais elle est très dispersée en petites nappes dont la productivité est essentiellement liée à la fracturation profonde des horizons lithologiques et au drainage des zones altérées superficielles emmagasinant les précipitations efficaces.

Les débits exploitables par forage sont donc très variables suivant les secteurs explorés et les profondeurs atteintes, mais en tout état de cause ne dépassent pas 5 m³/h lors d'un pompage continu.

De nombreuses investigations hydrogéologiques ont été engagées tant dans le sillon houiller que dans les formations encaissantes schisteuses, micaschisteuses ou gneissiques. Des forages profonds (jusqu'à 150 m) ont été implantés après prospections géophysiques sur les communes de La Réorthe, Saint-Martin-Lars, Saint-Laurent-de-la-Salle, Saint-Cyr-des-Gâts, Cezais, Vouvant. Les arrivées d'eau au débit toujours inférieur à 5 m³/h (plus proche d'une valeur de 1 m³/h) confirment la très faible productivité aquifère de cette partie du bocage.

Les foliations orientées en moyenne N 110° avec un pendage dominant vers le Sud (75°) sont rarement associées à une fissuration ou fracturation ouverte susceptible de drainer le massif rocheux. Les fondations spéciales des ouvrages de barrage (Pierre Brune, Vouvant, Mervent et Albert) n'ont pas révélé d'anomalies particulières de ce type. Même si un traitement spécifique par injection est rendu nécessaire sous l'emprise des ouvrages, à l'échelle du massif la perméabilité doit être considérée comme faible à très faible (inférieure à 10⁻⁷ m/s). Les mesures piézométriques comme par exemple celles faites sur un carottage en rive gauche du barrage de Mervent (fig. 18, hors-texte) traduisent un niveau relativement stable.

Les terrains métamorphiques de la feuille de Fontenay-le-Comte ne constituent donc pas des réservoirs aquifères importants. Aucun captage

public d'alimentation en eau potable n'existe. Seuls des puits ou forages privés permettent de satisfaire quelques usages domestiques.

BIBLIOGRAPHIE

- BALLÈVRE M., KIÉNAST J.R., PAQUETTE J.L. (1987) – Le métamorphisme éclogitique dans la nappe hercynienne de Champtoceaux (Massif armoricain). *C.R. Acad. Sci. Fr.*, 305, p. 127-131.
- BALLÈVRE M., LE GOFF E., HÉBERT R. (2001) – The tectonothermal evolution of the Cadomian belt of northern Brittany, France: a Neoproterozoic volcanic arc. *Tectonophysics*, 331, 1-2, 10, p. 19-43.
- BELTREMIEUX E. (1886) – Rapport sur une excursion géologique du 20 juin 1886 à Velluire et à Fontenay. *Ann. Soc. Sci. nat. Charente-Maritime*, 23, p. 53-56.
- BERNARD-GRIFFITHS J., PEUCAT J.J., SHEPPARD S., VIDAL PH. (1985) – Petrogenesis of Hercynian leucogranites from the southern Armorican Massif: contribution of REE and isotopic (Sr, Nd, Pb and O) geochemical data to the study of source rock characteristics and ages. *Earth and Planet. Sci. Let.*, 74, 2-3, p. 235-25.
- BERTRAND J.M., LETERRIER J., DELAPERRIÈRE E., BROUAND M. (1997) – Géochronologie U-Pb de granitoïdes du Confolentais, de Vendée et du massif de Charroux-Civray. Journées scientifiques de l'ANDRA, Atlas des posters, Poitiers, p. 15.
- BERTRAND J.M., LETERRIER J., CUNÉY M., BROUAND M., STUSSI J.M., DELAPERRIÈRE E., VIRLOGEUX D. (2001) – Géochronologie U-Pb sur zircons de granitoïdes du Confolentais, du massif de Charroux-Civray (seuil du Poitou) et de Vendée. *Géologie de la France*, BRGM, n° 1-2, p. 167-189.
- BERGER J., FÉMÉNIAS O., MERCIER J.C., DEMAÏFFE D. (2005) – Ocean-floor hydrothermal metamorphism in the Limousin ophiolites (Western French Massif Central): Evidence of a rare preserved Variscan oceanic marker. *J. Metamorphic. Geol.*, 23, p. 795-812.
- BOISSELIER M. (1887) – Rapport sur une excursion géologique du 22 mai et 12 juin 1887 en Vendée. *Ann. Soc. Sci. nat. Charente-Maritime*, 24, p. 45-48.
- BOISSELIER M. (1889) – Rapport sur une excursion géologique du 7 juillet 1889 dans la forêt de Vouvant. *Ann. Soc. Sci. nat. Charente-Maritime*, 26, p. 41-44.
- BOSSE V., BALLÈVRE M., GAPAIS D. (1998) – L'isograde du grenat dans les schistes bleus de l'île de Groix (Bretagne méridionale) : une zone de cisaillement rétrograde. 17^e RST, Brest, p. 78.

- BOSSE V., FERAUD G., RUFFET G., BALLEVRE M., PEUCAT J.J., DE JONG K. (2000) – Late Devonian subduction and early-orogenic exhumation of eclogite-facies rocks from the Champtoceaux Complex (Variscan belt, France). *Geol. J.*, 35, p. 297-325.
- BOSSE V., FERAUD G., BALLEVRE M., PEUCAT J.J. (2000) – Petrological and geochronological constraints in the Île de Groix blueschists (Armorican Massif, France). *Basement Tectonics*, 15, p. 63-66.
- BOSSE V., BALLEVRE M., VIDAL O. (2002) – Ductile thrusting recorded by the garnet isograd from blueschist-facies metapelites of the Ile de Groix, Armorican Massif, France. *J. Petrol.*, 43, 3, p. 485-510.
- BOUTIN R., MONTIGNY R. (1993) – Ar-Ar dating of amphibolites from the leptyno-amphibolitic complex of the Plateau d'Aigurande: Variscan collision at 390 Ma in the north-west French Massif Central. *C.R. Acad. Sci. Fr., sér. II*, 316, 10, p. 1391-1398.
- BOUTON P. (1990) – Analyse stratigraphique, pétrographique et structurale du segment vendéen de la chaîne hercynienne. Partie orientale du synclinorium de Chantonay, Massif armoricain. Thèse de spécialité, Univ. Poitiers, 379 p.
- BOUTON P. (2005) – Les grès à meules de Sérigné et de l'Hermenault : matériau géologique et exploitation. *Le Naturaliste vendéen* n° 4, 2004, p. 3-14.
- BOUTON P., BECAUD M., BESSONNAT G., BRANGER P., VIAUD J.M. (2005) – L'Hettangien de la bordure nord du Bassin aquitain (Vendée, Deux-Sèvres, France). In HANZO M. (coord.) : coll. l'Hettangien à Hettange, de la science au Patrimoine. Hettange, 1-3 avril 2005, Nancy. Univ. Henri Poincaré, p. 83-88.
- BROWN N., DALLMEYER R.D. (1996) – Rapid Variscan exhumation and role of magma in core complex formation: Southern Brittany metamorphic belt, France. *J. Metamorphic Geol.*, 14, p. 361-379.
- BURG J.-P. (1981) – Tectonique tangentielle hercynienne en Vendée littorale ; signification des linéations d'étirement E-W dans les porphyroïdes à foliation horizontale. *C.R. Acad. Sci. Fr., sér. II*, 298, 11, p. 849-854.
- CAGNARD F., GAPAIS D., BRUN J.P., GUMIAUX C., VAN DEN DRIESSCHE J. (2004) – Late pervasive crustal-scale extension in the south Armorican Hercynian belt (Vendée, France). *J. Struct. Geol.*, 26-3, p. 435-449.
- CANNAT M., BOUCHEZ J.L. (1986) – Linéations N-S et E-W en Vendée littorale (Massif armoricain). Épisodes tangentiels successifs éo-hercyniens en France occidentale. *Bull. Soc. géol. Fr.*, 8, p. 299-310.
- CARPENTIER A. (1941) – Sur les végétaux infraliasiques des environs de Niort. *C.R. Acad. Sci. Paris*, 212, p. 171-173.

- CARPENTIER A. (1947-1949) – Les flores infraliasiques des Deux-Sèvres et de la Vendée. *Ann. Paléont.*, t. XXIII, p. 181-190, t. XXIV, p. 1-16, t. XXV, p. 1-23.
- CHALET M. (1985) – Contribution à l'étude de la chaîne hercynienne d'Europe Occidentale. Étude lithostratigraphique et structurale des « Porphyroïdes » et formations paléozoïques associées du Bas-Bocage vendéen (région de Mareuil-sur-Lay). Thèse de spécialité, Univ. Poitiers, 214 p.
- COLCHEN M., ROLIN P. (2001) – La chaîne hercynienne en Vendée. *Géologie de la France*, BRGM, n° 1-2, p. 53-85.
- CROWLEY Q.G., FLOYD P.A., WINCHESTER J.A., FRANKE W., HOLLAND J.G. (2000) – Early Palaeozoic rift-related magmatism in Variscan Europe: fragmentation of the Armorican Terrane Assemblage. *Terra nova*, 12, 4, p. 171-180.
- CUNEY M., BROUAND M., STUSSI J.M. (2001) – Le magmatisme hercynien en Vendée. Corrélations avec le socle du Poitou et l'Ouest du Massif central français. *Géologie de la France*, n° 1-2, 2001, p. 117-142.
- DUBUISSON G., MERCIER J.C.-C., GIRARDEAU J., FRISON J.-Y. (1989) – Evidence for a lost ocean in Variscan terranes of the western Massif Central, France. *Nature*, 337, 6209, p. 729-732.
- DUCLoux J., RANGER J. (1975) – Les sols lessivés glossiques des limons du bocage vendéen méridional. *Ann. Soc. Sci. nat. Charente-Maritime*, 6 (2), p. 115-132.
- DUCLoux J. (1975) – Notice explicative, Carte géol. France (1/50 000), feuille de Marans (609). Orléans, BRGM, 19 p.
- DUCROT J., LANCELOT J.R., MARCHAND J. (1983) – Datation U-Pb sur zircons de l'éclogite de la Borie (Haut-Allier, France) et conséquences sur l'évolution anté-hercynienne de l'Europe occidentale. *Earth Planet. Sci. Lett.*, vol. 62, 3, p. 385-394.
- DUTHOU J.-L., CHENEVOY M., GAY M. (1994) – Rb-Sr Middle Devonian age of cordierite-bearing migmatites from the Lyonnais area, French Massif Central. *C.R. Acad. Sci. Fr.*, sér. II, 319, 7, p. 791-796.
- FAURE M. (1995) – Late Orogenic Carboniferous extensions in the Variscan French Massif Central. *Tectonics* 14 (1), p. 132-153.
- FAURE M., LELOIX C., ROIG J.Y. (1997) – L'évolution polycyclique de la chaîne hercynienne. *Bull. Soc. géol. Fr.*, 168, p. 695-705.
- FAURE M., MONIE P., PIN C., MALUSKI H., LELOIX C. (2002) – Late Visean thermal event in the northern part of the French Massif Central : new $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ and Rb-Sr isotopic constraints on the Hercynian syn-orogenic extension. *Int. J. Earth Sciences*, 91, p. 53-75.

- FÉMÉNIAS O., COUSSAERT N., BINGEN B., WHITEHOUSE M., MERCIER J.C.-C., DEMAÏFFE D. (2003) – A Permian underplating event in late- to post-orogenic tectonic setting. Evidence from the mafic-ultramafic layered xenoliths from Beaunit (French Massif Central). *Chemical Geology*, vol. 199, 3-4, 15, p. 293-315.
- GABILLY J., CARIOU E. (1974) – Journées d'étude et excursion en Poitou. Groupe Français d'Etude du Jurassique. Lab. Géol. Sédim. Et. Paléobiol., Univ. Poitiers, 14 p.
- GABILLY J., CARIOU E. *et al.* (1997) – Poitou-Vendée-Charentes. Guides Géologiques Régionaux. 2^e édition. Ed. Masson, 220 p.
- GIRARDEAU J., DUBUISSON G., MERCIER J.C.-C. (1986) – Cinématique de mise en place des ophiolites et nappes cristallophylliennes du Limousin, Ouest du Massif central français. *Bull. Soc. géol. Fr.*, 8, 5, p. 849-860.
- GODARD G. (1981) – Lambeaux probables d'une croûte océanique subductée : les eclogites de Vendée. Thèse 3^e cycle, université de Nantes, 153 p.
- GODARD G. (1988) – Petrology of some eclogites in the Hercynides: the eclogites from the southern Armorican massif, France. *In: Eclogites and eclogites-facies rocks*, D.C. Smith (editor), Elsevier, Amsterdam, ch. 8, 69 p.
- GODARD G. (2001) – The Les Essarts eclogite-bearing metamorphic Complex (Vendée, southern Armorican Massif, France): Pre-Variscan terrains in the Hercynian belt? *Géologie de la France*, BRGM, vol. 1-2, p. 19-52.
- GOUJOU J.C. (1992) – Analyse pétro-structurale dans un avant-pays métamorphique : influence du plutonisme tardi-orogénique varisque sur l'encaissant épi à mésozonal de Vendée. *Doc. BRGM*, n° 216, 315 p.
- GOUJOU J.C., DEBRAND-PASSARD S., HANTZPERGUE P., LEBRET P. (1994) – Notice de la feuille Les Sables d'Olonne-Longeville à 1/50 000. Ed. BRGM, Orléans, France.
- GUERRO C. (2000) – Résultat de datation U-Pb par dissolution sur zircons pour l'orthogneiss de Fontenay-le-Comte, Vendée. BRGM, Service Minier National.
- JÉGOUZO P. (1980) – The South Armorican Shear Zone. *J. Struct. Geol.*, 2, 1-2, p. 39-47.
- JONES K.A., BROWN M. (1989) – The metamorphic evolution of the Southern Brittany Migmatite Belt, France. *Geol. Soc. London Spec. Publ.* 43, p. 501-505.
- JONES K.A., BROWN M. (1990) – High-temperature 'clockwise' P-T paths and melting in the development of regional migmatites: an example from Southern Brittany, France. *J. Metamorph. Geol.* 14, p. 361-379.

- LAFON J.M., LANCELOT J.R. MERCIER J.C.-C. (1985) – Datation U-Pb de l'orthogneiss de Meuzac, sa signification. U-Pb dating of the Meuzac Orthogneiss significance. Programme géologie profonde de la France ; deuxième phase d'investigation. *Doc. BRGM*, 95.3, p. 129-139.
- LEDRU P., AUTRAN A. (1987) – L'édification de la chaîne varisque dans le Limousin. Rôle de la faille d'Argentat à la limite Limousin-Milleval. *In: Programme Géologie profonde de la France. Doc. BRGM*, Orléans, 140, p. 51-81.
- LE HEBEL F., VIDAL O., KIENAST J.R., GAPAIS D. (2002) – Les « Porphyroïdes » de Bretagne méridionale : une unité de HP-BT dans la chaîne hercynienne. *C.R. Acad. Sci. Fr., Geosciences*, 334, p. 205-211.
- LEYRELOUP A.F., DUPUY C., ANDRIAMBOLOLONA R. (1977) – Catazonal xenoliths in French Neogene volcanic rocks: constitution of the lower crust. *Contrib. Mineral. Petrol.*, 62, p. 283-300.
- MATHIEU G. (1937) – Recherches géologiques sur les terrains paléozoïques de la région vendéenne. Thèse d'État, Lille.
- MATHIEU G. (1949) – Carte géologique à 1/80 000 de La Roche-sur-Yon et légende. Ed. BRGM.
- MATHIEU G. (1958) – Les grandes lignes de la Vendée. *Bull. Serv. Carte géol. Fr.*, LV 253, p. 257-302.
- MATTAUER M. (2004) – Orthogneisses in the deepest levels of the Variscan belt are not a Precambrian basement but Ordovician granites: tectonic consequences. *C.R. Geosciences*, 336, p. 487-489.
- MATTE P. (1986) – Tectonics and plate tectonics model for the Variscan belt of Europe. *Tectonophysics*, 126, 2-4, p. 329-332.
- MATTE P. (2001) – The Variscan collage and orogeny (480-290 Ma) and the tectonic definition of the Armorica microplate: a review. *Terra Nova*, 13, 2, p. 122-128.
- MEIDOM P. (1991) – Analyse structurale du complexe cristallophyllien des Essarts-Mervent et de son environnement, Vendée, Massif armoricain. Thèse de spécialité, Université de Poitiers, 204 p.
- PEUCAT J.J., VIDAL PH., GODARD G., POSTAIRE B. (1982) – Precambrian U-Pb zircon ages in eclogites and garnet pyroxenites from South Brittany (France): an old oceanic crust in the West European Hercynian belt? *Earth Planet. Sci. Let.*, 60, 1, p. 70-78.
- PIN C. (1979) – Âge à 482 Ma des roches orthodérivées du groupe leptynomphibolitique de Marvejols (Massif central français) déterminé par la méthode U-Pb sur zircons. *C.R. Acad. Sci. Fr.*, 288, p. 291-294.
- PIN C. (1981) – Old inherited zircons in two synkinematic variscan granitoids : the “Granite du Pinet” and the “orthogneiss de Marvejols” (southern French Massif central). *Neues Jb. Miner. Abh.*, 142, p. 27-48.

- PIN C., LANCELOT J. (1982) – U-Pb dating of an early Paleozoic bimodal magmatism in the French Massif Central and its further metamorphic evolution. *Contrib. Mineral. Petrol.*, 79, p. 1-12.
- PIN C. (1990) – Variscan oceans: ages, origins and geodynamic implications inferred from geochemical and radiometric data. *Tectonophysics*, 177, p. 215-227.
- PIN C., MARINI F. (1993) – Early Ordovician continental break-up in Variscan Europe : Nd-Sr isotope and trace element evidence from bimodal igneous associations of the Southern Massif Central, France. *Lithos*, 29, p. 177-196.
- PIN C., PAQUETTE J.L. (2002) – Le magmatisme basique calco-alkalin d'âge dévono-dinantian du Nord du Massif central, témoin d'une marge active hercynienne : arguments géochimiques et isotopiques Sr/Nd. *Geodinamica Acta*, 15, p. 63-77.
- PONS L. (1998) – Cartographie et évolution tectono-métamorphique de la bordure sud du complexe cristallophyllien « les Essarts-Mervent » Travail d'étude et de recherche de maîtrise des Sciences de la Terre, Clermont-Ferrand, 25 p.
- PUPIN J.P. (1980) – Zircon and granite petrology. *Contrib. Mineral. Petrol.*, 73, p. 207-220.
- ROIG J.-Y. (1997) – Évolution tectono-métamorphique d'un segment de la chaîne hercynienne. Rôle du plutonisme dans la caractérisation des tectoniques du Sud-Limousin (Massif central français). Thèse de 3^e cycle, Université d'Orléans, 287 p.
- ROIG J.-Y., FAURE M. (2000) – La tectonique cisailante polyphasée du Sud-Limousin (Massif central français) et son interprétation dans un modèle d'évolution polycyclique de la chaîne hercynienne (Polyphase shear tectonics in the South-Limousin (French Massif Central) and its interpretation in a polycyclic evolution model of the Hercynian Belt). Principaux Résultats Scientifiques. *Bull. Soc. géol. Fr.*, 171, 3, p. 295-307.
- ROIG J.-Y., FAURE M., TRUFFERT C. (1998) – Folding and granite emplacement inferred from structural, strain, TEM and gravimetric analyses: the case study of the Tulle antiform, SW French Massif Central. *J. Struct. Geol.*, 20, 9-10, p. 1169-1189.
- ROY C. (1987) – Contribution à l'étude hydrogéologique de la plaine jurassique du Sud de la Vendée. Thèse doct. 3^e cycle.
- STACEY J.S., KRAMERS J.D. (1975) – Approximation of terrestrial lead isotope evolution by a two-stage model. *Earth and Planet. Sci. Lett.*, vol. 26, 2, p. 207-221.
- TALBERT J.C. (1971) – Étude géologique du Bas-Bocage vendéen ; région de Mareuil-sur-Lay. Thèse 3^e cycle, Poitiers.

- TALBERT J.C., VIALETTE Y. (1972) – Étude chronologique du massif de Mareuil-sur-Lay. *C.R. Acad. Sci. Fr.*, 274, p. 2737-2739.
- TERS M. (1961) – La Vendée littorale. Étude géomorphologique. Thèse géographie Rennes. Oberthur impr., 578 p.
- TERS M. (1970) – Découverte d'un gisement de graptolites du Silurien (Wenlock) dans la « série de Brétignolles » (Vendée). *C.R. Acad. Sci. Fr.*, 271, p. 1060-1062.
- TERS M. (1985) – Découverte d'une orogénèse viséenne succédant à une orogénèse éo-dévonienne en Vendée littorale. *C.R. Acad. Sci. Fr.*, 300, p. 969-974.
- TERS M., VIAUD J.M. (1987) – Notice explicative de la feuille Saint-Gilles-Croix-de-Vie au 1/50 000. Ed. BRGM, Orléans, France.
- THIÉBLEMONT D., CABANIS B. (1986) – Découverte d'une association de volcanites d'arcs et de basaltes de type MORB dans la formation paléovolcanique silurienne de la Meilleraie, Vendée, France. *C.R. Acad. Sci. Fr.*, 302, p. 641-646.
- THIÉBLEMONT D., CABANIS B., LE MÉTOUR J. (1987) – Étude géochimique d'un magmatisme de distension intracontinental : la série bimodale ordovicienne du Choletais (Massif Vendéen). *Géologie de la France*, 1, p. 65-76.
- THIÉBLEMONT D., CABANIS B., WYNS R., TREUIL M. (1987) – Étude géochimique (majeurs et traces) de la formation amphibolique de Saint-Martin-des-Noyers (Complexe cristallophyllien des Essarts, Vendée). Mise en évidence d'un paléo-arc insulaire dans la partie interne de l'orogène varisque. *Bull. Soc. géol. Fr.*, (8), t. III, 2, p. 371-378.
- THIÉBLEMONT D., CABANIS B. (1994) – Magmatic Record of the Geodynamic Evolution of Brittany and Vendée During Palaeozoic Times: Trace Element Constraints. *In: Pre-Mesozoic Geology in France and related areas* (J. D. Keppie, ed.), p. 220-230. Springer-Verlag, Berlin.
- THIÉBLEMONT D., GUERROT C., LE MÉTOUR J., JEZEQUEL P. (2001) – Le complexe de Cholet-Thouars : un ensemble volcano-plutonique au sein du bloc précambrien des Mauges. *Géologie de la France*, n° 1-2, p. 7-17.
- TRIBOULET C., AUDREN C. (1988) – Controls of P-T-t deformation path from amphibole zonation during progressive metamorphism of basic rocks (estuary of the River Vilaine, South Brittany, France). *J. Metamorph. Geol.*, 6, p. 117-133.
- TRIBOULET C. (1991) – Étude géothermo-barométrique comparée des schistes bleus paléozoïques de l'Ouest de la France (Ile de Groix, Bretagne méridionale et Bois de Cené, Vendée). *C.R. Acad. Sci. Fr.*, 312, p. 1163-1168.
- VIDAL P. (1976) – Évolution polyorogénique du Massif armoricain. Apports de la géochronologie et géochimie isotopique du strontium. Thèse, Rennes, *Mém. Soc. géol. Minér. Bretagne*, 21, 162 p. 1980.

- WYNS R. (1980) – Contribution à l'étude du Haut-Bocage vendéen : le Précambrien et le Paléozoïque dans la région de Chantonnay (Vendée). Thèse 3^e cycle, Univ. P.M. Curie, Paris, 134 p.
- WYNS R., LE MÉTOUR J. (1983) – Le Précambrien du Massif vendéen. *Doc. BRGM*, n° 68.
- WYNS R. (1984) – Le synclinorium de Chantonnay (Vendée); 15-16 octobre 1983. *Bull. Soc. Géol. Minér. Bretagne*, 16, p. 45-48.
- WYNS R., LABLANCHE G., LEFAVRAIS-RAYMOND A. (1988) – Notice explicative, Carte géol. France (1/50 000), feuille de Chantonnay (563). Orléans, BRGM, 76 p.
- WYNS R., GODARD G., LABLANCHE G., BIRON R., BRESSON G. (1989) – Notice explicative, Carte géol. France (1/50 000), feuille de La Roche-sur-Yon (562). Orléans, BRGM, 80 p.
- WYNS R., LARDEUX H., WEYGANT M. (1989) – Présence de Dévonien dans le Groupe de Réaumur (synclinal de Chantonnay, Vendée). Conséquence sur l'évolution géodynamique varisque de la Vendée. *C.R. Acad. Sci. Fr.*, 308, II, p. 855-860.

Carte géologique de la France à 1/80 000

- Feuille de Fontenay-le-Comte : 1^{ère} édition (1892) par G. Boisselier
2^e édition (1939) par G. Mathieu et G. Waterlot
3^e édition (1968) par G. Mathieu, F. Verger et M. Ters.

FIGURES HORS-TEXTE

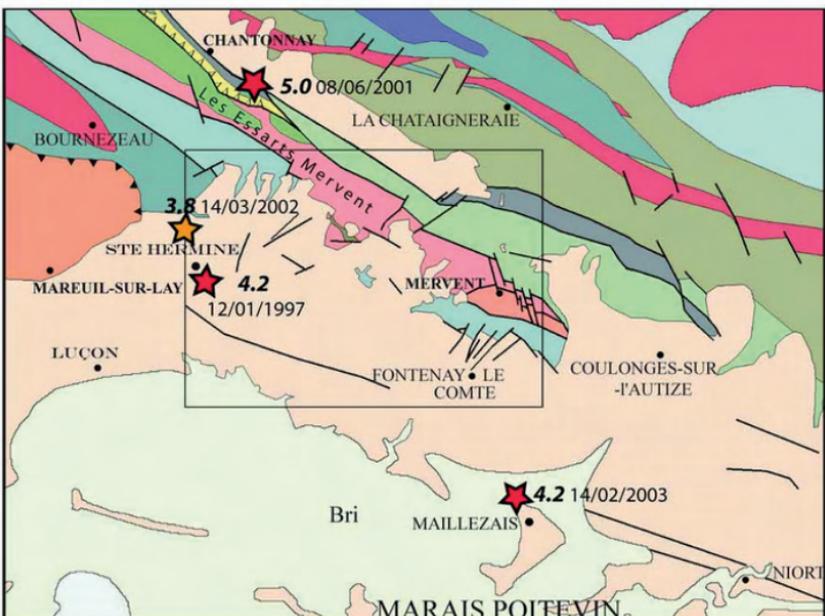
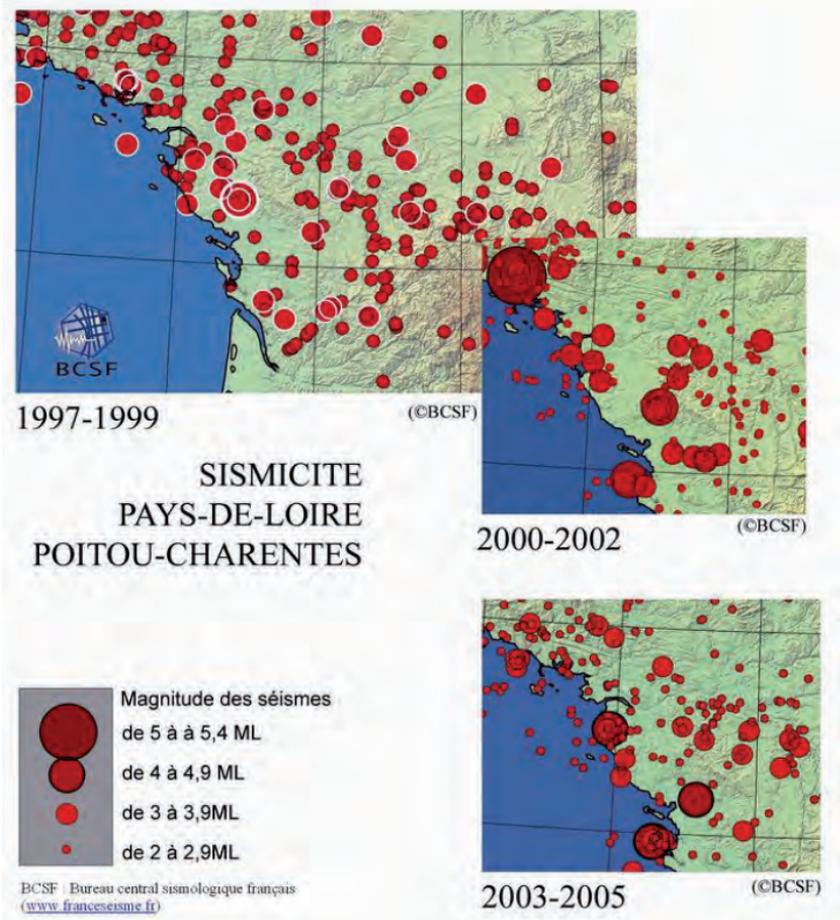
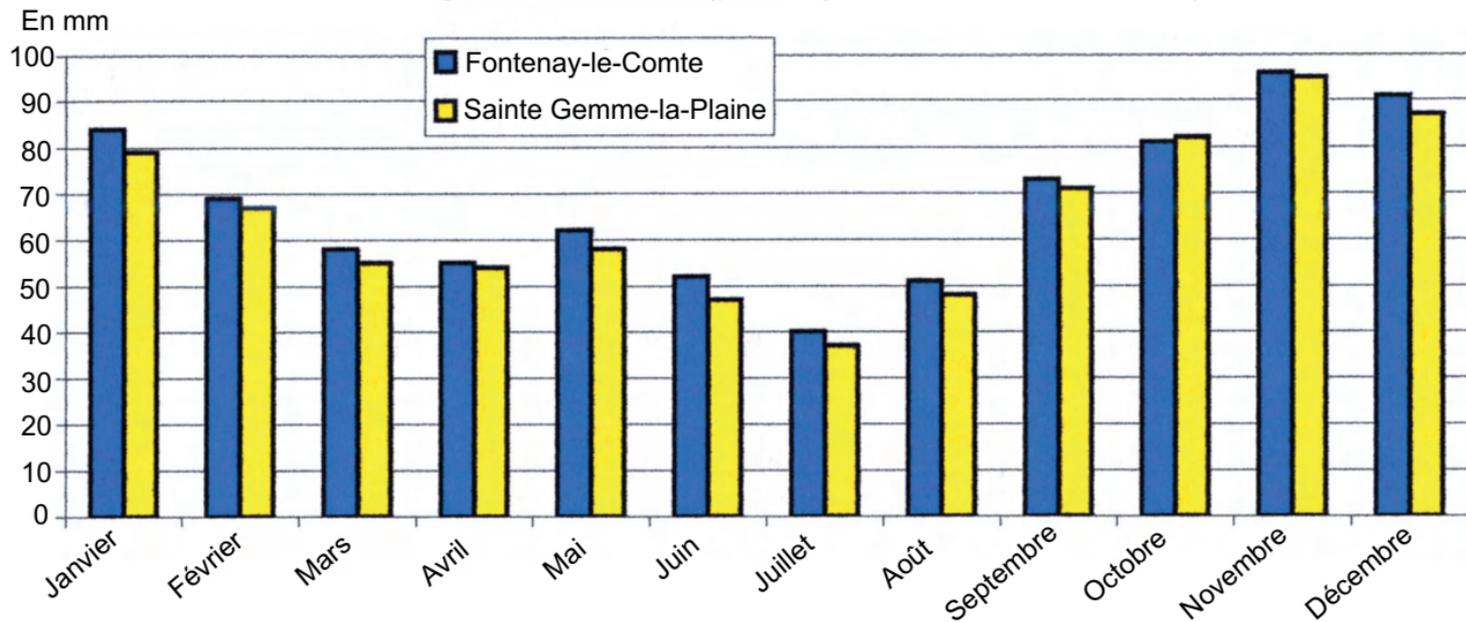


Fig. 3 - Mécanisme au foyer, localisation des stations et traces sismiques

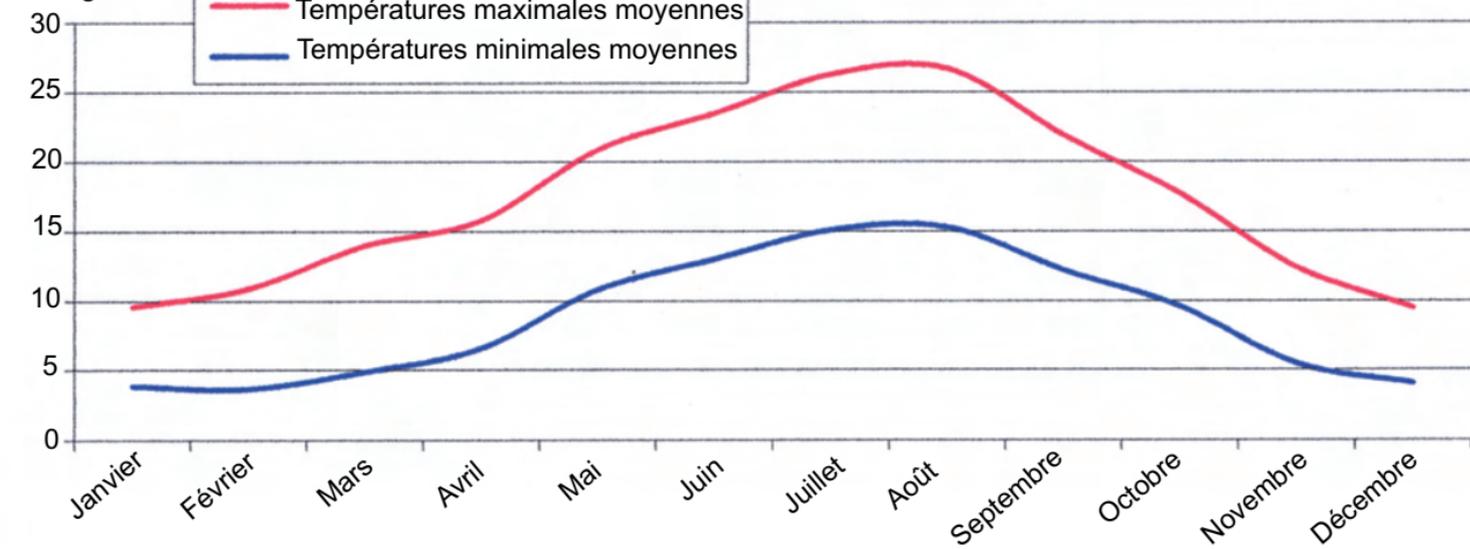
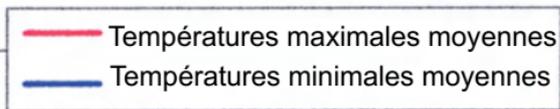
Pluviométries moyennes mensuelles (période janvier 1949/décembre 1999)



a)

Évolution des températures à Fontenay-le-Comte (période 1992-1999)

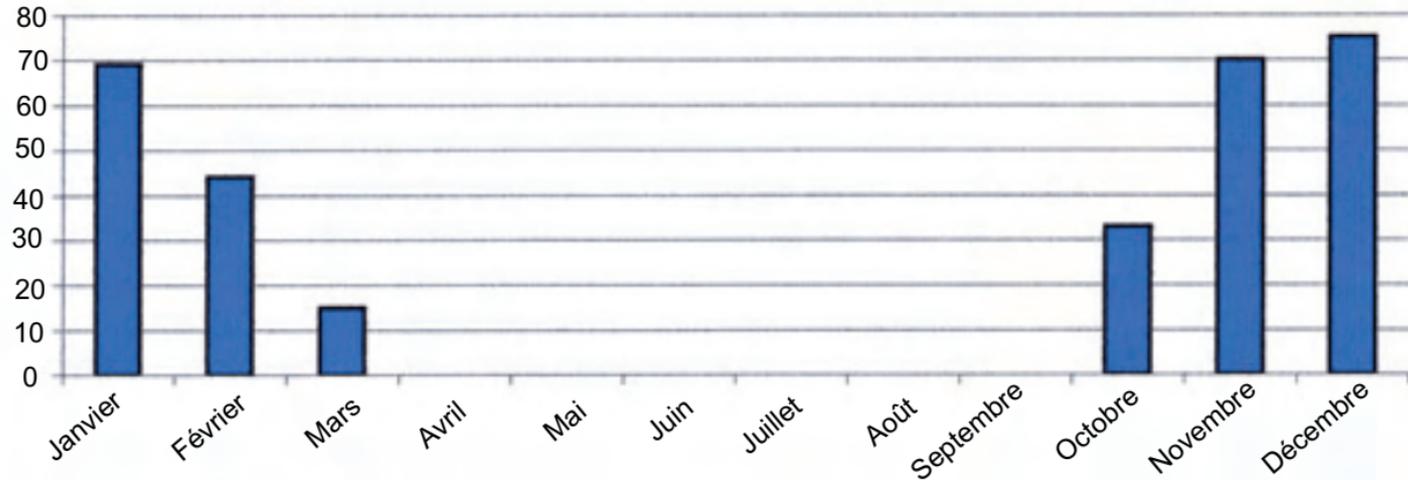
En degré C



b)

**Bilan hydrique à Fontenay-le-Comte - pluie efficace moyenne
(excédent pour ruissellement et infiltration)**

En mm



c)

Données issues du bulletin annuel 2000 de la Commission Météorologique Départementale

Fig. 4 - Données climatiques dans la région de Fontenay-le-Comte

BILAN HYDRIQUE À SAINTE-GEMME-LA-PLAINE
Moyennes calculées sur la période 1964-1991

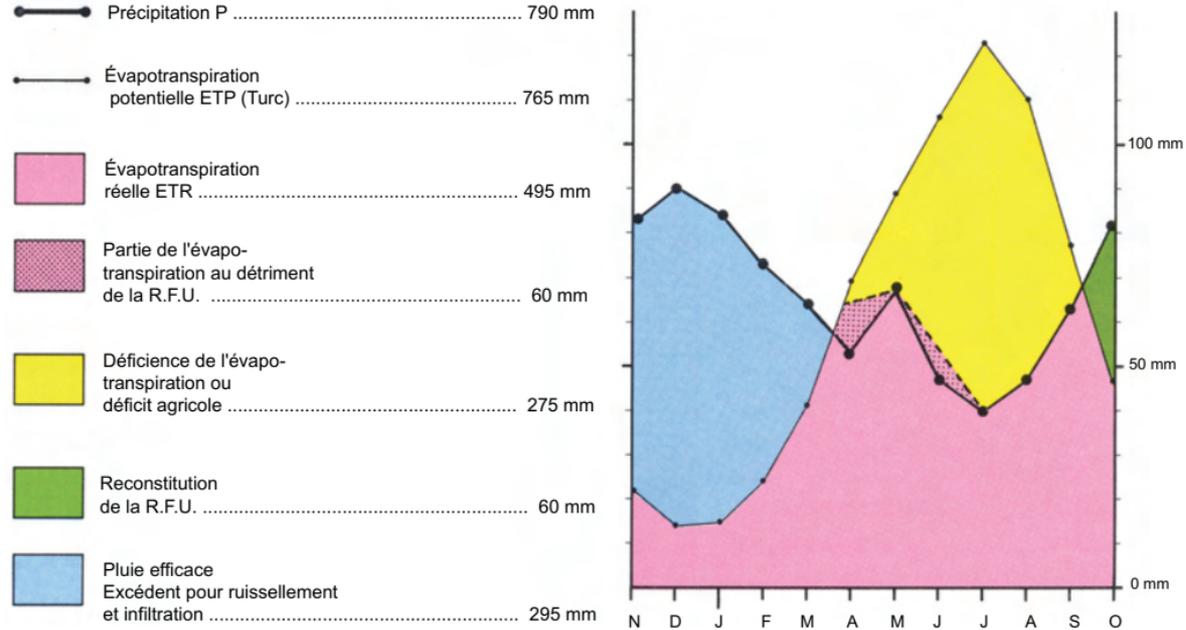


Fig. 5 - Bilan hydrique à Sainte-Gemme-la-Plaine

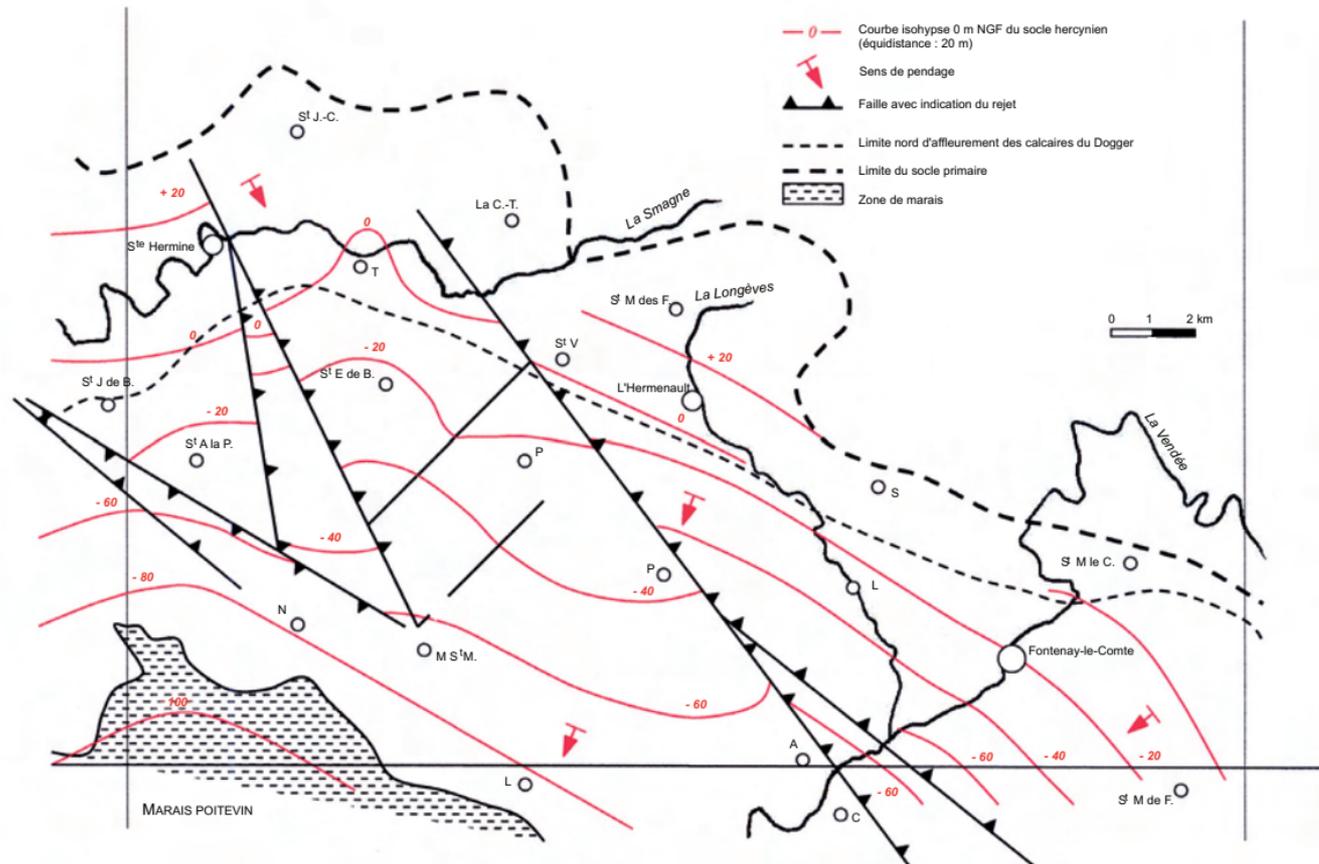


Fig. 6 - Carte structurale de la surface du socle hercynien

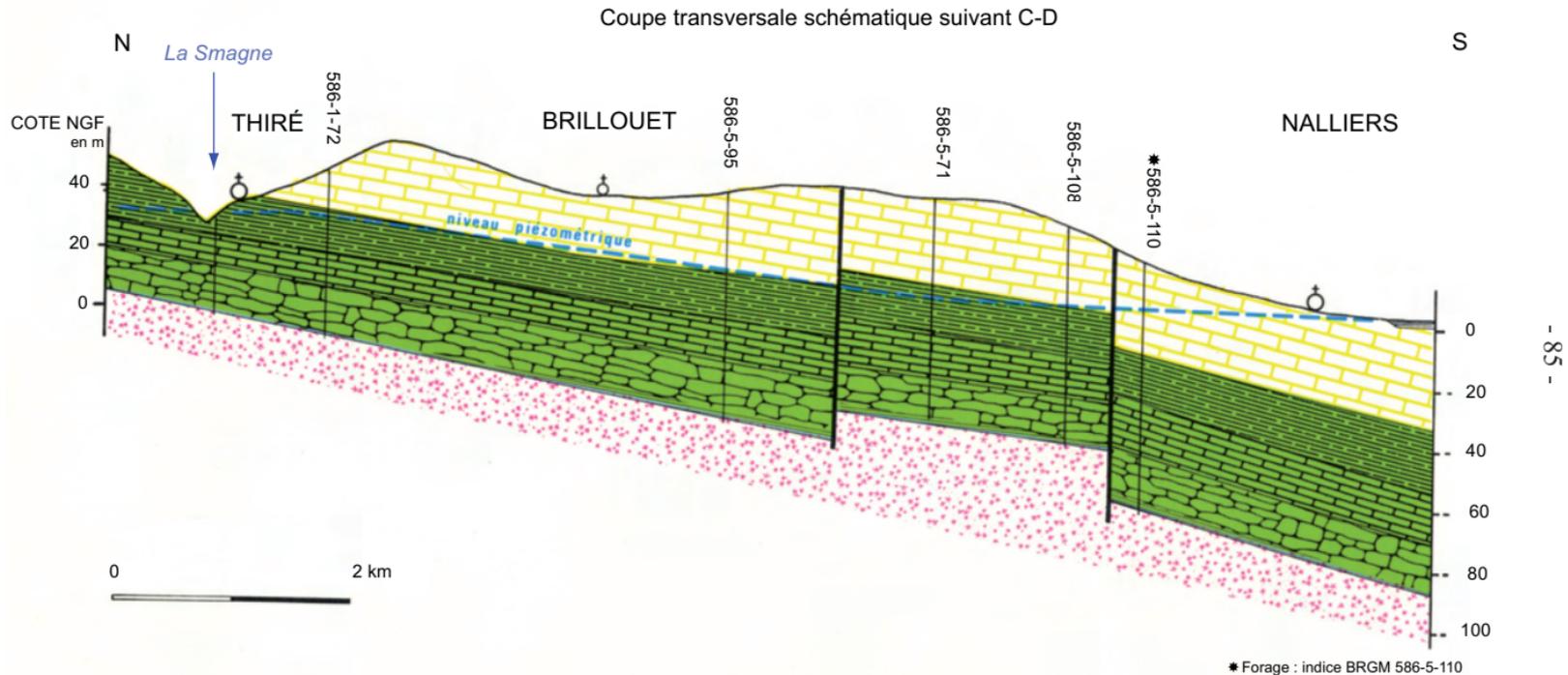


Fig. 7 - Coupe géologique nord-sud de Thiré à Nalliers

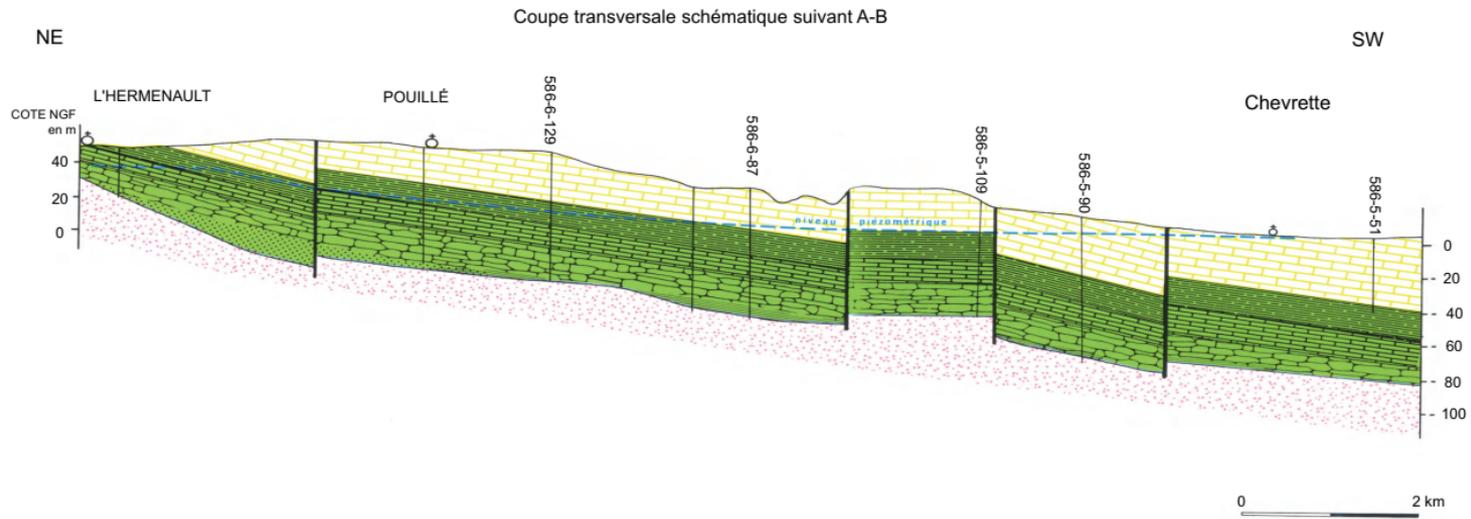


Fig. 8 - Coupe géologique NE-SW de l'Hermenault à Nalliers

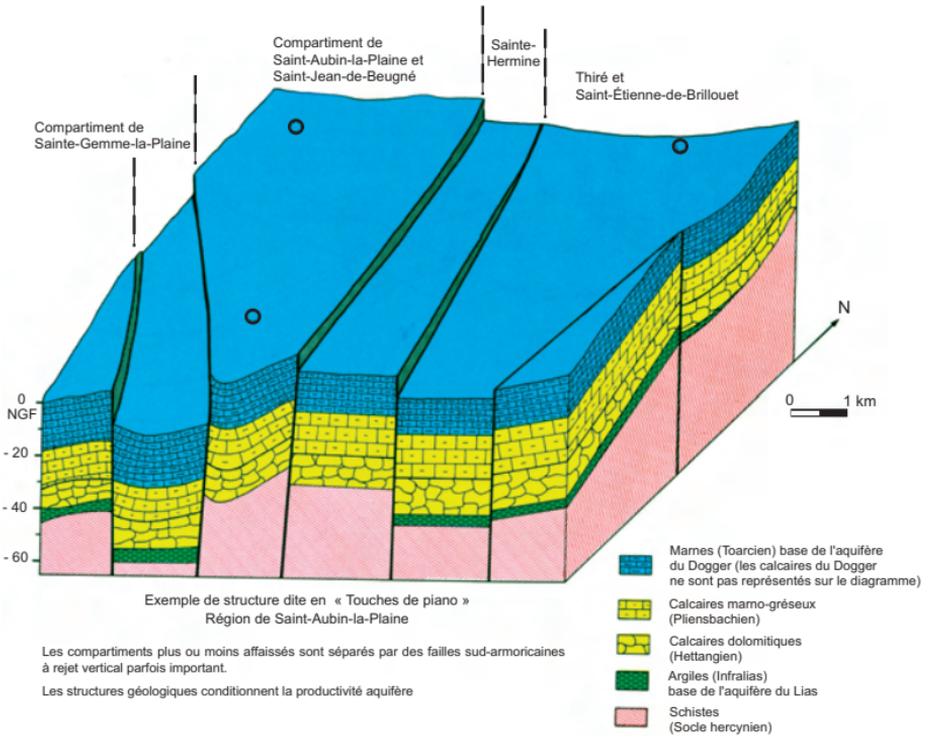


Fig. 9 - Contexte structural dans la région de Saint-Aubin-la-Plaine

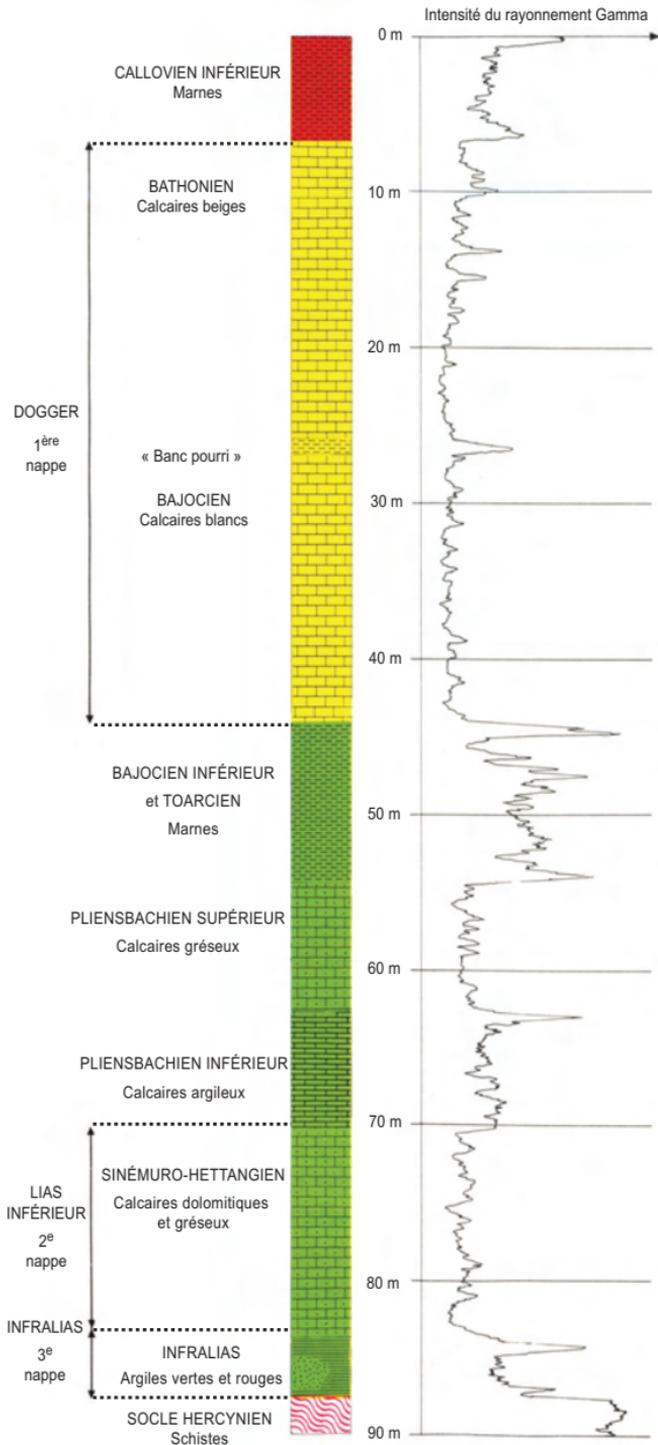


Fig. 10 - Série stratigraphique dans la région de Fontenay-le-Comte

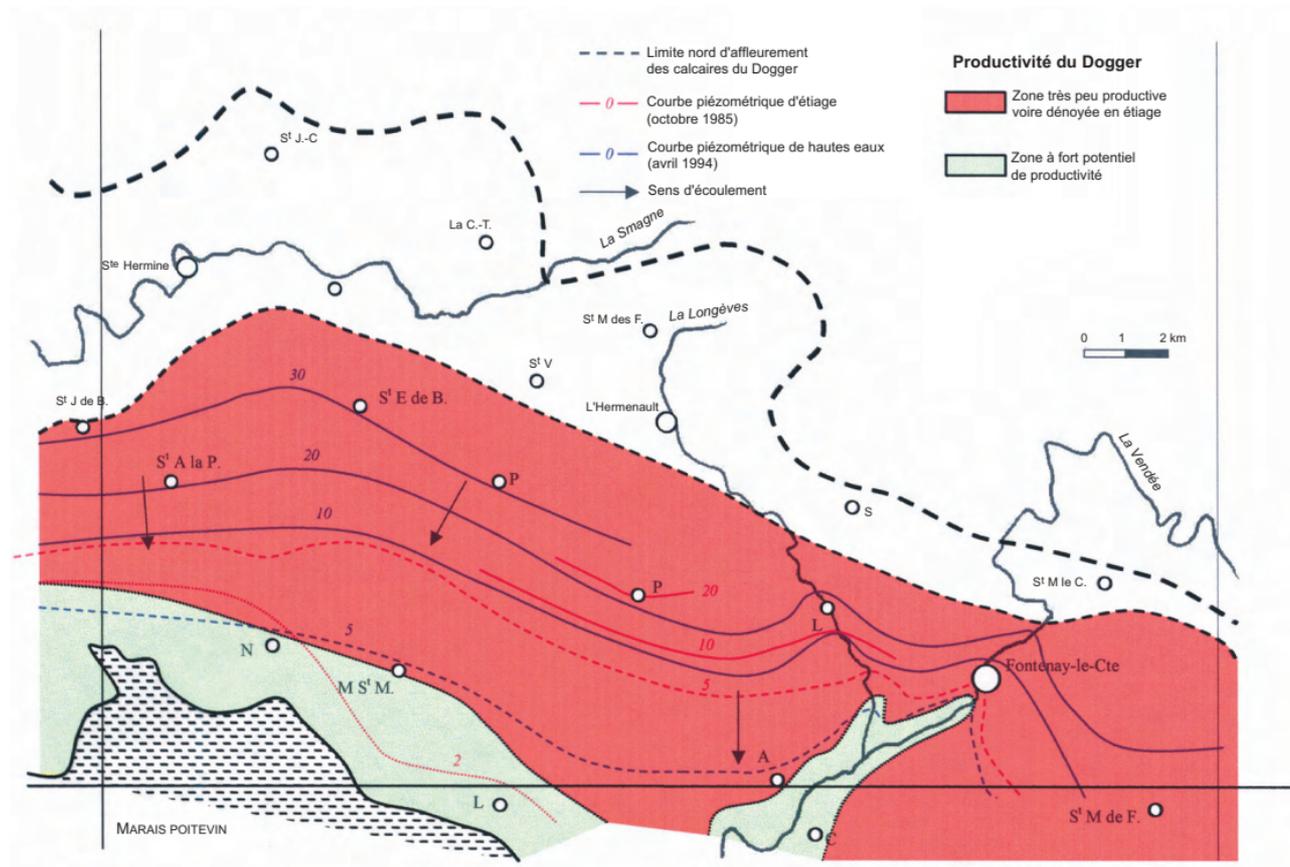


Fig. 11 - Esquisse piézométrique de la nappe du Dogger

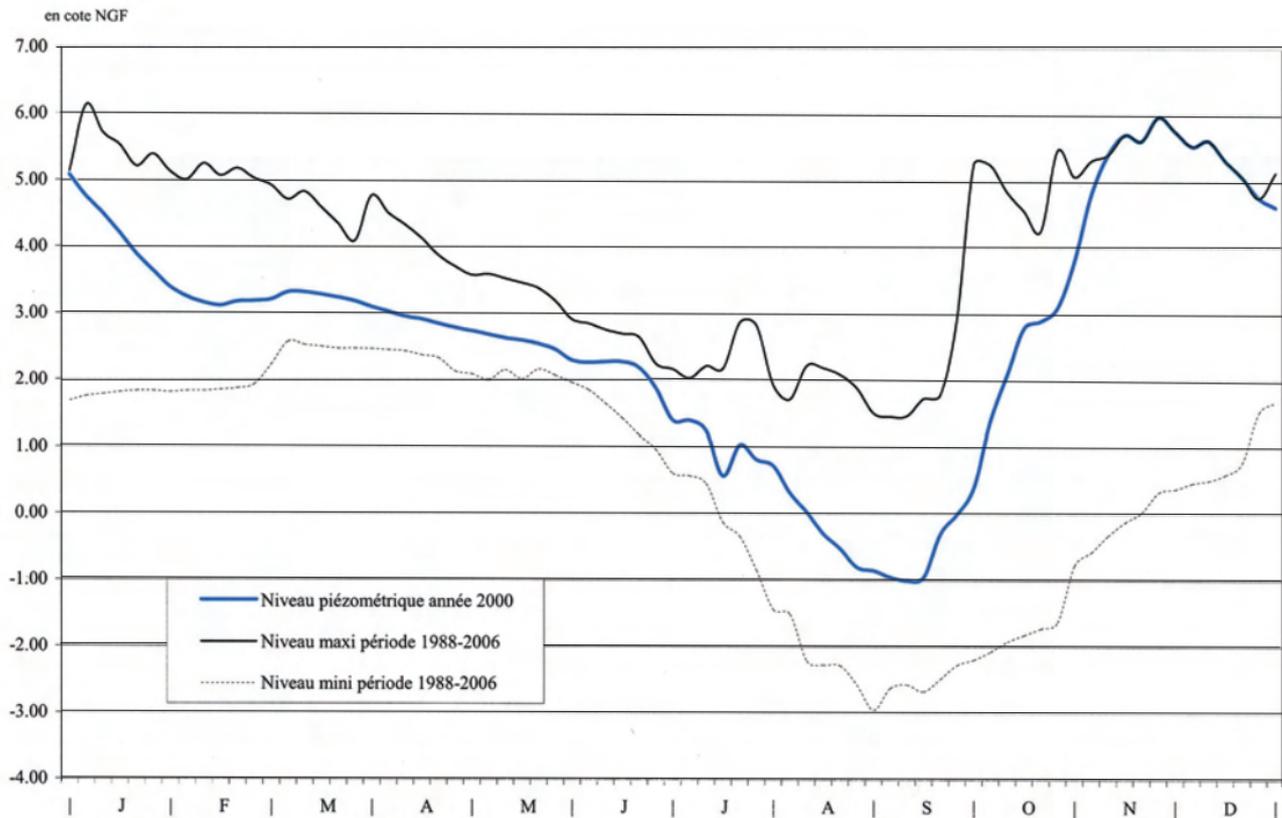


Fig. 12 - Fluctuations piézométriques à Saint-Aubin-la-Plaine de la nappe du Dogger - année 2000 (forage indice : (586-5-126) (Source : Service de l'Eau du Conseil Général de Vendée)

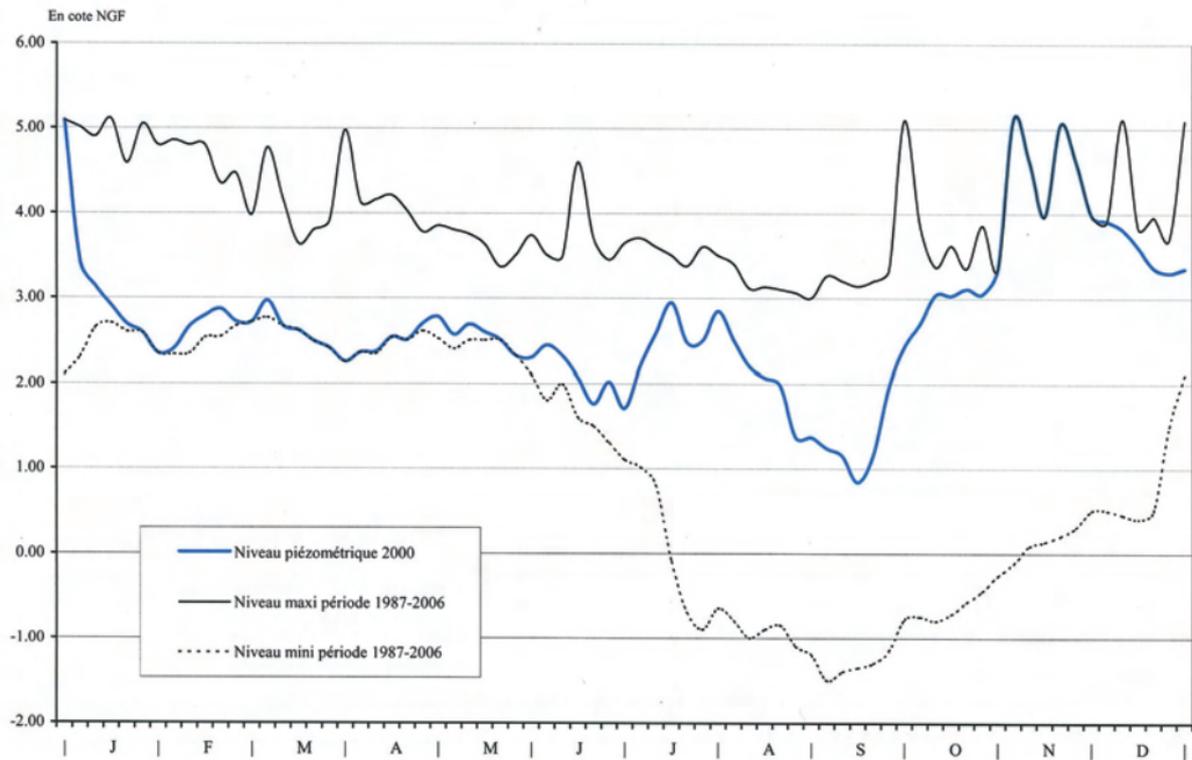


Fig. 13 - Fluctuations piézométriques à Fontenay-le-Comte « le Gros-Noyer » de la nappe du Dogger - année 2000 (forage indice : 586-7-152) (Source : Service de l'Eau du Conseil Général de Vendée)

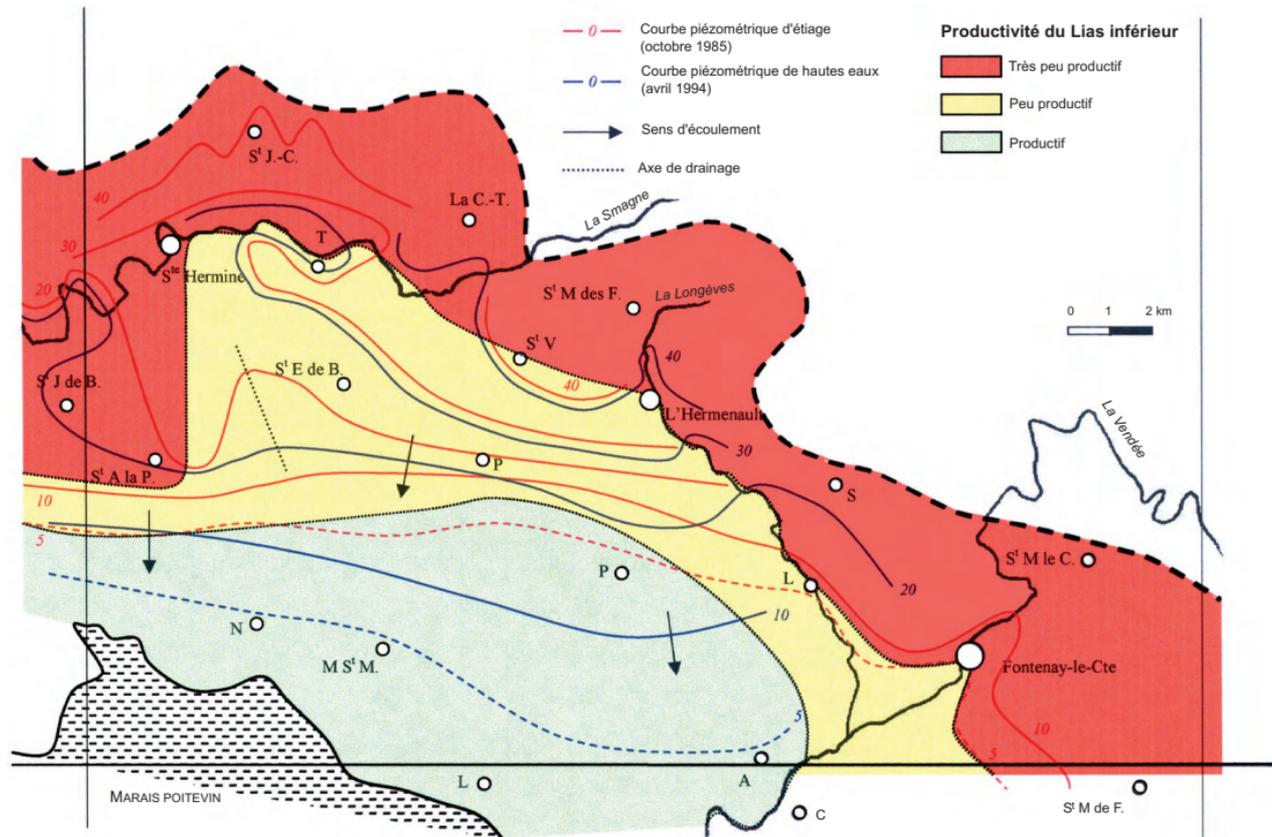


Fig. 14 - Esquisse piézométrique de la nappe du Lias inférieur (C. Roy, 1987)



Fig. 15 - Fluctuations piézométriques à Saint-Étienne-de-Brillouet de la nappe du Lias inférieur - année 2000 (forage indice : 585-5-68) (Source : Service de l'Eau du Conseil Général de Vendée)

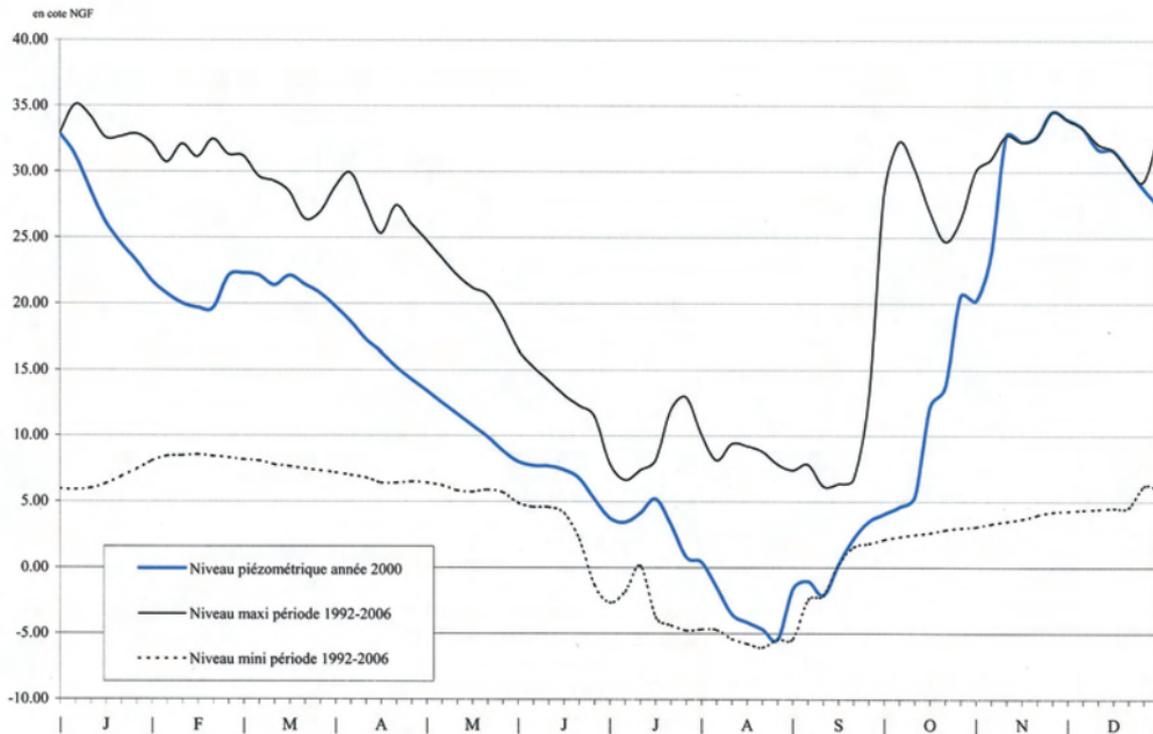


Fig. 16 - Fluctuations piézométriques à Pétosse de la nappe du Lias inférieur - année 2000
 (forage indice : 586-6-91) (Source : Service de l'Eau du Conseil Général de Vendée)

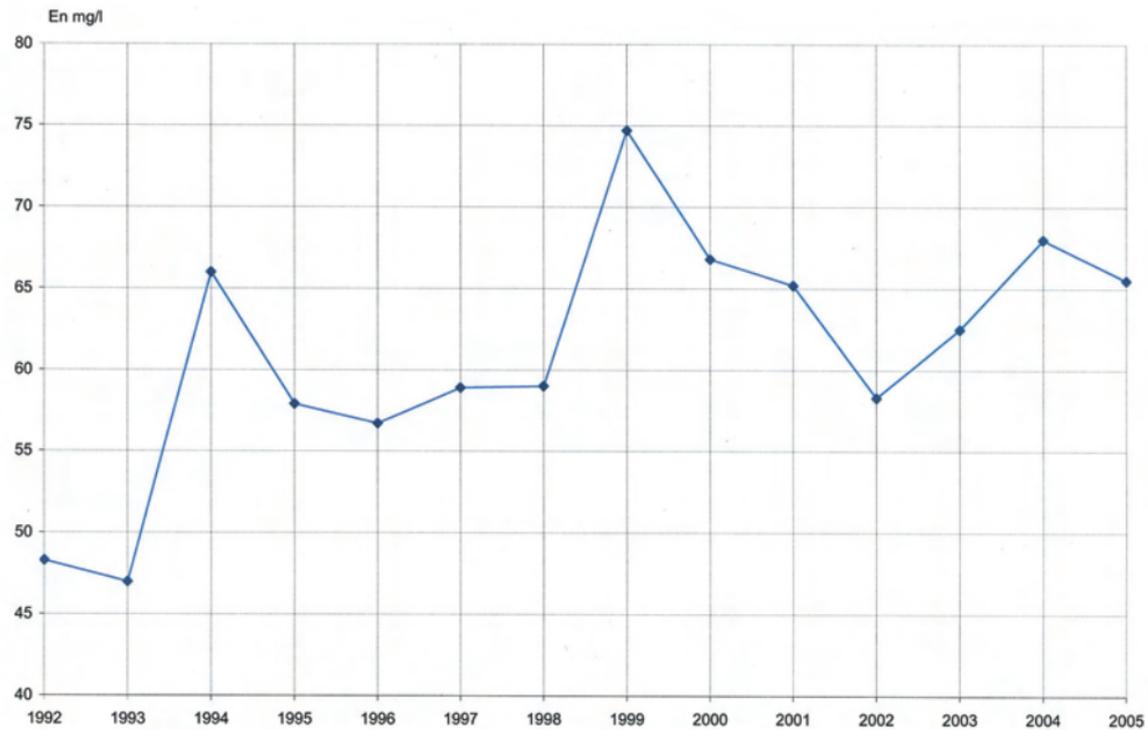


Fig. 17 - Suivi qualitatif (nitrates) de la nappe du Lias inférieur à Pétosse (forage indice : 586-6-91)
(Source : Service de l'Eau du Conseil Général de Vendée)

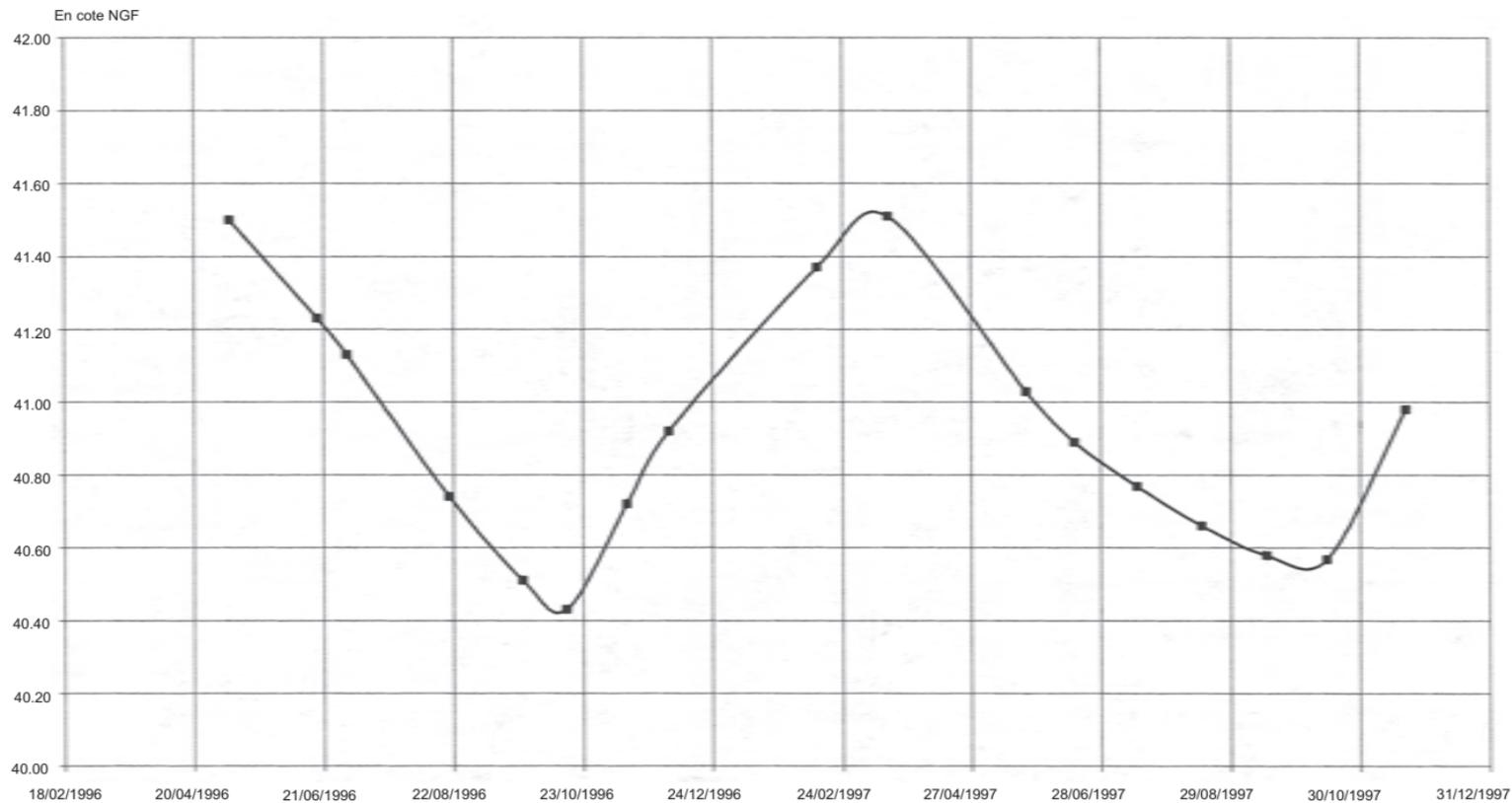
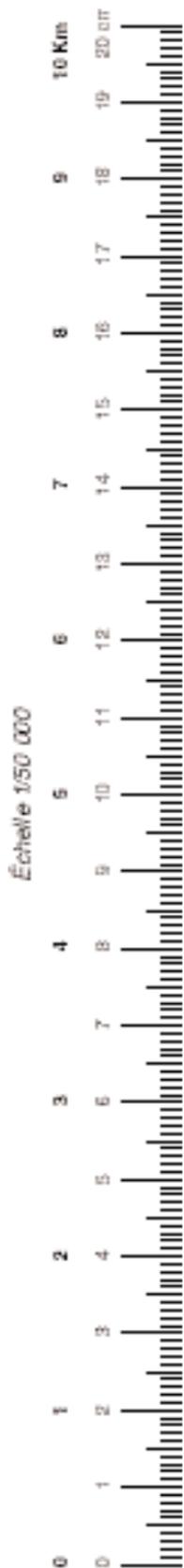
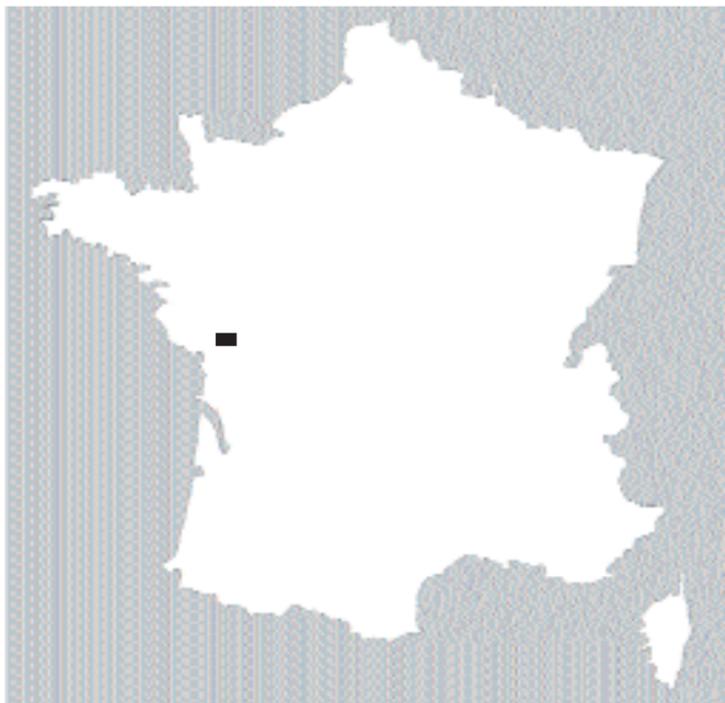


Fig. 18 - Fluctuations piézométriques à Mervent - Période 1996/1997
 (Source : Service de l'Eau du Conseil Général de Vendée)

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

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





FONTENAY-LE-COMTE

La carte géologique à 1/50 000
FONTENAY-LE-COMTE est recouverte
par les coupures suivantes
de la Carte géologique de la France à 1/80 000
au nord : LA ROCHE-SUR-YON (N° 130)
au sud : FONTENAY (N° 141)

La Roche-sur-Yon	Clairfontay	Mesclant
Legé	FONTENAY-LE-COMTE	Cesbron-za-Flutée
L'Aligoussier	Méziac	Niort