

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

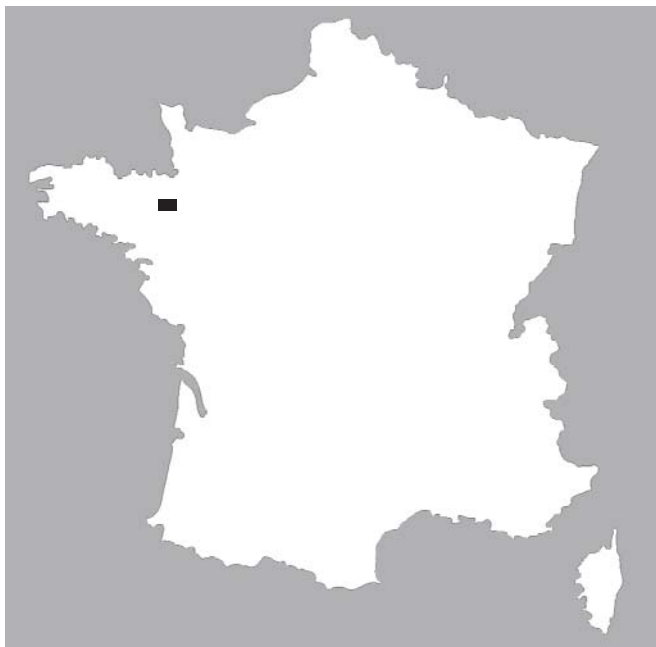
VITRÉ

par

F. TRAUTMANN, F. LACQUEMENT, Y. VERNHET,
B. PIVETTE

Avec la collaboration de

A. COCHERIE, C. GUERROT, M. TEGYEY,
D. THIÉBLEMONT, É. DENIS



VITRÉ

La carte géologique à 1/50 000
VITRÉ est recouverte
par la coupure LAVAL (N° 76)
de la Carte géologique de la France à 1/80 000

Combourg	Fougères	Ernée
Rennes	VITRÉ	Laval
	La-Guerche- de-Bretagne	
Janzé		Cossé-le- Vivien

BRGM
SERVICE GÉOLOGIQUE NATIONAL

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

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

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

par

F. TRAUTMANN, F. LACQUEMENT, Y. VERNHET, B. PIVETTE

avec la collaboration de

**A. COCHERIE, C. GUERROT, M. TEGYEY, D. THIÉBLEMONT,
É. DENIS**

2011

**Éditions du BRGM
Service géologique national**

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

– *pour la carte* : LACQUEMENT F., TRAUTMANN F., BECCALETTO L., VERNHET Y. (2011) – Carte géol. France (1/50 000), feuille Vitré (318). Orléans : BRGM. Notice explicative par Trautmann F., Lacquement F., Vernhet Y., Pivette B., avec la collaboration de Cocherie A., Guerrot C., Thiéblemont D., Tegzey M., Denis É. (2011), 131 p.

– *pour la notice* : TRAUTMANN F., LACQUEMENT F., VERNHET Y., PIVETTE B., avec la collaboration de Cocherie A., Guerrot C., Thiéblemont D., Tegzey M., Denis É. (2011) – Notice explicative, Carte géol. France (1/50 000), feuille Vitré (318). Orléans : BRGM, 131 p. Carte géologique par Lacquement F., Trautmann F., Vernhet Y. (2011).

© BRGM, 2012. Tous droits de traduction et de reproduction réservés. Aucun extrait de ce document ne peut être reproduit, sous quelque forme ou par quelque procédé que ce soit (machine électronique, mécanique, à photocopier, à enregistrer ou tout autre) sans l'autorisation préalable de l'éditeur.

ISBN : 2-7159-1318-4

SOMMAIRE

RÉSUMÉ	9
ABSTRACT	11
INTRODUCTION	15
<i>SITUATION GÉOGRAPHIQUE</i>	15
<i>CADRE GÉOLOGIQUE RÉGIONAL – PRÉSENTATION DE LA CARTE</i>	17
<i>TRAVAUX ANTÉRIEURS</i>	18
<i>CONDITIONS D'ÉTABLISSEMENT DE LA CARTE</i>	19
<i>APPORTS SCIENTIFIQUES ET TECHNIQUES DES NOUVEAUX LEVERS</i>	20
DESCRIPTION DES TERRAINS	20
<i>INTRODUCTION</i>	20
<i>TERRAINS NON AFFLEURANTS</i>	21
<i>TERRAINS AFFLEURANTS</i>	24
<i>NÉOPROTÉROZOÏQUE SUPÉRIEUR À CAMBRIEN (SÉDIMENTAIRE ET CRISTALLIN)</i>	24
FORMATIONS SÉDIMENTAIRES : LE BRIOVÉRIEN DES DOMAINES MANCELLIEN ET CENTRE-ARMORICAIN	24
<i>TERRAINS CRISTALLINS (DOMAINE MANCELLIEN PLUTONISME CADOMIEN D'ÂGE TARDI-NÉOPROTÉROZOÏQUE SUPÉRIEUR, GRANITES, GRANODIORITES)</i>	32
<i>PALÉOZOÏQUE</i>	35
ORDOVICIEN	35
ORDOVICIEN-SILURIEN INDIFFÉRENCIÉS	43
SILURIEN	43
DÉVONIEN	47
CARBONIFÈRE	51
<i>ROCHES FILONIENNES OU EN PETITS CORPS</i>	55
<i>TERTIAIRE</i>	58
LES FORMATIONS SABLEUSES PLIOCÈNES	58
<i>QUATERNAIRE : FORMATIONS SUPERFICIELLES ET D'ALTÉRATION</i>	59
FORMATIONS D'ALTÉRATION	59

FORMATIONS LIMONEUSES, ÉOLIENNES ET D'ALTÉRATION	64
ÉPANDAGES CONTINENTAUX	64
DÉPÔTS DE PENTE	65
FORMATIONS ALLUVIALES	67
DÉPÔTS ANTHROPIQUES	68
CONDITIONS DE FORMATION DES ENTITÉS GÉOLOGIQUES	68
<i>NÉOPROTÉROZOÏQUE SUPÉRIEUR À CAMBRIEN BASAL (BRIOVÉRIEN)</i>	68
<i>PALÉOZOÏQUE</i>	70
<i>MÉSOZOÏQUE-CÉNOZOÏQUE</i>	72
ÉVOLUTION TECTONO-MÉTAMORPHIQUE	73
<i>DÉFORMATIONS ET MÉTAMORPHISMES DU BRIOVÉRIEN DANS LE DOMAINE MANCELLIEN : L'OROGENÈSE CADOMIENNE</i>	75
LA PHASE DE PLISSEMENT CADOMIENNE ET LE MÉTAMORPHISME ASSOCIÉ	75
LE MÉTAMORPHISME DE CONTACT ASSOCIÉ AUX GRANITOÏDES CADOMIENS	76
<i>DÉFORMATIONS ET MÉTAMORPHISMES DU BRIOVÉRIEN DANS LE DOMAINE CENTRE-ARMORICAIN : L'OROGENÈSE VARISQUE</i>	77
LA PHASE MAJEURE SYNCHISTEUSE E1	77
MÉTAMORPHISMES VARISQUES DANS LE BRIOVÉRIEN DE BRETAGNE CENTRALE	80
<i>DÉFORMATIONS ET MÉTAMORPHISME DES TERRAINS PALÉOZOÏQUES : L'OROGENÈSE VARISQUE</i>	81
LA PHASE DE PLISSEMENT E1 DANS LE PALÉOZOÏQUE	83
LE MÉTAMORPHISME ASSOCIÉ À CETTE PHASE DE DÉFORMATION DANS LES TERRAINS PALÉOZOÏQUES	84
ÂGE DE CETTE DÉFORMATION MAJEURE	84
<i>LA FRACTURATION DANS LES TERRAINS BRIOVÉRIENS ET PALÉOZOÏQUES</i>	86
<i>ANALYSE MORPHO-STRUCTURALE</i>	87
SYNTHÈSE GÉODYNAMIQUE RÉGIONALE	90
<i>NÉOPROTÉROZOÏQUE ET PALÉOZOÏQUE</i>	90
<i>MÉSOZOÏQUE-CÉNOZOÏQUE</i>	91

GÉOLOGIE DE L'ENVIRONNEMENT	93
<i>SOLS, CULTURES ET VÉGÉTATION</i>	93
<i>GÉOGRAPHIE HUMAINE</i>	93
<i>ÉLÉMENTS DE GÉOTECHNIQUE</i>	94
TRAVAUX EN CONTEXTE SÉDIMENTAIRE	94
TRAVAUX EN CONTEXTE GRANITIQUE	95
<i>RISQUES NATURELS</i>	96
CAVITÉS SOUTERRAINES	96
INONDATIONS	96
EFFONDREMENTS/ÉBOULEMENTS	97
<i>RISQUES SISMIQUES</i>	97
<i>RESSOURCES EN EAU</i>	97
PRÉCIPITATIONS EFFICACES ET RESSOURCES EN EAU	97
EAUX SUPERFICIELLES	100
EAUX SOUTERRAINES	101
<i>SUBSTANCES UTILES, CARRIÈRES</i>	107
MATÉRIAUX	107
GÎTES ET INDICES MINÉRAUX	112
<i>SITES CLASSIQUES, ITINÉRAIRES</i>	114
ARCHÉOLOGIE PRÉHISTORIQUE ET HISTORIQUE	117
DOCUMENTATION COMPLÉMENTAIRE	119
<i>DOCUMENTS ET COLLECTIONS CONSULTABLES</i>	119
<i>BIBLIOGRAPHIE</i>	120
AUTEURS DE LA NOTICE ET DE LA CARTE	124
<i>NOTICE</i>	124
<i>CARTE</i>	125
ANNEXE	127
<i>ANNEXE 1 - DATATION DE LA GRANODIORITE DE BALAZÉ</i>	129

LISTE DES FIGURES

Fig. 1 - Carte structurale des différents domaines constituant le Massif armoricain. D'après la carte géologique de la France au 1/1 000 000 (Chantraine *et al.*, 1996) modifiée par C. Gumiaux (2003)

Fig. 2 - Cartes géophysiques de la région de Vitré : Gravimétrie	22
Fig. 3 - Cartes géophysiques de la région de Vitré (suite) : Magnétisme - anomalie du champ total	23
Fig. 4 - Cartes géophysiques de la région de Vitré (suite) : géophysique aéroportée (campagne BRGM, 1998)	Hors texte
Fig. 5 - Commune de Domagné - Coupe de la Blandinière. Briovérien supérieur post-phtanitique (Briovérien de Bretagne centrale ; Traumann, 2002)	28
Fig. 6 - Log Synthétique des formations ordoviciennes à dévoniennes de la région de Vitré	36
Fig. 7 - Base de la série Carbonifère de la carte de Laval (d'après Pelhâte, 1979 ; <i>in</i> Morzadec <i>et al.</i> , 1979, modifié et complété)	52
Fig. 8 - Caractéristiques granulométriques d'un lœss prélevé à la Rosière (35, commune de La Bouexière) : courbe granulométrique	63
Fig. 9 - Schéma structural anté-mésozoïque indiquant les principales unités sédimentaire et structurales des régions de Laval et Vitré	74
Fig 10 - Stéréogramme des données structurales planaires dans le Briovérien (Trautmann, 2002)	78
Fig. 11 - Stéréogramme des données structurales linéaires dans le Briovérien (Trautmann, 2002)	79
Fig. 12 - Diagramme d'Esquevin. Cristallinité comparée des micas dioctaédriques dans le Briovérien, le Paléozoïque anté- carbonifère, et le Carbonifère du flanc sud du synclinorium de Laval (d'après J. Plaine, 1976)	82
Fig. 13 - Carte magnétique - gradient vertical de la région de Vitré	Cahier central
Fig. 14 - Répartition cartographique des terrains briovériens de France (modifié d'après Cogné, 1972, Chantraine <i>et al.</i> , 1988)	88
Fig. 15 - Place du CNA (branche sud) dans la géodynamique hercynienne (d'après Audren <i>et al.</i> , 1986)	89
Fig. 16 - Précipitations efficaces sur la région voisine de Cossé-le-Vivien (données Météo-France)	99
Fig. 17 - Nombre de forages particuliers réalisés entre 1973 et 2007 (source BSS, BRGM)	106
Fig. 18 - Fluctuations piézométriques enregistrées depuis 2006 dans le piézomètre 03182X0027/PZ implanté dans les quartzites de la Formation de la Lande-Murée (source BRGM/SGR-Bretagne)	108

LISTE DES TABLEAUX

Tabl. 1 - Analyses chimiques des granodiorites (<i>in</i> notice de la carte géologique de Fougères n° 283 ; Paris <i>et al.</i> , 1981)	34
Tabl. 2 - Analyses chimiques de la microtonalite porphyrique à biotite de Louvigné-de-Bais. Analyses BRGM Orléans, 1994. Éléments majeurs par fluorescence X et ICP ; éléments traces par ICP/MS (feuille La Guerche-de-Bretagne, Trautmann <i>et al.</i> , 1997)	57
Tabl. 3 - Caractéristiques granulométriques d'un lœss prélevé à la Rosière (35, commune de La Bouëxière)	62
Tabl. 4 - Quelques séismes ressentis dans la région de Vitré (intensité en MSK ; d'après le site sisfrance.net)	98
Tabl. 5 - Captages exploités pour l'AEP sur la feuille Vitré (prélèvements : source Agence de l'Eau Loire-Bretagne)	103
Tabl. 6 - Principales caractéristiques physico-chimiques d'eaux brutes de captages AEP exploités (ARS Bretagne, délégation d'Ille-et-Vilaine)	104
Tabl. 7 - Principales carrières recensées dans la région de Vitré dans la banque de données du sous-sol (BSS, BRGM)	109
Tabl. 8 - Indices de minéralisation répertoriés sur la carte de Vitré dans la banque de données du sous-sol (BSS)	113

RÉSUMÉ

La carte de Vitré à 1/50 000 est localisée dans la partie est de la région Bretagne pour l'essentielle dans le département de l'Ille-et-Vilaine (35). Une petite partie à l'Est appartient au département de la Mayenne (53 ; région Pays de la Loire). Cette carte se situe dans la partie centre-est du Massif armoricain, à cheval sur trois domaines géologiques bien distincts séparés par le Cisaillement nord-armoricain (CNA) :

- au Nord le Domaine nord-armoricain, ou Domaine mancennien, représenté par des terrains néoprotérozoïques sédimentaires et cristallins ;
- au Sud, l'unité de Bretagne centrale, ou Domaine centre-armoricain, représentée par des terrains sédimentaires d'âge néoprotérozoïque à cambrien basal ;
- dans la partie centrale le bassin paléozoïque de Laval constitué de terrains sédimentaires et magmatiques de l'ère primaire.

La diversité de ces terrains explique le caractère très contrasté des paysages présents dans cette région.

L'histoire géologique de ce secteur s'étale sur près de 600 millions d'années depuis le Néoprotérozoïque supérieur jusqu'au Quaternaire. Les terrains les plus anciens (le Briovérien) sont représentés par des accumulations en milieu marin de plusieurs centaines de mètres de sables et d'argiles dont la compaction va aboutir aux grès immatures et siltites-argilites observables actuellement. Cette sédimentation détritique initiée au Néoprotérozoïque est, dans la partie nord, interrompue par la phase orogénique cadomienne entraînant un plissement des terrains et s'accompagnant de la mise en place du batholite granitique cadomien. Les terrains sédimentaires situés dans l'environnement de ces intrusifs granodioritiques sont soumis à un métamorphisme de contact se traduisant par la présence de cornéennes et de schistes tachetés. La partie sud est par contre épargnée, avec une sédimentation se poursuivant jusqu'au début du Cambrien et une structuration des terrains contemporaine de la phase orogénique varisque.

À partir de l'Ordovicien, la mer envahit progressivement la région avec le dépôt en milieu marin littoral du Grès armoricain. La présence ou non, selon les secteurs, de cette formation sur la bordure sud du bassin de Laval est sans aucun doute liée à des accidents cisailants (CNA et failles associées). Le niveau marin et la profondeur du bassin vont fluctuer tout au long de l'Ordovicien-Silurien avec une succession de dépôts proximaux et sableux (Formations du Grès armoricain et des grès de Saint-Germain-sur-Ille) et distaux et argileux (Formation d'Andouillé, ampélites siluriennes). Le Dévonien inférieur marque le retour sur l'ensemble du Massif armoricain à une sédimentation arénacée (Formation des grès de Gahard), puis carbonatée (Formation des calcaires de Saint-Cénére), toujours en milieu marin, en domaine de plateforme littorale.

Aucun dépôt du Dévonien moyen et supérieur n'est ici présent, laissant envisager une émergence partielle de cette zone. Cette lacune sédimentaire correspond aux prémices de la mise en place de la chaîne montagneuse varisque, auxquelles sont associés dans toute la région un champ filonien doléritique et les premières volcanites acides.

Le Carbonifère inférieur marque le retour progressif de la mer sur la région avec la mise en place, en discordance sur les terrains précédents, de sédiments terrigènes en contexte lacustre à deltaïque évoluant progressivement vers un milieu marin (Formation de L'Huisserie). Le milieu est très instable (importantes variations de faciès et d'épaisseurs, décharges conglomératiques), avec une sédimentation s'effectuant dans un bassin subsident à bordures abruptes sans cesse réactivées par le jeu de failles bordières. Des dépôts de houille se forment dans des domaines plus protégés permettant de piéger les débris phytogènes.

Cette période (Tournaisien-Viséen) est marquée régionalement par une importante activité magmatique, à l'origine des importants épanchements volcaniques acides rhyolitiques et ignimbritiques accompagnés de projections, intercalés dans la formation de L'Huisserie. C'est également au cours de cette période que la région est soumise à d'importants accidents tels que le Cisaillement nord-armoricain (CNA) mettant en contact anormal le Briovérien et le Paléozoïque. Ces accidents majeurs ont sans aucun doute rejoué à plusieurs reprises au cours du Carbonifère. Ce bassin marin dont les derniers dépôts sur Vitré correspondent au Tournaisien, s'ouvre progressivement à l'Est (feuille Laval) avec une phase de sédimentation de plus en plus carbonatée (Formation des Calcaires de Laval-Sablé). Le bassin de Laval correspond à ce moment-là à une véritable plate-forme carbonatée. La mer est chaude, peu profonde, avec quelques points hauts permettant le développement de calcaires récifaux. À la fin du Viséen, la plateforme s'envase, la mer régresse. Brutalement, en liaison avec une réouverture du bassin (mouvements tectoniques), la sédimentation redevient détritique, fine (Formation de Heurtebise, anciennement Schistes de Laval) puis très rapidement grossière (conglomérats de la Formation de la Baconnière). Le milieu de sédimentation devient progressivement lacustre, admettant des niveaux de charbon. Entre le Namurien inférieur et le Stéphanien (Wesphalien ?), la mise en place de la chaîne varisque s'accompagne d'une importante phase de plissement affectant et structurant l'ensemble des terrains du bassin de Laval (synclinorium de Laval) et du domaine de Bretagne centrale. Le bassin de Laval est progressivement comblé, la région émerge totalement et est dès lors soumise aux agents de l'érosion. Les matériaux issus du démantèlement des terrains précambriens à carbonifères sont évacués au cours du Carbonifère supérieur dans des dépressions locales telles que le bassin stéphanien de Saint-Pierre-la-Cour dans lequel s'installent des étendues marécageuses favorisant la formation de couches de houille. La région reste émergée et soumise dès lors à l'altération, l'érosion, et l'aplanissement des reliefs au moins jusqu'au Crétacé supérieur.

Le retour de la mer sur cette zone de Vitré ne s'effectue que très tardivement et très ponctuellement au Pliocène ainsi que l'attestent les dépôts de sables rouges à caractère littoral côtier. La grande transgression cénomaniennne dont quelques témoins sont présents plus à l'Est (Laval, Château-Gontier, Mayenne) ne paraît pas avoir atteint la région de Vitré.

Tout au long du Tertiaire, le milieu de sédimentation sera de type continental, fluvial, lacustre à marécageux, sous un climat chaud et humide ou sec favorisant les processus de latéritisation-ferruginisation (« roussard ») et de silicification (dalle gréseuse, silcrète).

Au cours du Quaternaire, l'altération et l'érosion des roches se poursuivent, en particulier sous les effets des périodes glaciaires et interglaciaires qui vont s'y succéder et faciliter la formation de dépôts de colluvions et de solifluxion. C'est enfin au cours de cette période que vont se mettre en place les principales couches de limon et le système de terrasses fluviales étagées.

ABSTRACT

The 1:50,000-scale Vitré map is located in the eastern part of the Brittany region and mostly in the Ille-et-Vilaine department. A small corner in the east lies in the Mayenne department of the Pays de la Loire region. Geologically, the map lies in the centre-east part of the Armorican Massif, straddling three distinct geological domains that are separated by the North-Armorican Shearzone ('CNA' on the map). The domains are:

- The North-Armorican or Mancellian domain in the north, consisting of Neoproterozoic sedimentary and crystalline rocks;
- The Central Brittany unit, or Centre-Armorican domain, in the south, represented by sedimentary rocks of Neoproterozoic to Cambrian age;
- Between the two, the Paleozoic Laval basin filled with Paleozoic sedimentary and magmatic rocks.

The geological diversity of these domains explains the quite contrasting character of the landscapes in the map area.

The geological history of the area spans nearly 600 million years, from the Late Neoproterozoic until the Quaternary. The oldest, Brioverian, rocks originally consisted of marine deposits represented by several hundreds of metres of sand and clay, whose compaction led to the immature sandstone and siltstone/claystone now observed. This detrital sedimentation, which started in the Neoproterozoic, was interrupted in the north by the Cadomian orogenic phase that folded the rocks and was accompanied by emplacement of the Cadomian granitic batholith. The sedimentary rocks around these granodioritic

intrusives were affected by contact metamorphism, seen by the presence of hornfels and spotted schists. The south-eastern part, however, was protected from this metamorphism and experienced sedimentation until the Early Cambrian and deformation of the rocks during the Variscan orogenic phase.

Starting in the Ordovician, the sea progressively invaded the region, depositing the Armorican Sandstone in a coastal marine environment. The presence or absence, depending on the area, of this formation on the south edge of the Laval Basin is without doubt associated to shear faults (CNA and associated faults). Both sea level and basin depth fluctuated throughout the Ordovician and Silurian, with a succession of proximal sandy (the Armorican and Saint-Germain-sur-Ille sandstones) and distal clayey (Andouillé Formation, Silurian ampelite) deposits. The Early Devonian marked a return over the entire Armorican Massif of sandy sedimentation (Gahard Sandstone), followed by carbonate deposits (Saint-Cénére Limestone), still in a marine coastal-platform domain.

No Middle and Late Devonian deposits are preserved, indicating a possible (partial) emergence of the area. This sedimentary hiatus corresponds to the start of emplacement of the Variscan mountain chain. Dolerite dykes and the first acid volcanic rocks are associated with this orogenic event throughout the region.

The Early Carboniferous marks a progressive transgression of the sea over the region, with a discordant deposition over earlier rocks of terrigenous sediments in a lacustrine to deltaic setting that progressively evolved to a marine environment (L'Huisserie Formation). This environment was highly unstable, with strong variations in facies and thickness, and with conglomerate deposits; this sedimentation took place in a subsiding basin with steep borders that were constantly reactivated by movement along bounding faults. Coal deposits formed in the most protected areas, where plant debris could be trapped.

This Tournaisian-Viséan period was regionally marked by major magmatic activity. This caused the thick acid volcanic rhyolite and ignimbrite outpourings -accompanied by volcanic projections- that lie within the L'Huisserie Formation. During the same period, the region was affected by great faults, such as the North-Armorican Shearzone (CNA), that created fault contacts between the Brioverian and the Paleozoic. These faults were repeatedly reactivated during the Carboniferous. The marine basin, whose last deposits in the map area are of Tournaisian age, progressively opened to the east (in the adjoining Laval map area) with an increasingly carbonate-rich sedimentation phase (the Laval-Sablé Limestone). At the time, the Laval Basin corresponded to a true carbonate platform; the sea was warm and shallow, with some high points on which reef limestone could form. At the end of the Viséan, the platform was covered by mud and the sea retreated. Suddenly, however, related to a reopening of the basin through tectonic movements, the sedimentation again became detrital, at first

fine-grained (Heurtebise Formation, earlier called Laval Schist) and then rapidly becoming coarse grained with the conglomerates of the Baconnière Formation. The sedimentary environment then gradually became again lacustrine as seen by the intercalated coal seams. Between the Early Namurian and the Stephanian (Westphalian?), the formation of the Variscan mountains was accompanied by a strong folding phase affecting all rocks in the Laval Basin (Laval synclorium) and in central Brittany. The Laval Basin was gradually filled, after which the region rose above baselevel and was subjected to erosion. Erosion products deriving from Precambrian to Carboniferous rocks were deposited during the Late Carboniferous in local depressions, such as the Stephanian Basin of Saint-Pierre-la-Cour, where swampy areas favoured the formation of coal layers. The region remained emerged, with weathering, erosion and levelling of the relief, at least until the Late Cretaceous.

Deposits of red sand with a coastal character, showing a return of the sea over the Vitré map area, occurred very late, and then only locally, during the Pliocene. The great Cenomanian transgression of which traces are found farther east (Laval, Château-Gontier and Mayenne map areas) does not seem to have reached the Vitré region. Throughout the Tertiary, the sedimentary environment had a continental, fluvial, lacustrine to swampy character, under a hot and humid, or dry, climate favouring lateritization-ferruginization and silicification (silcrete) processes.

During the Quaternary, weathering and erosion of the rocks continued, in particular during the glacial and interglacial periods that followed each other and facilitated the formation of colluvial deposits and solifluction. Finally, the main loess deposits formed during this period, as was the system of stepped fluvial terraces.

INTRODUCTION

SITUATION GÉOGRAPHIQUE

La carte de VITRÉ à 1/50 000 se situe quasi-intégralement dans le département d'Ille-et-Vilaine (35) à l'extrémité est de la région Bretagne. Une petite partie située en limite est de la carte empiète légèrement sur le département de la Mayenne (53) et la région des Pays de la Loire. Au centre de la carte se trouve la ville de Vitré où se concentre l'essentiel de l'activité économique du Pays de Vitré. Dans les alentours l'habitat est relativement dispersé autour de gros bourgs et villages (Balazé, La Bouëxière, Champeau, Châteaubourg, Châtillon-en-Vendelais, La Chapelle-d'Erbrée, Cornillé, Domagné, Dourdain, Erbrée, Ételles, Les Lacs, Landavran, Livré-sur-Changeon, Montreuil-sous-Pérouse, Princé, Marpiré, Mondevert, Montautour, Saint-Aubin-des-Landes, Saint-Didier, Saint-Christophe-des-Bois, Saint-Melaine, Saint-M'Hervé, Taillis, Torcé, Val-d'Izé).

Le point le plus haut se situe sur la commune de Montautour, au Nord de la carte, avec un point culminant à + 194 mètres. Le point le plus bas est situé au Sud-Ouest, dans le lit de la Mayenne à + 37 m. La région se caractérise par un plateau dont l'altimétrie varie du Sud-Ouest au Nord-Est depuis 90 m à 120 m. Ce plateau est incisé par un réseau hydrographique avec des vallées relativement larges à fond plat et des dénivelés d'une cinquantaine de mètres. Ainsi, le paysage est rythmé par des alternances de dépressions argilo-schisteuses occupées par des prairies, et des crêtes gréseuses à sols acides dominées par des landes et des boisements à chênes, châtaigniers et hêtres.

La zone d'étude couvre une région aux paysages très contrastés. La voie rapide Rennes – Le Mans constitue une frontière entre, au Sud, les pays du bassin de Rennes au relief assez monotone livrés à la culture extensive, aux élevages avicoles, bovins et porcins et, au Nord, le Pays de Vitré morcelé par la topographie et la persistance d'un bocage que n'a pas trop entamé le remembrement. De nombreux plans d'eau artificiels parsèment la région. Édifiés autrefois pour alimenter des moulins, certains de ces plans d'eau, de création récente (La Valière, Villaume, La Chapelle-d'Erbrée) pourvoient aux besoins de l'urbanisation et de l'agriculture et régulent le débit de la Vilaine et de ses affluents.

Au Nord de la RN 157, les nombreux cours d'eau drainent le bassin de la Vilaine. Ils ont un parcours sinueux et sont globalement obséquents, conséquence de l'eustatisme négatif lié à la dernière glaciation et aux rejeux récents de certaines fractures.

Les sols de la région sont assez variés. Ils ont cependant en commun leur fort pourcentage en limons et leur acidité, à l'exception du secteur nord de Val-

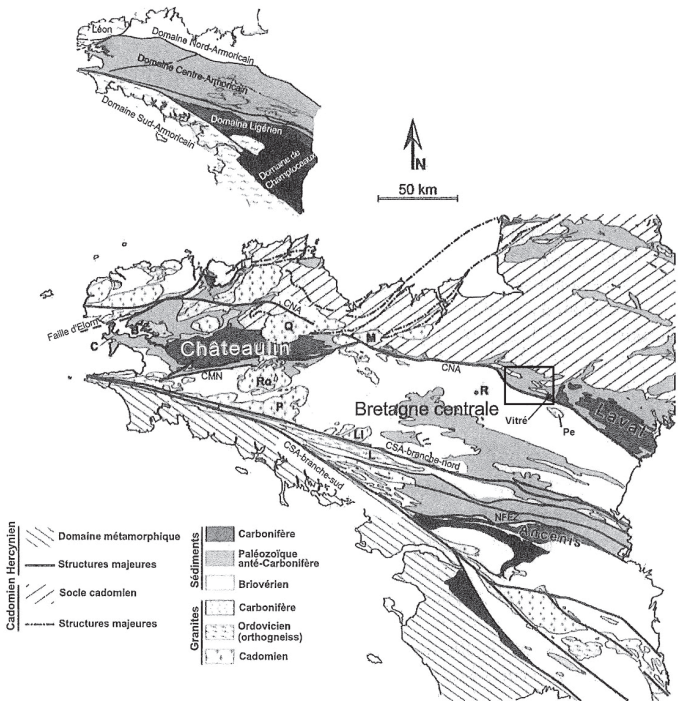


Fig. 1 - Carte structurale des différents domaines constituant le Massif armoricain. D'après la carte géologique de la France au 1/1000 000 (Chantraine *et al.*, 1996) modifiée par C. Gumiaux (2003). R : Rennes ; B : Brest ; V : Vitré ; C : presqu'île de Crozon ; Ro : granite de Rostrenen ; P : granite de Pontivy ; Li : granite de Lizio ; Q : granite de Quintin ; M : granite de Montcontour ; L : orthogneiss de Lanvaux ; Pe : leucogranite du Pertre ; CNA : Cisaillement Nord-Armoricain ; CSA : Cisaillement Sud-Armoricain ; CMN : Cisaillement des Montagnes Noires ; NEFZ : zone faillée de Nort-sur-Erdre

d'Izé marqué par la présence de sols calcaires accompagnés d'une flore particulièrement rare en Bretagne.

CADRE GÉOLOGIQUE RÉGIONAL - PRÉSENTATION DE LA CARTE

La carte Vitré est située à cheval sur trois grands domaines géologiques :

- au Sud le **Domaine centre-armoricain ou de Bretagne centrale** ;
- au Nord le **Domaine nord-armoricain ou mancellien** ;
- dans la partie centrale, selon une diagonale WNW-ESE, le **synclinorium médian de Laval** (fig. 1).

Cette situation particulière permet d'y observer les formations briovériennes peu ou pas métamorphisées de Bretagne centrale, le Briovérien cratonisé de la Mancellia, et les formations paléozoïques du bassin de Laval. À l'exception du domaine mancellien structuré lors de l'orogénèse cadomienne, le Briovérien et le Paléozoïque médio-armoricains s'inscrivent pro-parte dans l'histoire structurale hercynienne et sont en particulier affectés par de grands accidents cisailants tels que le Cisaillement nord-armoricain (CNA).

Le domaine mancellien est clairement représenté autour de Châtillon-en-Vendelais, dans le secteur de Saint-M'Hervé, et ponctuellement à la bordure nord de l'anticlinal de Sévailles, par des alternances schisto-gréseuses cornéifiées par des intrusions granitiques.

La boutonnière anticlinale de l'étang de Pain-Tourteau, non métamorphique, se rapporte plutôt au Domaine de Bretagne centrale.

Le synclinorium médian est constitué par des alternances plissées schisto-gréseuses, d'âge ordovicien à carbonifère. Ces formations constituent la terminaison occidentale du bassin de Laval.

Le socle armoricain a subi une intense pédogenèse (altération), en particulier entre la fin du Crétacé et l'Éocène. Elle se matérialise par des altérites (argiles, sables fins) et par un ameublissement des lithofaciés du Briovérien.

L'altération des terrains paléozoïques est moins perceptible. Elle a été déblayée par l'érosion lors du rajeunissement des reliefs lié à la surrection de la Bretagne au Pléistocène.

Les formations alluviales quaternaires, relativement discrètes dans ce secteur, existent néanmoins jusqu'en amont de Vitré. Des épandages de limons lœssiques, déposés en partie par les vents durant la dernière période froide du Quaternaire, constituent l'ultime dépôt géologique important couvrant la partie sud de la carte et subsistant en vastes épandages au Nord.

TRAVAUX ANTÉRIEURS

Il n'existe pas de carte géologique levé antérieurement à l'échelle 1/50 000. Le document cartographique le plus récent couvrant cette zone est la carte géologique de Laval à 1/80 000 de Y. Milon *et al.* (1960) en 2^e édition. La première véritable carte géologique régionale, la carte à 1/80 000 de Laval, fût publiée en 1905. Elle résultait des travaux de lever cartographique de D.-P. Oehlert pour la moitié orientale de la carte et d'A. Bigot et d'H. Matte pour l'autre moitié de la carte. À cette même époque parût une carte géologique à 1/250 000 des environs de Laval et Sablé-sur-Sarthe, réalisée par C. Pellegrin (1904), et qui sera critiquée par D.-P. Oehlert (1904).

La carte de Laval à 1/80 000 en première édition représente un document fondamental qui ne sera pas amélioré par la suite. Celle de Y. Milon *et al.* (1960) reprend les contours initiaux en y apportant quelques modifications de détail mais aussi en faisant abstraction de quelques renseignements précieux, en particulier les emplacements de nombreuses carrières abandonnées et de gisements fossilifères, et en omettant certains niveaux tels que le dyke doléritique de Saint-Germain-d'Anxure.

Sur la première version de la carte de Laval, les contours des grands ensembles géologiques sont parfaitement tracés, compte-tenu de la précision des fonds topographiques disponibles à l'époque. En particulier, les principales formations du Paléozoïque sont reconnues et cartographiées. Si D.-P. Oehlert a compris très tôt l'histoire géologique régionale en identifiant correctement les grandes coupures liées à l'histoire cadomienne puis varisque, la représentation cartographique reste en retrait, faute surtout de tracés de contacts anormaux dont l'absence rend souvent discutables voire incompréhensives les relations entre formations géologiques. Par exemple, le contact normal séparant le socle cadomien (granite de La Croixille et sa ceinture métamorphique) des terrains siluro-dévonien situés au Sud implique la « transgression » de ces derniers directement sur le socle, alors qu'il s'agit de toute évidence d'un contact anormal majeur, contact qui, d'ailleurs, n'avait pas échappé à D.-P. Oehlert (1900).

Autre exemple : la présence entre Saint-Ouën-des-Toits et Bourgneuf-la-Forêt de masses carbonatées, assurément d'âge carbonifère, noyées au sein de schistes siluro-dévonien sans matérialisation de contacts anormaux alors que D.-P. Oehlert (1900) expliquait cette anomalie en faisant appel à une ablation tectonique le long d'un pli-faille dans lequel aurait disparu « la majeure partie d'un synclinal de calcaire carbonifère dont il ne reste que des lambeaux isolés et échelonnés le long de cette grande cassure ».

À la suite des travaux fondamentaux de D.-P. Oehlert, quelques études géologiques plus spécifiques, souvent d'ordre paléontologique, concerneront

la région couverte par cette nouvelle carte. Les plus importantes sont l'œuvre de A. Renaud (étude des brachiopodes dévoniens ; 1942) et de A. Pelhâte (Carbonifère du bassin de Laval ; 1967).

CONDITIONS D'ÉTABLISSEMENT DE LA CARTE

La carte de Vitré à 1/50 000, bénéficie des travaux récents réalisés lors des levés des cartes géologiques voisines, publiées, ou en cours de publication. On citera en particulier les cartes de Janzé, La Guerche-de-Bretagne, Rennes (Trautmann *et al.*, 1994, 1997, 2000), de Cossé-le-Vivien, Mayenne, Craon (Vernhet *et al.*, 2009, 2009, 2010), d'Ernée (Lerouge *et al.*, 2009) et de Laval (Le Gall *et al.*, 2011). De nombreuses études ont également contribué à faire évoluer les idées sur la géologie régionale telles que celles de C. Le Corre *et al.* (1991), J. Chantraine *et al.* (1982, 1986, 1988), C. Gumiaux (2003 *et al.*, 2004), M. Faure *et al.* (2005) ou M. Ballèvre (2008).

Les levés sur la feuille de Vitré ont commencé en 1998 et ont pris fin en 2011. Les conditions d'affleurement sur cette zone sont globalement médiocres et les levés ont été le plus souvent pratiqués par la méthode dite de la « pierre volante » dans les labours. Quelques travaux liés à des études dans le cadre de la réalisation de retenus ou d'exploitation d'eau permettent d'accéder à des informations récentes (rapport BRGM-RC 31072, 1990). Les formations du régolithe (altérites, colluvions et dépôts alluviaux) drapent la surface topographique en masquant le substratum rocheux. Le bocage oblitère la continuité des affleurements et rend parfois délicate l'extrapolation des contours. Les coteaux des vallées présentent des dénivelés importants qui laissent apparaître des affleurements généralement discontinus. Les affleurements naturels correspondent en majorité aux séries résistantes à l'érosion, c'est-à-dire aux niveaux compétents tels que les formations gréseuses. Certains faciès tels que, par exemple, les ampélites de la formation de la Lande-Murée, n'affleurent que de manière exceptionnelle et plus généralement à la faveur de terrassements.

Les données ponctuelles, archivées à la banque de données du sous-sol gérée par le BRGM (BSS), sont peu nombreuses, dispersées, et souvent peu exploitables pour la carte géologique (forage au marteau fond de trou, sans interprétation géologique fiable). Il n'existe pas de sondages suffisamment renseignés justifiant une attention particulière.

L'exploitation du MNT (Modèle Numérique de Terrain) de l'IGN, couplée avec les données issues des levés géophysiques aéroportés du BRGM, a permis de dessiner a priori les grandes lignes de la structuration régionale (plis, fractures, structures profondes).

Du fait des conditions d'affleurements, la précision du tracé des contours est généralement moyenne à incertaine. Les limites telles qu'elles sont figurées sont des limites interprétatives et doivent être prises avec la plus grande précaution. Les secteurs présentant les plus fortes imprécisions de lever sont les zones où la morphologie est douce, très peu contrastée, en particulier entre Châtillon-en-Vendelais, Taillis, et Livré-sur-Changeon.

Les noms de formation utilisés sont ceux définis régionalement et utilisés habituellement pour définir l'ensemble des lithologies rencontrées.

APPORTS SCIENTIFIQUES ET TECHNIQUES DES NOUVEAUX LEVERS

Les principaux apports de cette étude par rapport à la première édition de la carte de Laval à 1/80 000 (Oehlert *et al.*, 1905) concernent :

- la cartographie des formations géologiques de la surface (altérites, formations de pente et alluvions) ;
- la cartographie aussi exacte que possible des formations paléozoïques, ceci compte-tenu des médiocres conditions d'affleurements. Les tracés des éditions précédentes ne rendaient pas compte de la géométrie dans le détail des structures de second ordre ;
- la mise en évidence de discontinuités structurales ;
- l'analyse détaillée des terrains briovériens, métamorphiques ou non, avec l'individualisation et la cartographie des lithofaciès caractéristiques (faisceaux à dominante gréseuse ou silteuse, horizons conglomératiques) ;
- la découverte de roches du Carbonifère dans la partie orientale de la carte ;
- la mise en évidence de sables rouges attribués au Pliocène.

DESCRIPTION DES TERRAINS

INTRODUCTION

Le substrat se compose de terrains sédimentaires du Néoprotérozoïque, traversés au Nord par des pointements granitiques, et du Paléozoïque, du Massif armoricain. Il présente une altération à l'origine de la formation d'une saprolite pouvant atteindre plusieurs mètres de puissance. En plaquage, des faciès sableux tertiaires discontinus, des lœss, des formations fluviales quaternaires et des formations de pente masquent le substrat rocheux.

Les terrains néoprotérozoïques sont représentés par une puissante série grésopélique. Selon qu'ils appartiennent aux domaines centre ou nord armoricains, ces terrains ont été déformés et structurés par l'orogénèse varisque au Sud et par

l'orogénèse cadomienne au Nord. Ces formations affleurent dans le quart sud et au Nord-Est de la feuille de Vitré, ainsi qu'au cœur d'une série d'anticlinaux de taille kilométrique disposés en relais au sein de l'ensemble paléozoïque qui traverse la feuille d'Ouest en Est. Ils sont en particulier au Nord dans le domaine cadomien affectés par un métamorphisme thermique lié à la mise en place des granodiorites cadomiennes. À l'Ouest de la carte, la base de la série carbonifère affleure et constitue la terminaison occidentale du bassin carbonifère de Laval.

La série paléozoïque et son substrat sont affectés par des structures plissées et faillées résultant de l'orogénèse varisque. La série paléozoïque qui s'étale depuis l'Ordovicien inférieur jusqu'au Carbonifère est estimée à plus de 3 000 m de puissance. La phase bretonne de l'histoire varisque est à l'origine d'une coupure au sein de la série paléozoïque entre les terrains du Dévonien et ceux du Carbonifère.

TERRAINS NON-AFFLEURANTS

Il n'y a pas de données directes permettant de renseigner les roches non présentes en surface. Elles sont « accessibles » uniquement par des méthodes indirectes géophysiques. Plusieurs types d'anomalies géophysiques se superposent :

– en gravimétrie (fig. 2) les anomalies négatives d'Argentré-du-Plessis (- 10 mgal) et de Vitré (- 8 mgal) correspondent respectivement au leucogranite du Pertre (d'âge carbonifère inférieur ; cf. carte Cossé-le-Vivien, Vernhet *et al.*, 2009 ; carte La Guerche-de-Bretagne, Trautmann *et al.*, 1997) et à un granite non affleurant qui serait situé sous Vitré et distinct de la granodiorite de Balazé qui n'est marquée, elle, que par une petite anomalie à - 2 mgal. L'anomalie de Vitré se prolonge vers l'Ouest en direction de Rennes où elle est relayée par l'anomalie magnétique N100°E de La Bouëxière – Montauban-de-Bretagne (- 35 mgal) ;

– en magnétisme (fig. 3) l'anomalie négative de Loiron-Vitré est parallèle à l'anomalie gravimétrique d'Argentré-du-Plessis – Vitré, mais ne se superpose pas à elle. Elle marque peut-être le prolongement du leucogranite du Pertre sous l'encaissant briovérien. La courbe isanomale 3 400 nT semble marquer la limite entre le domaine mancennien et la Bretagne centrale ;

– en magnétisme aéroporté (signal analytique ; fig. 4, hors texte) on distingue deux grands domaines : au Sud-Ouest, le domaine centre armoricain schisto-gréseux à nombreux filons acides et surtout basiques tranchant nettement avec le domaine du synclinorium médian, situé au Nord et qui présente une signature négative nette. Dans l'angle sud-est, le lobe leucogranitique du Pertre est souligné par une auréole à signal positif marqué. Dans le prolongement du granite, une très forte anomalie positive située au droit de l'agglomération de Vitré est soit liée aux activités anthropiques, soit naturelle. Il pourrait s'agir dans

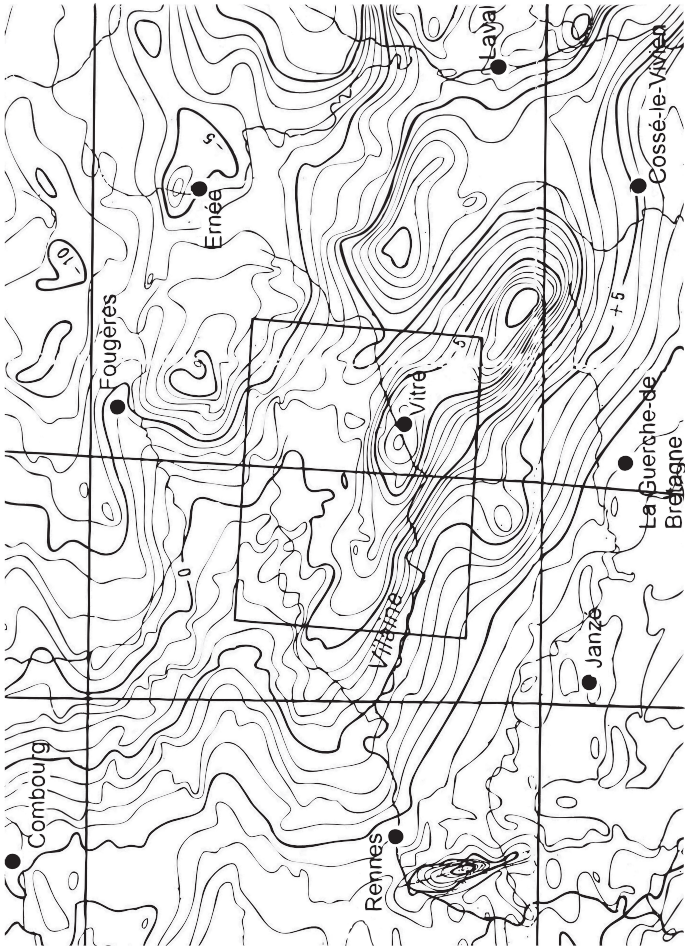


Fig. 2 - Cartes géophysiques de la région de Vitré : Gravimétrie

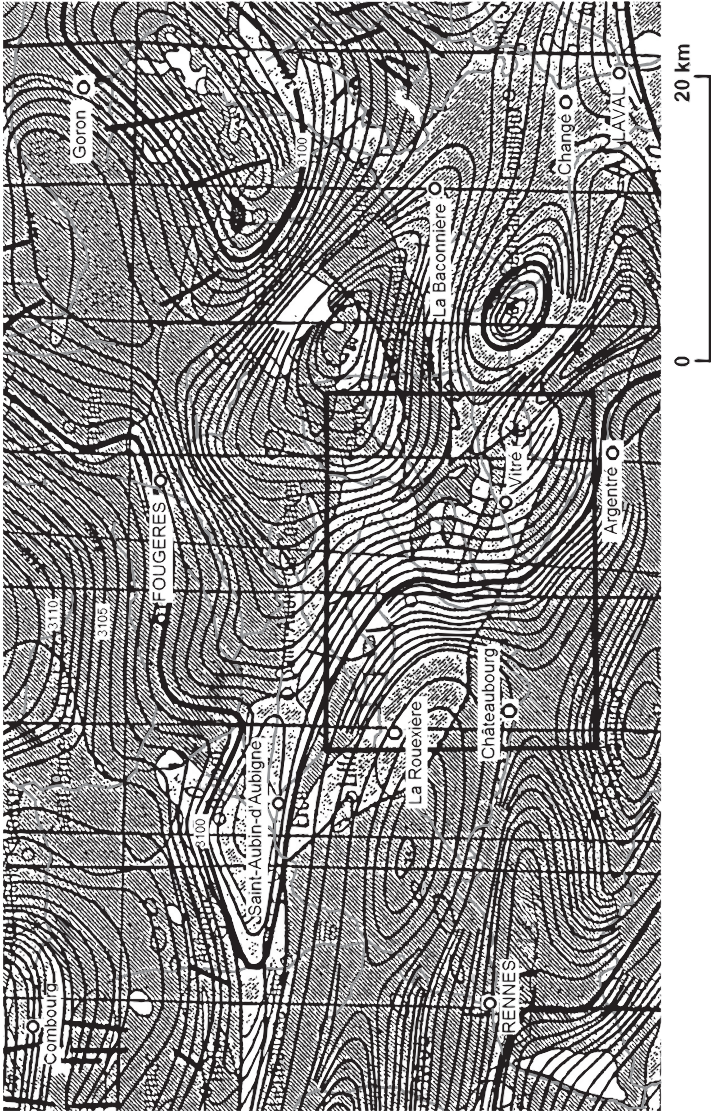


Fig 3 - Cartes géophysiques de la région de Vitré (suite) : Magnétisme - anomalie du champ total

ce cas d'un magma basique de forme elliptique « calé » comme le leucogranite du Pertre par un grand accident N125°E. Les structures du Briovérien du Domaine centre-armoricain ont globalement une direction est-ouest. Elles s'infléchissent vers le Sud-Est au Sud de Vitré. Dans l'angle sud-ouest, on remarque une anomalie circulaire liée au champ filonien basique de Louvigné-de-Bais (*cf.* feuille de La Guerche-de-Bretagne ; Trautmann *et al.*, 1997).

TERRAINS AFFLEURANTS

NÉOPROTÉROZOÏQUE SUPÉRIEUR À CAMBRIEN (SÉDIMENTAIRE ET CRISTALLIN)

Bien que leurs caractères pétrographiques et sédimentologiques soient, sur cette zone d'étude, sensiblement identiques au Nord comme au Sud, les terrains sédimentaires du Néoprotérozoïque *s.l.* se répartissent selon deux grands domaines structuraux bien distincts :

– au Nord le Domaine nord-armoricain, ou Domaine mancellien, au niveau duquel ces formations, notées *b2M*, ont subi les effets de la phase de déformation cadomienne, le métamorphisme thermique engendré par les granodiorites cadomiennes, avant d'être recouvertes en discordance par les premiers horizons paléozoïques. Ces terrains sont attribués au Néoprotérozoïque supérieur *s.s.* ;

– au Sud le Domaine centre-armoricain, ou Domaine de Bretagne centrale, où ces mêmes formations n'ont que peu ou pas été touchées par l'orogénèse cadomienne mais ont par contre encaissé les effets et plissements de la phase de déformation varisque. À l'inverse de la partie nord, la discordance entre ces terrains et ceux du Paléozoïque n'apparaît que purement stratigraphique, liée à la transgression ordovicienne sur ces niveaux. Ces formations sont attribuées ici au Néoprotérozoïque supérieur à Cambrien basal et sont notées *b2C*.

Les différences entre ces deux domaines sont maintenant clairement admises et résultent des études réalisées notamment par C. Le Corre *et al.* (1991) et J. Chantraine *et al.* (1982-88-92).

FORMATIONS SÉDIMENTAIRES : LE BRIOVÉRIEN DES DOMAINES MANCELLIEN ET CENTRE-ARMORICAIN

Briovérien non métamorphique du Domaine centre-armoricain (ou de Bretagne centrale) (*b2C*) et du Domaine mancellien (ou nord-armoricain) (*b2M*)

Étant donnée la similitude des faciès entre les deux domaines centre et nord-armoricains (ou respectivement de Bretagne centrale et de la Mancellia), une description commune est ici présentée pour chaque faciès lithologique, avec une

notation commune (b2), agrémentée de la lettre C (en italique) pour le Domaine de Bretagne centrale, et M pour la partie mancellienne (*cf.* légende de la carte). Ces différents faciès et domaines sont par contre clairement dissociés au niveau de la carte. Concernant les notations, dans un souci d'homogénéité, le choix a été fait de conserver celles déjà utilisées par F. Trautmann sur les cartes de La Guerche-de-Bretagne, Rennes et Janzé.

En Bretagne centrale, la structuration modérée de ces terrains ne fait apparaître à l'affleurement dans la région de Vitré que la partie supérieure de la pile sédimentaire. Celle-ci a été reconnue sur une puissance estimée à 1 300 m environ. La rythmicité et la répétition de faciès banaux comme les grauwackes et les siltites plus ou moins argileuses rendent difficiles l'élaboration d'une colonne stratigraphique. Cependant, des associations de faciès permettent d'identifier deux grands ensembles alternants :

- des niveaux sombres et indurés (b2C) composés de grauwackes (b2Cw), de microconglomérats (b2Cp), de siltites parfois ardoisières avec des bancs gréseux parfois carbonatés ;
- et des niveaux jaune-verdâtre (b2S) essentiellement constitués d'alternances d'argilites, siltites et de grès feldspathiques tendres.

L'ensemble des lithofaciès reconnus dans la partie sud de la carte appartient au Briovérien post-phtanitique (Le Corre, 1977).

La lithologie des antiformes de Pain-Tourteau et de Sévailles s'apparente à celle du Domaine central (ensemble b2S). À Sévailles, la présence du petit secteur cornéifié de Changeon, anté-déformation, confirme l'appartenance de ces terrains au Domaine centre-armoricain.

Les formations plus ou moins cornéifiées du coin nord-est de la carte appartiennent au Domaine mancellien, bien que leur lithologie soit assez proche de celle de l'ensemble b2S présent en Bretagne centrale. Les lithofaciès de ce domaine mancellien (b2M) visibles autour de Saint-M'Hervé et entre Princé et Châtillon-en-Vendelais ne sont dans leur ensemble guère différents de ceux du Domaine de Bretagne centrale. Lorsqu'ils ne sont pas cornéifiés, on observe des faciès argiliteux tendres vert-jaunâtre alternant avec des arénites à muscovite. À Saint-M'Hervé, des niveaux lenticulaires de grès micacés à matrice quartzo-phyliteuse relaient des niveaux de conglomérat à gros éléments siliceux très roulés.

b2CC, b2MC. Grauwackes, microconglomérats, siltites et grès carbonatés en alternances ; b2Ccal. Schistes et grès carbonatés. Ces niveaux sont constitués par des alternances rythmées de grauwackes plus ou moins grossières, de siltites grises ou vertes, de microconglomérats à fragments de phtanite, et de grès parfois carbonatés discontinus. Cet ensemble affleure

assez bien, en particulier dans le secteur de Châteaubourg, et forme souvent des zones en relief. Ces différents faciès, outre leur dureté, ont une teinte sombre qui tranche nettement sur celle des faciès plus tendres, argileux et jaune-verdâtre, des niveaux b2S.

Les faciès gréseux comportent plus de 15 % de matrice, sauf exception, et appartiennent à la classe des wackes. La taille des grains est variable mais peut atteindre jusqu'à 3 mm de diamètre dans les faciès micro-conglomératiques de Châteaubourg. Le pourcentage de matrice peut également être variable mais reste élevé. Les éléments présents, généralement anguleux, sont constitués de quartz (mono ou polycristallin) pouvant présenter des golfes de corrosion attestant d'une origine volcanique (secteur de Châteaubourg, à l'Ouest de Saint-Aubin-des-Landes, et beaucoup plus rarement au Nord de Châtillon-en-Vendelais et au Sud-Ouest de Mondevert). En dehors du quartz, on observe des débris lithiques notamment :

- des grains microquartzitiques pigmentés (phtanites) ou non pigmentés d'origine métasédimentaire ou volcanique lorsqu'ils montrent des sphérolites de dévitrification ou des phénocristaux ;
- d'autres débris d'origine métasédimentaire (micaschistes) ou volcanique (à texture microlithique ; très rares) peuvent également être présents.

Les feldspaths sont assez courants même si leur nature (plagioclases, feldspaths potassiques, perthites), leur degré d'altération et leurs proportions, jamais très élevées cependant, sont assez fluctuants.

Les autres éléments observables sont représentés par des micas (biotite chloritisée ou non, grande muscovite) et des minéraux lourds (zircon, opaques, oxydes titanés, tourmaline, apatite). La phase matricielle est composée de chlorites, micas blancs (muscovite et/ou sérícite) et dans certains cas de kaolinite voire de vermiculites.

Près de Châtillon-en-Vendelais (Nord-Est), les faciès gréseux non métamorphisés sont caractérisés par la présence d'éléments de quartz anguleux (avec ou sans golfe de corrosion), de débris micro-quartzitiques (phtanites et autres) et de débris méta-sédimentaires. Ces faciès semblent plutôt à rattacher aux sédiments briovériens du Maine.

Les siltites renferment des éléments anguleux de quartz, très fins (< 30 µm), et de muscovite, dispersés dans une matrice quartzo-phylliteuse abondante (95 %). En général, les grains de feldspath et de phtanite remaniés sont absents, sauf à proximité des faciès carbonatés. L'alternance avec des niveaux d'arénite feldspathique est brutale, souvent sans granoclassement et à toutes les échelles. Ces séquences binaires pourraient marquer des événements climatiques saisonniers.

Le développement des lamines argileuses aux dépens des lamines silteuses engendre l'apparition de faciès sub-ardoisiers (notés **ard** sur la carte en indication ponctuelle) comme au Bas-Montigné-en-Torcé et à la carrière des Lacs sur la commune de Cornillé.

Très localement, les faciès gréseux peuvent être carbonatés (b2Ccal). Ce sont des arénites micacées feldspathiques à matrice quartzo-carbonatée syn-sédimentaire à calcite/dolomie. Ces arénites se présentent en petits bancs décimétriques alternant avec des siltites sub-ardoisières dans la carrière de la Ripennelais sur la commune de Saint-Aubin-des-Landes. Le calcaire, signalé en 1876 par G. de Tromelin et P. Lebesconte à l'Est de Domagné n'a par contre pas été retrouvé lors des levés.

Ces faciès rythmés montrent des figures sédimentaires caractérisant des turbidites distales, telles que laminations fines parallèles, granoclassements, rides de progradation, ou figures de charge.

L'ensemble b2CC recèle quelques traces fossiles. À Domagné, un affleurement dans le bourg montre de nombreuses traces courbes en hyporelief attribuées à des pistes du genre *Amanlisia* (Nereïtes). Ces pistes sont associées à des petits terriers du genre *Planolites*. Au Moulin des Rochers, près du château, des traces polygonales du genre *Paléodictyon* ont été repérées (Denis). Ces traces sont caractéristiques des zones abyssales (Durand, 1985). Enfin, des pyritosphères sont signalées dans un faciès microbréchiq ue aux Branchettes sur Argentré-du-Plessis, dans la tranchée de la RN 157. Ces cristallisations sont attribuées à des framboïdes de pyrite d'origine minérale et peuvent être confondues avec des microformes alguaïres (Mansuy, 1983).

b2CCw, b2MCw. Grauwackes plus ou moins feldspathiques à éléments lithiques. Localement, des grauwackes grises ou vertes à éléments lithiques se développent au détriment des argilites et siltites. Il s'agit alors de wackes sub-feldspathiques grossières et non classées, en bancs massifs métriques. Les éléments remaniés correspondent à des fragments lithiques anguleux de phtanite et de microquartzite, des éléments de quartz en échardes ou craquelés de facture volcanique, des paillettes phylliteuses (muscovite, biotite rare) et enfin des grains de feldspath potassique et de plagioclase. La matrice quartzo-chloriteuse est abondante (30 à 40 %).

Ce lithofaciès n'est présent que de manière très ponctuelle dans le secteur de Domagné au Moulin des Rochers sur Argentré-du-Plessis et à l'Est de Saint-M'Hervé où les feldspaths sont quasiment absents.

b2CCp, b2MCp. Microconglomérats et conglomérats. Dans le Domaine centre-armoricain, ce faciès n'a été décelé que dans le coin sud-ouest de la carte Vitré, à la Blandinière sur la commune de Domagné. Il constitue la base d'une

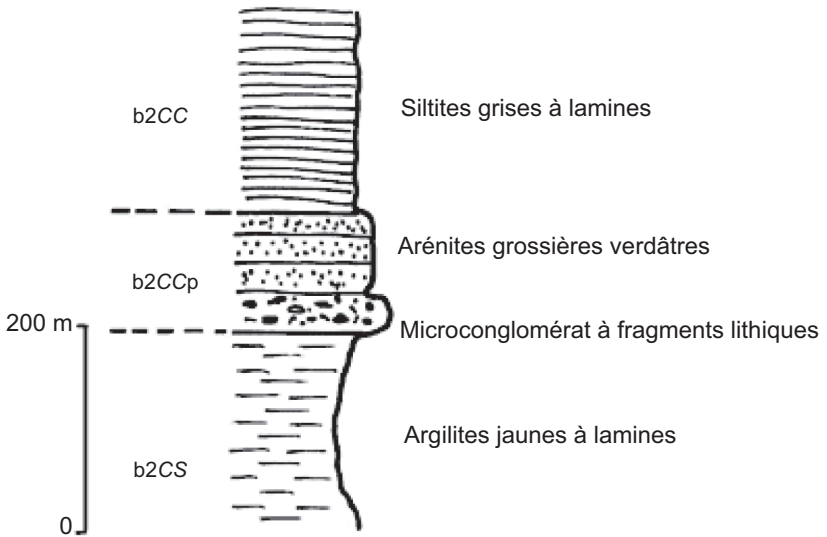


Fig. 5 - Commune de Domagné – Coupe de la Blandinière. Briovérien supérieur post-phthanitique (Briovérien de Bretagne centrale ; Trautmann, 2002)

séquence turbiditique de type Bouma dont seuls seraient présents les intervalles A, B et D. C'est un microconglomérat de type Gourin, à matrice quartzoferrugineuse, à éléments sub-arrondis lithiques (quartzite, phtanite, siltite, grès) (fig. 5). Les grains de quartz sont abondants et craquelés (facture volcanique), la muscovite est rare. À noter que les niveaux conglomératiques indiqués par G. Lucas sur la carte géologique à 1/80 000 de Laval, au Sud de Vitré, correspondent en fait à des filons de quartz démantelés.

Dans le domaine mancennien, les deux éditions de la notice de la feuille Laval à 1/80 000 mentionnent des bancs de poudingues au Nord de Saint-M'Hervé, sans qu'ils soient pour autant localisés sur les cartes. Ces niveaux sont bel et bien présents, localisés dans et autour du village. Ils sont fortement démantelés et les galets sont souvent dispersés sur de grandes surfaces, ce qui les fait confondre avec des terrasses alluviales. Les galets sont très arrondis, hétérométriques (quartz centimétrique, microquartzites sombres décimétriques) et emballés dans une matrice argileuse parfois rubéfiée. Ces niveaux dont la puissance est difficile à estimer, sont interstratifiés dans la série briovérienne et sont associés à des grès micacés.

Dans ce secteur, ces conglomérats s'apparentent, par la taille, la nature et l'arrondi de leurs éléments, aux conglomérats décrits dans le Briovérien supérieur du Maine par T. Garlan (1985).

b2CS, b2MS. Wackes tendres, siltites, argilites en alternances. Ces niveaux sont composés d'alternances centimétriques organisées en séquences de Bouma, de wackes tendres jaune-verdâtre (arénites) à matrice quartzochloriteuse importante (60 %) et éléments quartzofeldspathiques, de siltites et d'argilites à lamines parallèles. Ces faciès renferment d'abondantes figures sédimentaires caractéristiques des turbidites distales. Il est cartographiquement impossible de séparer ces différents faciès tant leur répétition est rapide. Cette rythmicité, associée à la disparition quasi totale des éléments lithiques exogènes, pourrait correspondre à des phénomènes climatiques ou saisonniers.

Briovérien métamorphique (métamorphisme de contact lié aux granitoïdes cadomiens ou varisques) (Domaines nord-armoricain et de Bretagne centrale)

Les terrains briovériens sont affectés au Nord comme au Sud par un métamorphisme régional associé aux phases de plissement cadomienne ou varisque selon le domaine (*cf.* métamorphisme). Ils subissent également les effets de l'activité magmatique et en particulier le métamorphisme de contact induit par la mise en place au sein de ces formations des granodiorites cadomiennes et des leucogranites varisques. Si le métamorphisme de contact cadomien est de loin le mieux caractérisé sur toute cette zone comme ailleurs en

Mancellia, les traces du thermométamorphisme varisque n'en sont pas moins présentes dans la région autour de petits pointements granitiques tels que le leucogranite du Pertre (feuilles La Guerche-de-Bretagne ; Trautmann *et al.*, 1997 ; Cossé-le-Vivien, Vernhet *et al.*, 2009) ou ici les filons de microtonalites porphyriques de Saint-Didier.

Ce thermométamorphisme, cadomien ou varisque, se marque au sein de ces terrains intrudés par une recristallisation et une néoformation minérale, plus ou moins prononcées, et le développement de deux auréoles de métamorphisme, la première la plus éloignée des intrusifs correspondant à celle des « Schistes tachetés », la seconde, au contact de l'intrusif, à celle des « cornéennes ».

En contexte cadomien, ce métamorphisme thermique apparait syn à tardischisteux par rapport à la structuration principale, alors qu'en domaine varisque ce métamorphisme apparait clairement ici anté-schisteux et affecté par la phase de déformation varisque « wesphalienne ».

b2MK, b2CK. Cornéennes à muscovite, biotite et cordiérite (métamorphisme d'âge cadomien en Mancellia, varisque en Bretagne centrale). Dans le Domaine nord-armoricain, les granodiorites mancelliennes des Hurlières, des Épronnières et de Balazé ont développé des auréoles thermométamorphiques lors de leur mise en place au Néoprotérozoïque supérieur. Les contacts ne sont jamais visibles. À l'Est, à l'Orière sur la commune de Saint-M'Hervé, affleurent les cornéennes altérées liées au massif de La Croixille. Ce sont des méta-siltites rubéfiées à taches de biotite verte altérée. Des taches de cordiérite pinitisée apparaissent également. Ces roches appartenant distinctement au Briovérien mancélien (*cf.* secteur de Bourgon sur la feuille Laval ; Le Gall *et al.*, 2011) ont enregistré deux phases de déformation. Si la première phase correspond sans nul doute à la phase cadomienne, la seconde phase est probablement liée aux jeux des grands accidents cisailants particulièrement intenses dans ce secteur de la carte et sur celle de Laval.

Le massif de Balazé a développé une large auréole cornéifiée que l'on peut observer dans la carrière des Bouffières sur Saint-M'Hervé. Dans les niveaux silteux alternant avec des bancs réguliers d'arénite, on note des taches oblongues de cordiérite pinitisée, de la muscovite en lamelles blastiques, de la tourmaline, de nombreuses plages opaques, et de la biotite brune en rares petites lamelles. En ce point, le métamorphisme est synschisteux, ce qui confirme, vu l'âge obtenu sur ce massif (*cf.* roches plutoniques), l'appartenance de ces terrains briovériens au Domaine nord-armoricain.

Les granodiorites cadomiennes des Épronnières et des Hurlières sont entourées par une ceinture de cornéennes en relief. Ce sont des siltites gréseuses fines à grains de quartz anguleux non jointifs dans une matrice phylliteuse. Les

taches visibles correspondent à d'anciens pœciloblastes de silicate d'alumine (andalousite/cordiérite ?) ceinturés par des lamelles de biotite. Accessoirement on observe des oxydes altérés et de l'apatite aciculaire.

Dans la partie du Domaine centre-armoricain, plusieurs affleurement de cornéennes que nous dénommons ici (b2CK) ont été distingués notamment :

– à l'Ouest dans le synclinal de Liffré, au niveau de la Morinais près de Livré-sur-Changeon. Aucun massif intrusif n'est observable à l'affleurement au voisinage mais une petite carrière permet d'observer des alternances de siltites tachetées et de grès cornéifiés à taches de cordiérite pinitisée, muscovite et biotite anté-déformation. Ceci confirme bien l'appartenance de ces niveaux briovériens au Domaine centre-armoricain, la déformation subie par ceux-ci étant au moins d'âge paléozoïque ;

– dans l'angle sud-ouest de la carte où plusieurs affleurements de sédiments briovériens cornéifiés ont pu être observés très localement. Ce métamorphisme thermique est directement lié à des filons d'âge paléozoïque présumé, comme on peut le constater à la Touche en Saint-Didier ;

– par contre, les autres indices sont isolés dans un contexte d'argilites du Briovérien, sans relation apparente avec un système hypovolcanique ou plutonique. Ce sont des grès moyens à fins, à quartz rhyolitique et débris lithiques (micro-quartzites, plagioclases) : le métamorphisme se manifeste par la présence de grandes lames de muscovite « fraîche » et de la biotite chloritisée, en apparence post-schisteuses, ce qui pose pour ce cas précis le problème de l'âge de ce thermométamorphisme et de ces intrusifs cachés (tardi à post varisque ?) Ces faciès cornéifiés, observés ponctuellement ont été figurés par un astérisque sur la carte.

Le thermométamorphisme visible dans ce domaine doit par conséquent en grande partie être relié à l'activité magmatique qui a touché la région au cours de l'orogénèse varisque.

b2MS. Schistes tachetés à biotite verte et cordiérite (présents uniquement dans domaine mancennien). Succédant cartographiquement aux cornéennes, on observe dans les niveaux fins du Briovérien mancennien entourant la granodiorite des Épronnières, des taches de cordiérite complètement pinitisée associées à des biotites chloritisées dans la matrice. Cette zone, située dans le Domaine nord-armoricain, et notée b2MS a été cartographiée par défaut, en continuité avec la carte voisine de Fougères, ceci en raison des très mauvaises conditions d'observation de cette auréole. Le granite de Balazé ne développe pas de zone visible à schistes tachetés et l'on passe directement des cornéennes au Briovérien « sain, non métamorphique », le passage du granite à son encaissant s'effectuant systématiquement par faille.

Âge du Briovérien

– dans le Domaine centre-armoricain (Bretagne centrale) (b2C)

Les travaux récents conduisent à reconsidérer l'âge du Briovérien de Bretagne centrale qui est actuellement contraint essentiellement par les données radio-chronologiques suivantes :

– les volcanites situées à la base de la formation de Pont-Réan ont fourni un âge de 486 ± 28 Ma (Pb/Pb sur monozircon) ce qui situe leur mise en place autour de la limite Cambrien-Ordovicien et permet d'attribuer un âge arénigien basal aux premiers sédiments paléozoïques (Guerrot *et al.*, 1992) ;

– dans la vallée de la Mayenne, les grains détritiques de zircon, contenus dans les grauweekes du Briovérien se répartissent en deux populations, l'une datée autour de 1 700 Ma et l'autre dans laquelle le zircon le plus récent a fourni un âge de 540 ± 17 Ma. Ces éléments les plus récents sont donc probablement issus du batholite mancennien qui scelle l'histoire protérozoïque régionale.

Sur la base de ces données un âge cambrien basal doit donc être attribué au moins à la partie sommitale du Briovérien de Bretagne centrale, ce qui situe l'ensemble de cette pile sédimentaire entre le Néoprotérozoïque supérieur et le Cambrien basal.

– dans le Domaine nord-armoricain (Mancellia) (b2M)

La datation réalisée récemment (*cf.* plutonisme) de la granodiorite de Balazé à 571 ± 12 Ma qui métamorphose son encaissant briovérien confirme que les terrains néoprotérozoïques de la Mancellia sont bien plus anciens que ceux du Domaine centre-armoricain, ainsi que cela a été démontré lors des études et levés géologiques réalisés depuis plusieurs années sur cette région.

TERRAINS CRISTALLINS (DOMAINE MANCELLIEN PLUTONISME CADOMIEN D'ÂGE TARDI-NÉOPROTÉROZOÏQUE SUPÉRIEUR, GRANITES, GRANODIORITES)

La fin du Précambrien correspond aux dernières étapes de la mise en place de la chaîne cadomienne. Après une importante phase de déformation structurant toute la Mancellia, on assiste de façon synchrone à tardive à la montée au sein des terrains sédimentaires briovériens d'un important stock magmatique, le batholite mancennien, à l'origine des nombreux et importants massifs granodioritiques présents dans toute la région (massifs de Fougères, Alexain, Deux-Évailles, de La Croixille, etc.). La fin de cette activité magmatique et de l'orogénèse cadomienne sera marquée par la mise en place tardive vers 525 Ma de petits corps intrusifs leucogranitiques.

Plusieurs de ces massifs cadomiens sont présents sur cette carte de Vitré, notamment ceux des Épronnières, des Hurlières, de Balazé, et de La Croixille. L'âge de ces granodiorites reste fluctuant en fonction de la date des études radiométriques réalisées et des méthodes utilisées. Toutefois, celui obtenu en 1982 par P. Pasteels et F. Doré sur la granodiorite de Vire (méthode U/Pb sur monazite), considérée comme le terme le plus caractéristique du batholite, est encore aujourd'hui admis comme étant le plus représentatif. Cet âge de 540 ± 10 Ma qui correspond à la mise en place de ce granite fixe également la limite entre le Néoprotérozoïque et le Paléozoïque.

γ^a . Granodiorite à biotite des Épronnières. Plus développé sur la feuille voisine de Fougères, le massif granodioritique des Épronnières se prolonge dans l'angle nord-est de la carte Vitré où il est rarement visible tant il est altéré, arénisé. Il est entouré par une couronne de cornéennes qui le domine et qui implique le Briovérien du Domaine mancennien. Vers Princé, la granodiorite est recouverte par les grès ordoviciens de l'Arénig. Elle est en contact par faille avec la granodiorite à cordiérite des Hurlières. Le seul affleurement visible aux Aunays sur la commune de Princé montre une roche claire, finement grenue, à texture hypidiomorphe (seuls les plagioclases et la biotite sont automorphes). Le quartz est abondant, en petits cristaux globuleux, ainsi que les feldspaths potassiques, interstitiels à localement poëcilitiques altérés, et les plagioclases en lattes et plus ou moins séricitisés. La biotite brune est peu abondante et largement chloritisée. Accessoirement on observe de la muscovite d'altération et de rares oxydes. Sur la feuille 1/50 000 de Fougères, cette granodiorite contient de la hornblende verte. Ce minéral n'a pas été retrouvé aux Aunays.

γ^c . Granodiorites à cordiérite des Hurlières et de Balazé. Un petit massif jouxtant par faille celui des Épronnières a été cartographié par défaut à partir de quelques placages d'arène argileuse. Le faciès est décrit en détail dans la notice de la carte de Fougères. Il s'agit d'une granodiorite à biotite et cordiérite altérées avec quartz, oligoclase, et feldspath potassique peu fréquent. La texture est hypidiomorphe grenue localement porphyrique. On note de l'apatite, du rutile et de la muscovite.

L'analyse chimique des éléments majeurs (tabl. 1) montre que cette roche peut être regroupée avec les granodiorites cadomiennes à cordiérite du massif de Fougères.

Nous incluons dans cette rubrique, le massif granitique de Balazé, décrit pour la première fois par L. Vandernotte (1913) qui considérait à tort qu'il métamorphisait le Paléozoïque voisin. Il s'agit en fait d'un granite de type « Vire », à biotite brune chloritisée à inclusions de rutile aciculaire, et à fantômes de cristaux automorphes de cordiérite totalement pinitisée. Le quartz est à tendance automorphe, les feldspaths sont des plagioclases finement séricitisés et des feldspaths potassiques. On note accessoirement du sphène (leucoxène) et de

	Granodiorite des Hurlières	Granodiorite des Épronnières
SiO ₂	67,00	68,00
TiO ₂	0,50	0,50
Al ₂ O ₃	15,70	15,00
Fe ₂ O ₃	2,15	0,54
FeO	3,23	2,90
MnO	0,04	0,05
MgO	1,89	1,64
CaO	0,40	3,15
Na ₂ O	2,28	4,36
K ₂ O	3,19	2,19
P ₂ O ₅	0,18	0,11
H ₂ O ⁺	3,00	1,30
H ₂ O ⁻	0,30	0,20
S	0,01	0,01
Total	99,87	99,95

Tabl. 1 - Analyses chimiques des granodiorites (in notice de la carte géologique de Fougères n° 283 ; Paris *et al.*, 1981)

la muscovite. La texture de ce granite est grenue hypidiomorphe, équante, à grain moyen.

Le granite de Balazé développe une auréole thermo-métamorphique à cornéennes dans des grès rythmés du Briovérien. Il est assez largement arénisé voire argilisé et ses affleurements ne sont pas d'une grande qualité.

La datation récente réalisée sur ce faciès donne un âge de 571 ± 12 Ma (sur monazites ; *cf.* annexe) le rapprochant effectivement du granite de Vire daté à 570 ± 25 Ma par la méthode U/Pb sur monazites en 1970 par P. Pasteels, bien qu'une autre datation sur monazites attribuait au granite de Vire un âge de refroidissement à 540 ± 10 Ma (Pasteels et Doré, 1982).

Les trois petits pointements intrusifs de granodiorite présents sur la carte Vitré appartiennent au batholite mancellien dont la phase principale de magmatisme se situe au Néoprotérozoïque terminal (Cadomien). Certains arguments militent en faveur de l'origine très profonde, infracrustale ou mantellique de ce magma granodioritique (Jonin, 1981).

Concernant le plutonisme varisque du Domaine centre-armoricain, bien qu'il ne soit que très discret sur cette zone de Vitré (microtonalite, microgranite, granite d'Étrelles), il apparait clairement exprimé non loin de là au Sud-Est sur les feuilles de La Guerche-de-Bretagne et de Cossé-le-Vivien avec le massif leucogranitique du Pertre dont la mise en place est datée à la limite Tournaisien-Viséen. Cet âge (340 Ma ; carte Cossé-le-Vivien, Vernhet *et al.*, 2009) est identique à celui des granites de Pontivy et de Questembert de Bretagne centrale.

PALÉOZOÏQUE

Les terrains paléozoïques de la feuille de Vitré constituent une synforme complexe d'une quinzaine de kilomètres de largeur acquise au cours de la déformation varisque. Elle traverse la feuille de Vitré d'Est en Ouest et renferme des anticlinaux à cœur anté-ordovicien disposés en relais. L'ensemble des terrains paléozoïques recouvrent près de 60 % de la surface de la feuille. Ces terrains s'étendent de l'Ordovicien inférieur (Arenig) jusqu'au Carbonifère (Viséen) avec une lacune entre le Dévonien et le Viséen qui résulte de l'enregistrement de la phase bretonne. La puissance totale de la série est estimée à près de 3 000 m (fig. 6).

En contraste avec les conditions de dépôt du flysch briovérien, la sédimentation paléozoïque s'effectue en domaine marin proximal ou, plus généralement, dans des milieux de faible bathymétrie (plate-forme marine).

ORDOVICIEN

Les terrains ordoviciens (*sensu lato*) de la carte Vitré se caractérisent par la superposition de trois unités lithologiques bien tranchées : la Formation du Grès armoricain, la Formation d'Andouillé, et la Formation de Saint-Germain-sur-Ille (Babin *et al.*, 1976). Le passage entre ces différentes formations est marqué par un changement de faciès avec un enrichissement en matériel fin pour le passage du Grès Armoricain à la formation d'Andouillé, puis par la réapparition de matériel gréseux pour le passage à la Formation de Saint-Germain-sur-Ille. L'ensemble de la sédimentation ordovicienne engendre une série silto-gréseuse d'une puissance estimée à plusieurs centaines de mètres (300 à 520 m).

02a. Formation du Grès armoricain (Arenig) : conglomérat basal, grès-quartzites blancs, grès et siltites micacées (50 à 200 m) (Rouault, 1851). Cartographiquement, la Formation du Grès armoricain affleure de manière discontinue, généralement à la faveur de petites carrières et d'affleurements plus ponctuels présents sur les coteaux des vallées et plus rarement sur le plateau. Elle se marque dans le paysage par un relief marqué bien identifié du fait de sa forte résistance à l'érosion et du contraste rhéologique existant entre cette formation et les niveaux silto-schisteux l'encadrant (Briovérien et Formation d'Andouillé).

Les grès reposent en discordance sur le substrat briovérien qui présente localement une altération intense indiquant un dépôt transgressif sur une surface continentale altérée. Les sites où la discordance est visible sont extrêmement rares et n'apparaissent qu'à la faveur de l'ouverture de chantiers ou dans des carrières. Dans le secteur, le seul endroit permettant cette observation est situé à la limite entre les cartes de Laval et de Vitré, sur la rive droite de la Vilaine, dans

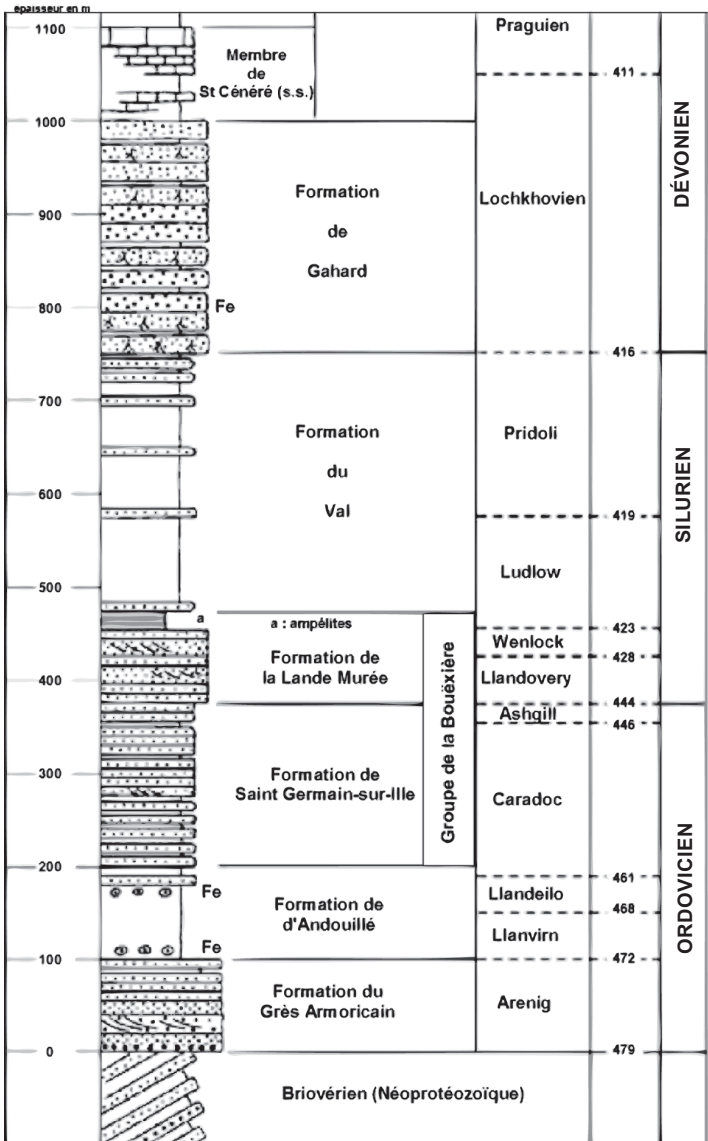


Fig. 6 - Log synthétique des formations ordoviciennes à dévoniennes de la région de Vitré

la carrière de Camp-Français (carrière au NE de La Chapelle d'Erbré). Plus généralement, le contact est masqué par les éboulis et les colluvions de pente.

C'est également dans la carrière de Camp-Français que la Formation du Grès armoricain affleure de manière quasi continue. On y observe les trois groupes sédimentaires avec, à la base sur une quarantaine de mètres, une série de bancs de grès grossiers à microconglomératiques comportant des galets avellanaires dispersés. Ces bancs pluricentimétriques à métriques alternent avec des niveaux de grès grossiers micacés sans toutefois présenter des interlits argileux. Cette série est surmontée par un ensemble gréseux massif blanc d'une cinquantaine de mètres de puissance, mal stratifié. La formation se termine par une série stratifiée de bancs métriques de grès et de quartzite parfois sombre à intercalations de niveaux silto-argileux centimétriques, et dont l'épaisseur est estimée à une trentaine de mètres. Les intercalations argileuses noires prennent une importance croissante vers le sommet. Le passage à la Formation d'Andouillé se réalise graduellement par la disparition progressive des bancs gréseux psammitiques au profit des siltites micacées noires. Au sein de ces bancs gréseux figurent localement des niveaux grossiers microconglomératiques à loupes de schistes noirs.

Localement les grès présentent un faciès à *skolithos* avec des bancs massifs métriques de grès à grain moyen percés par des terriers verticaux annelés de 1 à 1,5 cm de diamètre et de près d'un mètre de long. Ces terriers s'observent de manière ponctuelle. Le plus bel affleurement est situé au pied de l'église de Montautour. Les lithofaciès sont marqués par des bancs décimétriques à litage plan et oblique de type tempête (structures en mamelons), des surfaces à rides de courant et d'oscillation, des chenaux, des bancs à galets argileux, et des films de vannage de minéraux lourds. Ils évoquent un environnement de dépôt caractéristique d'un domaine littoral.

La carrière de Camp-Français met en évidence la présence de failles synsédimentaires de direction NNE-SSW basculées. Ces failles affectent les 2/3 inférieurs de la série gréseuse et viennent s'amortir à la base de la série stratifiée de bancs de grès métriques à intercalations de niveaux silto-argileux. Elles traduisent une activité tectonique extensive lors de la mise en place de l'Ordovicien.

Généralement, les affleurements naturels de Grès armoricain correspondent à des bancs massifs de quartzite blanc d'épaisseur plurimétrique, mal stratifiés, qui émergent en surface du fait de leur résistance face à l'érosion. Ces roches appartiennent à l'ensemble intermédiaire. Au Nord-Ouest de Montreuil-sous-Pérouse (à l'Ouest du lieu-dit la Pelleterie), le Grès armoricain forme une crête constituée de grès moyens à grossiers de couleur claire et comportant un grand nombre de galets mous centimétriques de couleur verte silto-argileux dispersés dans la masse. Il n'a pas été trouvé d'autres affleurements de ce type.

Bien qu'il soit difficile de mesurer la puissance de la série gréseuse, il semble toutefois qu'elle présente de fortes variations. Ces variations semblent être liées à une paléogéographie contrôlée par l'activité de failles synsédimentaires comme celles identifiées dans la carrière de Camp-Français. La variation de la puissance des séries est faible à nulle selon la direction des structures (WNW-ESE), par contre elle est rapide et importante selon la direction NNE-SSW. Sur quelques centaines de mètres la puissance des séries peut varier du simple au double. Sur la bordure nord du synclinorium, l'épaisseur de la Formation est supérieure à 150 mètres. Sur la bordure sud la puissance est variable mais ne dépasse jamais 100 mètres. Au Sud de Marpiré, elle atteint à peine 50 mètres. À partir de Pocé-les-Bois et vers l'Est, une faille chevauchante tronque le flanc sud du synclinorium, et la série briovérienne repose alors directement sur les schistes d'Andouillé puis les grès de Saint-Germain-sur-Ille. Au sein de l'anticlinal de Vitré la série gréseuse s'accroît progressivement en puissance d'Ouest en Est. Elle varie ainsi d'une soixantaine de mètres à plus de 100 m au Nord-Est de Vitré. Le flanc sud-est de cet anticlinal et la terminaison péri-anticlinale sont tronqués par une faille chevauchante masquant la barre gréseuse.

Au plan pétrographique, le Grès armoricain se caractérise avant tout par des quartzites à forte maturité de texture et de composition, renfermant plus de 90 % de quartz en grains bien usés, quelques feldspaths illitisés et grains lithiques. Un comptage réalisé sur les horizons minéralisés de la carrière de Camp-Français révèle : 72 % de quartz, 1 % de feldspaths, 10 % de micas, 3 % de minéraux opaques, 4 % de rutile authigène, 3 % de rutile détritique, 5 % de zircon et 2 % de tourmaline (Noblet, 1984). Cette forte maturité de composition se reflète sur les compositions chimiques des grès de la carrière de Camp-Français (deux analyses ; Dabard, 1983) avec une teneur en SiO_2 comprise entre 97 et plus de 99 %. Les interlits schisteux (quatre analyses) présentent un plus large éventail de concentration en SiO_2 (53 à 74 %) et Al_2O_3 (17 à 28 %), l'oxyde le plus abondant étant ensuite le K_2O (4,8 à près de 8 %).

D'un point de vue cartographique, la Formation du Grès Armoricain se présente généralement sous la forme d'une altérite constituée d'argiles sableuses à cailloutis de quartzites et d'éléments de quartz filonien. Les blocs de quartzite sont généralement de taille centimétrique à métrique.

Faunes et traces fossiles

Comme déjà indiqué, l'ichnofaciès le plus commun, reconnu sur tout le territoire de la carte, est celui à terriers verticaux de type *skolithos*. D'autres traces d'activité animale sont présentes sous forme de *Cruziana* et de *Vexillum* (carrière de Camp-Français, Oehlert, 1912). Les restes de macrofaune demeurent rares. Outre la présence de *Dinobolus brimonti* (lingulacée) signalée dans la carrière de Camp-Français (Oehlert, 1912), seuls quelques débris de Lingules ont été recueillis au sommet de la formation dans des niveaux à galets

phosphatés (Basse-Chaunière au Nord de Chailland). Ce gisement, par sa lithologie et son altitude stratigraphique, rappelle ceux mentionnés régionalement aussi bien à l'Ouest (carte Rennes à 1/50 000 ; Trautmann *et al.*, 2000) qu'à l'Est (carte Sillé-le-Guillaume à 1/50 000 ; Le Gall et Maurizot, 1998). Un lit renfermant des Lingules écrasées (*Dinobolus*) est cité par M. Lacaze (1930) dans les affleurements gréseux du parc du Château de la Sicorie (Nord-Ouest de Saint-Germain-le-Guillaume).

Si les témoins de macrofaune sont rares, des restes de microplancton, conservés dans les interlits argileux, ont permis de dater la Formation du Grès armoricain. Après les premières études des Chitinozoaires et des Acritarches extraits des niveaux schisteux de la carrière de Camp-Français, et confirmant l'âge arénigien de la transgression paléozoïque régionale (Deunff et Chauvel, 1970), les extractions de Chitinozoaires réalisées par F. Paris (1981) sur l'ensemble de la succession lithologique de cette même carrière ont permis d'identifier la biozone 1 à *Eremochitina baculata brevis* dès les premières intercalations argileuses et ce jusqu'au sommet de la formation, permettant de lui attribuer un âge arénigien inférieur. Plus précisément, cette biozone 1 se décompose en trois sous-biozones :

- la sous-biozone 1a (0 à 30 m) renfermant *Eremochitina baculata brevis* morphotype A, *Lagenochitina obeligitis* et *Conochitina* sp. ;
- la sous-biozone 1b (30 à 80 m) à *Eremochitina baculata brevis* morphotype B et *Lagenochitina obeligitis* ;
- la sous-biozone 1c (deux derniers niveaux fossilifères de la carrière) à *Eremochitina baculata brevis* accompagné de *Valatachitina veligera*.

03-5a. Formation d'Andouillé (Llanvirn-Caradoc inférieur) : argilites, siltites noires micacées, localement à oolites ferrugineuses) (100 à 120 m). Les premiers bancs argileux de la Formation d'Andouillé contiennent une association de Chitinozoaires du Llanvirn inférieur (Paris, 1981). Cette formation, désignée sous le nom de « Schistes ardoisiers d'Andouillé à *Calymene tristani* et *Placoparia tournemini* » par G. De Tromelin et P. Lebesconte dès 1877, possède une puissance relativement constante comprise entre 100 et 120 m. De l'ensemble du Paléozoïque, cette formation est celle qui affleure le mieux, notamment le long des vallées. Les plus beaux affleurements sont situés au pied des remparts du château de Vitré ainsi que dans la partie nord de la ville. Il n'existe pas de coupes continues permettant de voir l'intégralité de la formation. Ponctuellement, de petites carrières et des galeries souterraines ont été réalisées afin d'exploiter les schistes pour la fabrication d'ardoises ou de pierres de construction.

La lithologie dominante est constituée d'une alternance d'argilites et de siltites noires à bleutées admettant quelques intercalations de grès fins finement lités. Les contacts avec les formations qui l'encadrent (Grès armoricain et Grès

de Saint-Germain-sur-Ille) sont quasi systématiquement masqués. La transition Grès armoricain – Schistes d'Andouillé se fait par le biais de bancs psammitiques surmontés de siltites micacées noires à débit ardoisier. Celle avec la Formation sus-jacente des Grès de Saint-Germain-sur-Ille est annoncée par le développement de bancs gréseux décimétriques très bioturbés et de bancs à nodules gréseux. La Formation d'Andouillé recèle quelques horizons minéralisés en fer sous la forme de bancs à oolites ferrugineuses.

La composition minéralogique de la fraction fine des schistes, déduite de l'analyse diffractométrique, associe quartz, micas blancs (illite et muscovite), chlorite et feldspath potassique en traces. Le degré de métamorphisme demeure faible, de type anchizonal (Dabard, 1983). Quatre analyses chimiques ont été réalisées sur les argilites du secteur d'Andouillé (Dabard op. cit.) soulignant leur richesse en alumine (22,3 à 25,8 %) et en Fe_2O_3 (4,7 à 9,5 %) pour des teneurs en SiO_2 comprises entre 49 et 57 %.

D'un point de vue cartographique, la Formation d'Andouillé se présente généralement sous la forme d'une argile jaunâtre à brune contenant de rares paillettes de schistes noirs bleutés de dimension millimétrique.

Âge de la formation

L'âge de la Formation d'Andouillé est bien calé grâce aux nombreux gisements fossilifères ayant livré des trilobites et des graptolites, et aux études de la microfaune (Acritarches). Ces gisements sont connus depuis longtemps. Celui de la côte de Bel-Air au Sud d'Andouillé est mentionné par de G. De Tromelin et P. Lebesconte dès 1877. Il sera fouillé en 1882 par D.-P. Oehlert, et en 1883 par L. Bureau qui y découvre des trinuécléidés étudiés par D.-P. Oehlert (1895). Ces derniers signalent les gisements de la Touche et du bois des Monneries riches en trilobites. À ces trois gisements réputés, il faut ajouter celui de Chailland (sortie nord-est ; route du Château de la Forge) découvert par M. Lacaze (1930) et qui selon ce dernier serait aussi riche que celui de Bel-Air avec une riche faune de trilobites, brachiopodes, lamellibranches et cystidés. D'autres gisements plus ponctuels ont livré des graptolites (*Didymograptus*) dans l'ancienne tranchée du tramway à l'Ouest de la Sicorie (Lacaze, 1930).

L'étude des trilobites des trois principaux gisements du secteur d'Andouillé révèle l'existence de trois biozones (biozones 2, 3 et 4) réparties de la partie médiane de la formation à son sommet (Henry, 1980). La première biozone reconnue dans le gisement de Bel-Air (biozone 2) se caractérise par la présence de *Placoparia (Coplacoparia) tournemini* accompagné de *Neseuretus tristani*, *Plaesiacomia oehlerti*, *Eccoptochile* sp., *Phacopidina micheli micheli*, *Crozonaspis struvei* et *Selenopeltis macrophthalmus*. La seconde biozone (biozone 3), identifiée dans le bois des Monneries, contient *Placoparia (Coplacoparia) borni* aux côtés de *P. tournemini*, *Colpocoryphe rouaulti*,

Salterocoryphe salteri, *Eodalmanitina destombesi destombesi*, *Phacopidina micheli micheli*, *Selenopeltis* cf. *gallicus gallicus*, *Plaesiacomia oehlerti*, *Neseuretus tristani*, *Crozonaspis struvei* et *Morgatia hupei*. Enfin, la dernière biozone (biozone 4), rencontrée à la Touche, est celle à *Marrolithus bureaui* associé à *Kerfornella miloni*, *Colpocoryphe rouaulti*, *Neseuretus tristani*, *Prionocheilus mendax*, *Eodalmanitina destombesi destombesi*, *Selenopeltis gallicus irroratus*, *Panderia ? beaumonti* et *Plaesiacomia oehlerti*. Les biozones 2 et 3 caractérisent le Llandeilo, la biozone 4 se situant à la limite Llandeilo-Caradoc. L'attribution au Caradoc inférieur de la partie sommitale de la Formation d'Andouillé est cependant probable compte-tenu de la présence de *Dalmanitina (Dalmanitina) n.sp. aff. acuta* dans le gisement de la Soultière à l'Ouest de Saint-Germain-le-Guillaume.

Hormis les trilobites, ces différents gisements ont livré :

- des brachiopodes (Racheboeuf et Vidal, 2010), avec *Aegiromena mariana*, le seul brachiopode recensé de la famille des Strophoménidées (gisement de la Touche) et des orthidés plus diversifiés (*Apollonorthis bussacensis*, *Heterothina morgatensis*) (la Touche) ; (*H. kerfornei*) (la Touche et les Monneries) ;
- des bivalves, surtout représentés par des cténodontes avec : *Ctenodonta oehlerti*, *C. bussacensis*, *C. ciaie* accompagnés de *Redonia deshayesi*, *Actinodonta naranjoana*, *Coxiconchia britannica* ;
- des gastéropodes : *Bellerophon bilobatus*, *B. lebesconti* et *Pleurotomaria bussacensis* ;
- des échinodermes dont *Tholocystis kolihai* présent dans le bois des Monneries (Henry, 1980) ;
- des ostracodes dont la faune récemment révisée (Vannier) comprend trois associations successives, associées aux gisements de Bel-Air, des Monneries et de la Touche. La faune d'ostracodes du gisement de Bel-Air, rapportée au Llanvirn – Llandeilo, est caractérisée par la présence de *Reuentalina queneaui*, *Quadrijugator marcoi* et *Raimbaulina hammani*. L'affleurement du bois des Monneries peut être caractérisé par la présence de *Marquezina moniquae*, *M. zohrae*, et *Reuentalina ribeiriana*. Les niveaux les plus élevés de la formation (gisement de la Touche), rapportés au Caradoc inférieur, ont livré une faune appauvrie avec *Laterophores varesei*, *Vogdesella ngakoi* et *Aechmina* sp.

L'ensemble de ces informations assigne à la Formation d'Andouillé un âge qui s'échelonne du Llanvirn inférieur au Caradoc inférieur.

05b-6. **Formation de Saint-Germain-sur-Ille (Caradoc - Ashgill) : grès micacés verdâtres à intercalations de siltites noires (150 à 200 m) (Delage, 1875)**. Cette formation définie dans le synclinal du Ménez-Bélaire se compose pour l'essentiel de grès verdâtres à ciment argileux, finement micacés. Les intercalations de siltites vertes sont surtout abondantes au sommet de la formation. Il n'y a pas de coupe complète de cette formation sur la carte de Vitré.

La présence des niveaux argileux interstratifiés ne permet pas la préservation d'affleurements naturels de grande dimension. La plus belle coupe dans cette barre gréseuse est située sur la commune de Vitré au niveau d'une ancienne carrière en rive droite de la Vilaine. Elle expose une trentaine de mètres de la série dans un monoclinal à pente nord.

Sur la majeure partie de la carte, cette formation est associée à la Formation de la Lande-Murée pour constituer le Groupe de La Bouëxière. Les secteurs où sont individualisés les Formations de Saint-Germain-sur-Ille et de la Lande-Murée correspondent aux secteurs situés entre Champeaux et Ladavran et entre Champeaux et Vitré.

Sur le plan lithologique, la formation est à dominante gréseuse. Ces grès fins renferment des grains de quartz peu usés et assez bien calibrés, des feldspaths (plagioclase et orthose), des muscovites et de nombreux minéraux lourds (zircon, rutile, tourmaline, minéraux opaques), contenus dans une matrice à dominante argileuse imprégnée d'oxydes de fer. Les figures sédimentaires sont rares avec quelques surfaces à rides de vagues, des litages obliques et des figures de charge. Les épaisseurs des bancs de grès sont généralement inférieures au mètre.

Sur les plateaux, la plupart du temps la Formation de Saint-Germain-sur-Ille se présente sous la forme d'une altérite silto-sableuse de couleur brun orangé contenant de petits blocs de grès centimétriques. Les blocs de grès résiduels ne dépassent que très rarement 10 cm et présentent une couleur orangée caractéristique.

Âge de la formation

L'âge de la formation ne peut s'apprécier qu'indirectement par l'âge des formations encaissantes, ou par les fossiles contenus régionalement dans la formation. Compte-tenu de l'âge du toit de la Formation d'Andouillé, la Formation de Saint-Germain-sur-Ille débute dans le Caradoc et se perpétue jusqu'à l'Ashgill si l'on tient compte de la découverte de sédiments glaciomarins au sommet de la formation à l'Ouest de La Croixille (Paris, inédit). Dans la localité type de Saint-Germain-sur-Ille, la formation renferme dans sa moitié supérieure une faune de graptolites permettant de lui attribuer un âge ashgillien basal. La moitié inférieure, dépourvue de faune déterminante, est probablement à rapporter au Caradoc (Skevington et Paris, 1975). Sur le territoire de la carte de Rennes, dans la petite structure synclinale de Liffré, les fossiles (trilobites, bivalves et brachiopodes) indiquent également un âge caradocien à ashgillien (Trautmann et Paris., 2000).

ORDOVICIEN-SILURIEN INDIFFÉRENCIÉS

o5b-s3a. Groupe de La Bouëxière: Formations de la Lande-Murée et de Saint-Germain-sur-Ille indifférenciées (Caradoc - Ludlow ?) : grès micacés verdâtres à intercalations de siltites, surmontés de grès quartzitiques gris-sombre (200 à 300 m). Comme sur les feuilles voisines (cartes 1/50 000 Rennes et Fougères), les conditions d'affleurements ne permettent pas de bien distinguer les grès de l'Ordovicien supérieur (Formation de Saint-Germain-sur-Ille) des quartzites et ampélites du Silurien (Formation de la Lande-Murée). Pour faire face à ces difficultés cartographiques, ces deux formations ont été la plus part du temps réunies au sein d'un grand ensemble cartographique : le Groupe de La Bouëxière noté o5b-s3a. Pour la description des terrains constituant ce groupe, nous renvoyons à celles fournies pour ces deux formations de Saint-Germain-sur-Ille (Ordovicien) et de la Lande-Murée (Silurien). Les secteurs où les deux formations sont différenciables aisément sont situés au centre de la feuille, à l'Ouest de Montreuil-sous-Pérouse et dans la région de Princé.

SILURIEN

La limite entre les terrains Ordovicien et Silurien n'a pas été observée sur le terrain, du fait des conditions d'affleurement. Toutefois, les conclusions de Babin *et al.* (1988) semblent indiquer que cette limite n'est pas présente et qu'une lacune sédimentaire empêche de la situer avec précision.

Les terrains siluriens (*sensu lato*) de la carte Vitré se caractérisent par la superposition de deux unités lithologiques bien tranchées : la Formation de la Lande-Murée de nature essentiellement quartzitique, et la Formation du Val globalement silteuse avec quelques passées quartzitiques. Le passage entre les deux formations est souligné par le dépôt d'un faisceau d'ampélites qui se parallélise avec le membre supérieur de la formation de la Lande-Murée définie dans le synclinal du Ménez-Bélaïr (Paris, 1977). Mais, étant donné les conditions d'affleurement, ces ampélites ne sont que très rarement identifiées ce qui explique que la limite entre les deux formations siluriennes soit souvent placée de manière arbitraire au niveau de la zone de transition lithologique. Le plus souvent, cette transition est marquée sur le terrain par une zone en dépression, les ampélites présentant un caractère plus facilement érodable que les roches qui les encadrent. L'ensemble de la série silurienne, d'une puissance estimée à plusieurs centaines de mètres (entre 300 à 500 m), est limité vers le haut par les premiers termes gréseux rapportés au Dévonien inférieur de la Formation de Gahard.

s1-3a. Formation de la Lande-Murée (Llandoverly - Ludlow ?) : grès-quartzites blancs ou gris-sombre pyriteux et ampélites au sommet (0 à 150 m). Lorsqu'elle est comparée à la Formation du Grès « Culminant »

(carte de Laval à 1/80 000 et coupures à 1/50 000 situées en bordure du Bassin parisien : Sillé-le-Guillaume ; Villaines-la-Juhel), la formation de la Lande-Murée est réduite à son seul membre gréseux basal. En revanche, dans le synclinorium du Ménez-Bélaire où elle a été définie (Paris, 1977), cette formation se compose de trois membres :

- un membre inférieur épais de 10 à 20 m, à dominante gréseuse ;
- un membre moyen, réduit à quelques mètres d'ampélites feuilletées ;
- un membre supérieur (40 m environ) à nette dominante ampélique.

Dans le synclinorium de Laval, la formation de la Lande-Murée comprend un membre principal inférieur, uniquement arénacé, et un membre supérieur, rarement exposé, de nature ampélique. Le contraste rhéologique des deux membres permet à cette formation de s'individualiser aisément dans le paysage par la composition d'une crête topographique bordée d'une dépression bien marquée lorsque l'érosion a dégagé le profil d'altération des plateaux et que les séries sont redressées. Dès lors que l'érosion n'a pas été suffisante ou que les pendages des couches sont faibles, il n'y a plus possibilité de l'identifier cartographiquement. Le membre gréseux est alors rattaché à la Formation gréseuse de Saint-Germain-sur-Ille et le membre supérieur à la base de la Formation du Val. Sur la majeure partie de la carte, cette formation est associée à la Formation de Saint-Germain-sur-Ille pour constituer le Groupe de La Bouëxière. Le seul secteur où est individualisée cette formation est situé entre Champeaux et Ladavran. Là, les couches y sont fortement redressées à subverticales permettant de bien individualiser ce niveau. L'absence des zones les plus anciennes de graptolites du Llandovery impliquerait l'existence de lacunes du Llandovery inférieur et de la base du Llandovery supérieur (Paris *et al.*, 1980).

Le faciès ampélique coiffant les termes gréseux et rangé dans le membre supérieur de la formation n'a jamais pu être observé sur la carte de Vitré. Toutefois en de nombreux endroits la morphologie des paysages suggère leur présence. Les analyses diffractométriques et géochimiques réalisées sur les ampélites révèlent la présence de pyrophyllite, compatible avec leur teneur élevée en alumine (% $Al_2O_3 > 30\%$) (Dabard, 1983). Les ampélites peuvent contenir une faune très abondante. L'affleurement connu le plus proche se situe au Nord-Est dans le secteur de La Croixille entre la Petite-Pervençère et les Haies-Morin. Les ampélites qui affleurent à l'Est de cette dernière ferme dans un petit vallon contiennent des graptolites mal conservés confirmant les indications en notice de la carte à 1/80 000 de Laval (1^{ère} édition) où sont signalés, entre Princé et La Croixille, « des schistes à graptolites avec *Monograptus colonus*, *M. Nilssoni* et *Cardiola interrupta*, équivalent du Ludlow ». Enfin, des argiles noires ont été extraites d'un forage de recherche d'eau (au Nord de la Boulonnaire) au SW d'Andouillé et affleurent dans les talus de la D104 entre Saint-Germain-le-Fouilloux et Andouillé au niveau de la petite

route d'accès à la Buhardière (feuille de Laval). Ces argiles, finement laminées, noires à grisâtres selon leur degré d'altération, ont livré de nombreux fossiles (Perrier, 2007) dont des graptolites (*Cyrtograptus ludensis*, *Monograptus haupti*, *Pristiograptus dubius*), des ostracodes dominants avec *Bolbozoe anomala*, *B. acuta*, *B. parvafraga*, *B. rugosa*, et trois espèces de cypridinidés (*Silurocypridina opisthoreticulata*, *S. variostrata* et *S. ssp.*). Sont aussi présents : des bivalves (*Praecardium* ou *Dualina*, *Actinopteria*), des brachiopodes, des céphalopodes orthocônes, des crinoïdes et des phyllocarides (*Ceratiocaris*).

Le faciès gréseux affleure de manière discontinue, ce qui ne permet pas d'avoir une coupe complète de la série. Il s'observe cependant aisément dans les anciennes carrières de La Croixille, situées à l'Ouest de Princé. Les séries gréseuses sans interlits argileux y présentent notamment des failles normales synsédimentaires. Ce membre est constitué de grès-quartzites blancs à gris-sombre, finement feldspathiques, se disposant en bancs décimétriques à litage plan parallèle ou à litage oblique en mamelon. Ceci traduit des conditions de sédimentation instantanées sous l'effet de tempêtes. Des figures d'échappement d'eau accompagnent ces structures sous forme de bancs gréseux métriques à lamines contournées. De telles déformations sont encore caractéristiques d'une sédimentation rapide.

Les bancs de grès sont localement envahis de pyrite, sous forme de petites taches oxydées rouille, ou en nodules souvent dissous à l'affleurement. Les grains de quartz, bien classés, d'un diamètre moyen de 150 µm, montrent un nourrissage secondaire net grâce à la pigmentation ferrugineuse cernant les grains. Ils sont accompagnés de quelques feldspaths (microcline surtout), de muscovite et de minéraux lourds (zircon, rutile, tourmaline).

En surface, cette formation se présente sous la forme d'une argile sableuse à blocs de quartzite noir, finement laminés de dimension centimétrique.

Âge de la formation

En l'absence de faune, l'attribution au Llandovery des premiers faciès gréseux de la Formation de la Lande-Murée est déduite de l'âge de la partie supérieure de la formation sous-jacente, à savoir ashgillien. Cette attribution au Silurien inférieur est cohérente avec les renseignements fournis par les graptolites contenus dans les ampélites du membre inférieur gréseux de la formation dans la localité type (Paris, 1977). Quant aux ampélites sommitales, leur âge pourrait atteindre le Ludlow si l'on en juge par les graptolites et ostracodes du gisement de la Buhardière (Perrier, op. cit.) ou les graptolites contenus dans le membre supérieur du synclinorium du Ménez-Bélair (Paris, op. cit.). Le développement généralisé de la pyrophyllite dans les ampélites à partir du Silurien terminal (Ludlow-Pridoli), développement lié à des facteurs d'ordre

climatique (Régnault et Sagon, 1988 ; Le Gall, 1993), est également compatible avec cette attribution.

S3b-4. Formation du Val (Ludlow - Pridoli) : siltites et quartzites sombres micacés (supérieure à 100 m à plusieurs centaines de mètres). L'entrée dans la Formation du Val se marque par le dépôt d'une puissante série à dominante silteuse finement stratifiée, riche en micas détritiques (« micas flottés »), dans laquelle s'intercalent des bancs décimétriques de quartzites à grain fin, gris sombre et finement laminés. La transition avec la formation sus-jacente de Gahard se traduit par le développement de grès en bancs plus épais (pluri-décimétriques), à grains plus grossiers, fréquemment bioturbés et fossilifères (orthocères). Sur la carte de Laval à 1/80 000, entre les formations arénacées du Grès culminant (S4) et de Gahard (d1b = grès à *Orthis* ou *Dalmanella monnieri*), deux formations sont reconnues : les schistes et quartzites à ampélites du Silurien supérieur (Wenlock - Ludlow) et les schistes et quartzites de la base du Dévonien (Gédinnien). Mais de l'aveu même de D.-P. Oehlert (1905), mis à part les niveaux ampélitiques (appartenant à la Formation de la Lande-Murée), la limite entre les deux formations reste purement fictive et n'a d'autre but que « d'indiquer la séparation probable entre le Silurien et le Dévonien ». De ce fait, sur l'ensemble du département d'Ille-et-Vilaine, étaient réunis sous la notation (d1a-S4), les schistes et quartzites de la base du Dévonien avec ceux du sommet du Silurien. Actuellement, la Formation du Val est uniquement d'âge Silurien.

La puissance de la Formation du Val est extrêmement difficile à estimer en raison des nombreux replis qui l'affectent. Elle est certainement de l'ordre de plusieurs centaines de mètres. Elle couvre de vastes territoires mollement vallonnés compris entre les reliefs gréseux de la Formation de la Lande-Murée (groupe de La Bouëxière) et ceux de la Formation de Gahard. Elle constitue l'essentiel des affleurements des cœurs des synclinaux de La Bouëxière, d'Erbrée, et de Montautour.

Cette formation est sans aucun doute celle qui affleure le mieux sur l'ensemble de la carte. Que ce soit dans les champs ou le long de talus naturels ou artificiels, il n'est pas difficile de voir apparaître les siltites et petits bancs de grès caractéristiques. Elle affleure notamment particulièrement bien le long des routes N-S au niveau du synclinal de La Bouëxière (lieux dits : la Barbotais, la Caduais, la Havardière) ainsi qu'au Nord d'Erbrée (lieux-dits : le Chalongue et l'Olonnière).

L'étude pétrographique des siltites de la formation (Dabard, 1983) révèle une abondante matrice phylliteuse dans laquelle se dispersent des grains de quartz, d'illite-muscovite, de muscovite et plus rarement de chlorite. La matière organique est présente de même que quelques minéraux accessoires (tourmaline et zircon). Les analyses diffractométriques mettent en évidence la présence de

feldspath potassique et de pyrophyllite. L'occurrence de ce minéral argileux va de pair avec la concentration élevée en alumine des siltites (% $Al_2O_3 = 31\%$).

Les bancs gréseux, généralement inférieurs à 10 cm, présentent de fines laminations planes parallèles ou obliques et portent parfois des rides de courant et des flutes casts. Ces structures indiquent la polarité des séries et permettent de mettre en évidence de nombreuses structures plissées de second et troisième ordre. L'épaisseur anormale, demi-métrique à métrique, de certains bancs s'explique par le fait que ceux-ci sont affectés de glissements en masse de type « slump ». L'ensemble de ces structures sédimentaires plaide pour un environnement marin plus profond que celui dans lequel s'est déposé le membre gréseux de la Formation de la Lande-Murée.

Au plan pétrographique, les niveaux arénacés correspondent à des grès ou des grès-quartzites à matrice résiduelle sombre chloriteuse. Les grains de quartz, peu usés, bien classés (diamètre moyen compris entre 80 et 100 μm), sont accompagnés de quelques muscovites et chlorites. Localement, la muscovite se concentre dans certains lits à cachet psammitique.

D'un point de vue cartographique, la Formation du Val est sur les plateaux altérés, et se présente généralement sous la forme d'une argile jaunâtre pâle peu collante contenant un grand nombre de petites plaquettes de siltites et de grès finement laminés inférieures à quelques centimètres de couleur rouille, marron et jaune, ainsi que de petits blocs centimétriques de grès sombres gris.

Âge de la formation

Dans ce puissant ensemble à dominante silteuse, les gisements fossilifères sont rares. La macrofaune recueillie dans la localité type du synclinorium du Ménez-Bélaire se résume à quelques bivalves, ostracodes, orthocônes et graptolites (Paris, 1977). Les Chitinozoaires suggèrent un âge pridolien, soit Silurien terminal, pour la formation (Paris, 1981). Sur le territoire de la carte, les seuls fossiles présents sont des orthocères rencontrés au sommet de la formation à la transition avec celle de Gahard (nouveau lotissement du cimetière de Saint-Germain-le-Fouilloux).

DÉVONIEN

Les formations dévoniennes présentes au cœur du synclinorium paléozoïque et distinguées sur cette carte sont au nombre de deux. À la base, la Formation de Gahard, puissante série de grès souvent fossilifères. Elle est surmontée par la Formation de Saint-Cénére (*s.l.*) qui correspond à un ensemble argilo-carbonaté dont le sommet est absent sur la carte de Vitre car érodé. La limite supérieure des formations dévoniennes est une limite d'érosion située au sommet de l'Emsien. Aucun dépôt rapporté au Dévonien moyen ou supérieur n'a pu être caractérisé

dans le synclinorium de Laval sans que l'on sache faire la part respective entre l'importance d'une lacune sédimentaire et/ou le rôle de l'érosion précédant la sédimentation carbonifère. Quelle qu'en soit la réponse, cette absence du Dévonien moyen et supérieur est à mettre sur le compte des déformations majeures qui ont affecté la région à cette période (événements bretons de l'histoire varisque). La puissance totale des dépôts dévoniens sur le flanc nord du synclinorium de Laval avoisine les 500 m et correspond principalement à la Formation de Gahard.

d1a. Formation de Gahard (Lochkovien inférieur) : grès quartzitiques noirs à gris pouvant contenir de petits feldspaths altérés. Altération en grès jaunâtres en gros bancs. Fréquente ferruginisation ; altération en sables ferruginisés ou en argile (200-350 m). Définie comme les formations précédentes dans le synclinorium du Ménez-Bélaire, cette formation à nette dominante gréseuse joue un rôle morphologique régional en raison de sa puissance estimée à 200-350 mètres. Elle est présente au cœur de la structure synclinale régionale entre Ladavran, Livré-sur-Changeon et le Bois de Beaufeu, ainsi qu'au Nord-Est d'Erbrée. Elle est généralement éloignée des vallées et affleure à la faveur de petites carrières qui ne permettent pas d'avoir une idée précise sur la nature et la puissance précise de la formation.

Au plan lithologique, la formation est essentiellement gréseuse et variée en termes de granulométrie, de couleur et de cimentation. Elle est toujours caractérisée par le développement de bancs de grès épais (pluri-décimétriques à demi-métriques), souvent bioturbés et fossilifères (brachiopodes parfois abondants). Ces bancs, de teinte grise sombre, grise et jaunâtre, se composent pour ceux à grain grossier (diamètre moyen de 400 μm) uniquement de grains de quartz, mal calibrés et peu usés montrant un début de silicification secondaire. Les grès à grain plus fin (diamètre moyen d'environ 200 μm) contiennent, aux côtés des grains de quartz ici mieux calibrés mais toujours peu usés, de la muscovite et des minéraux lourds ubiquistes (zircon, rutile, tourmaline) qui peuvent être concentrés dans des films de vannage. Les feldspaths, à l'exception de quelques bancs où quelques petits grains de feldspath altéré sont observables, sont majoritairement absents, ceci quelle que soit la granulométrie des grès. La matrice y est très discrète, argileuse, et imprégnée d'oxydes de fer. Certains bancs de grès quartzitiques présentent des petits granules blancs millimétriques correspondant à des feldspaths altérés. Les bancs gréseux alternent avec des strates silteuses qui se raréfient vers le sommet de la formation.

D'un point de vue cartographique, cette formation se présente le plus souvent sous la forme d'un sablon fin argileux jaunâtre à rares blocs de grès. Lorsque des blocs gréseux sont présents ceux-ci sont centimétriques et sont fortement altérés. À la cassure, ils présentent une couleur claire, blanche à légèrement grisâtre pouvant présenter de nombreux petits points micrométriques blanchâtres

(kaolinite ?). Sur les plateaux, les phénomènes d'altération d'âge tertiaire ont pu s'exercer intensément entraînant une désilicification partielle ou totale des barres gréseuses et la naissance d'horizons sableux, phénomènes suivis par des processus de latéritisation avec le développement de cuirasses ferrugineuses. Le lessivage de ces cuirasses explique l'origine, en contrebas des reliefs gréseux, de zones de concentrations de fer exploitées au cours du XIX^e siècle (cf. chapitre ressources minérales).

Âge de cette formation

Les gisements fossilifères sont nombreux dans la formation. Ils correspondent le plus souvent à des horizons d'accumulation de coquilles et spécifiquement de brachiopodes dont le genre *Plathyorthis monnieri* qui a donné son nom à la formation sur l'ancienne carte à 1/80 000 de Laval (grès à *Orthis* = *Dalmanella monnieri*). Certains gisements ont fait l'objet d'une étude paléontologique détaillée de la part de A. Renaud (1942) tels que celui dit du Moulin de Foullera y à 2 km à l'Ouest de Saint-Jean-sur-Mayenne contenant une riche faune de brachiopodes et lamellibranches avec : *Dalmanella monnieri*, *Stropheodonta (Leptostrophia) explanata*, *Stropheodonta* sp., *Hipparionyx hiponyx*, *Schellwienella thebaulti*, *Camarotoechia daleidensis*, *Trigeria guerangeri*. Un autre gisement dit de « la Grotte de Jean Chouan » situé en forêt de Concise, au Sud-Sud-Ouest de Saint-Berthevin, a livré : *Dalmanella monnieri*, *Proschizophoria maillieuxi*, *Isorthis miloni*, *Rhipidomella hamoni*, *Schellwienella septirecta*, *Camarotoechia thebaulti*, C. cf. *daleidensis*, *Uncinulus* sp. cf. *modicus*, *Crytonella* sp., *Spirifer hystericus*, *S. excavatus*, *Acaste rouaulti*, *Homanolotus* sp. cf. *rhenanus*, *H.* sp. Cette macrofaune permettait d'assigner un âge dévonien inférieur (« Taunusien ») à la formation. Les études récentes conduites sur les Chitinozoaires (Paris, 1981) placent la base de la Formation de Gahard (coupe de Saint-Pierre-sur-Erve ; carte Meslay-du-Maine à 1/50 000 ; Manigault *et al.*, 1987) dans le Lochkovien inférieur (biozone à *Ancyrochitina fragilis*). Le sommet (biozone à *Ancyrochitina tomentosa* et *Cingulochitina plusquellecti*) serait du même âge compte-tenu de l'attribution au Lochkovien supérieur de la base de la formation de Saint-Cénére.

d1b-3b. **Formation du Bois-Roux ou de Saint-Cénére s.l. (Lochkovien supérieur – Emsien supérieur) : calcaires bioclastiques, calcaires argileux, siltites, grès calcareux (supérieur à 200 m)**. Sur la 1^{ère} édition de la carte de Laval à 1/80 000 (Oehlert *et al.*, 1905), les roches présentes au toit des grès de Gahard ont été définies comme correspondant aux « Schistes et calcaires à *Athyris undata* » (d2a : Siegenien). Cette terminologie a été reprise lors de la réalisation de la seconde édition du 1/80 000 par Berthois *et al.* (1960).

Le terme de « Formation de Bois-Roux » a été retenu pour la proximité des dépôts par rapport à ceux décrits sur la carte de Combourg. Même si « les schistes et calcaires du Bois-Roux » des auteurs historiques ne représentent que

la partie intermédiaire de la formation, la rareté des affleurements conduit à regrouper l'ensemble des roches situées au toit des grès de Gahard au sein d'une seule unité et de constituer la Formation de Bois-Roux.

À l'Ouest de Livré-sur-Changeon, dans un couloir étroit d'à peine 1 km de largeur et sur 5 km dans la direction WNW-ESE, les grès de la Formation de Gahard sont surmontés d'une série silto-argileuse et carbonatée qui affleure de manière discontinue. Les principaux affleurements montrent que la série débute par des siltites surmontées de niveaux carbonatés lités. Cette série constitue le sommet de la pile sédimentaire qui a débuté avec la mise en place des Grès armoricains.

Il n'existe aucune coupe ou affleurement précis permettant de cerner la limite entre cet ensemble et la Formation de Gahard. La rareté des affleurements implique un tracé très approximatif des contours de cette Formation et le regroupement de lithologies contrastées. Ainsi on y trouve essentiellement des silstones et des calcaires. Les principaux affleurements permettant de mettre en évidence l'existence de cette formation sont : l'ancienne carrière de La Motte-Saint-Gervais (grès calcaireux, calcaires et schistes argileux à paillettes), l'affleurement de la Ménetière (siltites) et l'affleurement de Vilpie (calcaire et marnes silteuses). En dehors de ces points d'observation, elle affleure essentiellement sous la forme de cailloutis ou de manière extrêmement ponctuelle.

La Formation du Bois-Roux est constituée de trois membres. L'affleurement de la Ménetière appartient au membre inférieur du Bois-Roux, constitué de siltites noires à brunes dont les plans de stratification sont difficiles à observer. Les affleurements carbonatés appartiennent au membre intermédiaire, voire à la base du membre supérieur pour la carrière de la Motte-Saint-Gervais.

À l'affleurement, le secteur où est présente cette formation se caractérise par une large cuvette à pente douce dont les bords sont formés par les grès de la Formation de Gahard. Les roches affleurent uniquement à la faveur de carrières ou de fossés où les roches apparaissent généralement altérées et fauchées.

Dans la carrière de la Motte-Saint-Gervais, les séries carbonatées, gréseuses et silteuses décrivent un synclinal à fond plat déjeté vers le Nord.

Le sommet de la formation n'est pas présent sur la feuille de Vitré.

Âge de cette formation

Il n'y a pas de données paléontologiques concernant la base de la formation. Il n'est donc pas possible de lui fixer un âge précis. Au sein des lentilles calcaires du membre intermédiaire, la faune est très riche. Polypiers, lamellibranches, gastéropodes, etc. y sont bien plus nombreux que dans les autres faciès

lithologiques de cette formation. Les lentilles de Vilpic et de la Motte-Saint-Gervais ont fourni de nombreux fossiles répertoriés par F. Kerfome (1921). Les membres inférieur et moyen ont été identifiés sur le terrain. Ils renferment une faune caractéristique du Lochkovien et du Praguien. Seul le membre supérieur atteint l'Emsien, mais il n'est cependant pas sûr qu'il soit présent sur la carte de Vitré.

Latéralement, vers l'Est, les séries d'âge équivalent appartiennent à la Formation de Saint-Cénére qui affleure de manière bien plus importante.

L'abondance faunistique de ces formations a donné lieu à un grand nombre d'études paléontologiques depuis presque 150 ans. Ainsi, les travaux de D.-P. Oehlert (1877, 1878, 1883, 1884, 1885, 1887a et b, 1888) mentionnant plus de 120 espèces (brachiopodes, gastropodes, trilobites, lamellibranches, bryozoaires, vers) dont les déterminations sont aujourd'hui obsolètes. Cet important travail a été complété par celui d'A. Renaud consacré aux brachiopodes (1942). Les travaux paléontologiques récents ont porté sur l'étude des brachiopodes (Racheboeuf, 1976, 1981, 1991 ; Copper et Racheboeuf, 1985 ; Boucot et Racheboeuf, 1987 ; Gourvenec, 1989), des trilobites (Morzadec, 1971), des crinoïdes (Le Menn, 1985), des chitinozoaires (Paris, 1981). Ils révèlent que la Formation de Saint-Cénére, définie à Saint-Cénére le long de la rivière la Jouanne (Lardeux *et al.*, 1976), débute dans le Lochkovien supérieur et se poursuit dans le Praguien. La limite Lochkovien-Praguien a été précisément calée dans la coupe de l'Asnerie près de Saint-Germain-le-Fouilloux (Morzadec *et al.*, 1991).

CARBONIFÈRE

Les terrains carbonifères rencontrés sur la carte de Vitré n'ont jamais été décrits. Ils correspondent à l'extrémité occidentale du bassin de Saint-Pierre-la-Cour. Seule la base de la série carbonifère est présente.

Il n'y a pas d'affleurements rocheux sur la carte, seuls des cailloutis très nombreux permettent d'identifier les formations présentes. Le secteur où le Carbonifère est identifié se situe au N-W d'Erbrée sur une étendue d'environ 1 km². Cette étendue correspond à la terminaison occidentale du bassin carbonifère de Saint-Pierre-la-Cour. Sur les différentes éditions de la carte à 1/80 000, cette terminaison se situait plus à l'Est au niveau du lieu-dit la Rougetière à moins d'un kilomètre de la limite actuelle entre les cartes de Laval et de Vitré. Ainsi, la réalisation de la cartographie au 1/50 000 a permis d'établir que l'extension des terrains du Carbonifère était plus importante que celle connue.

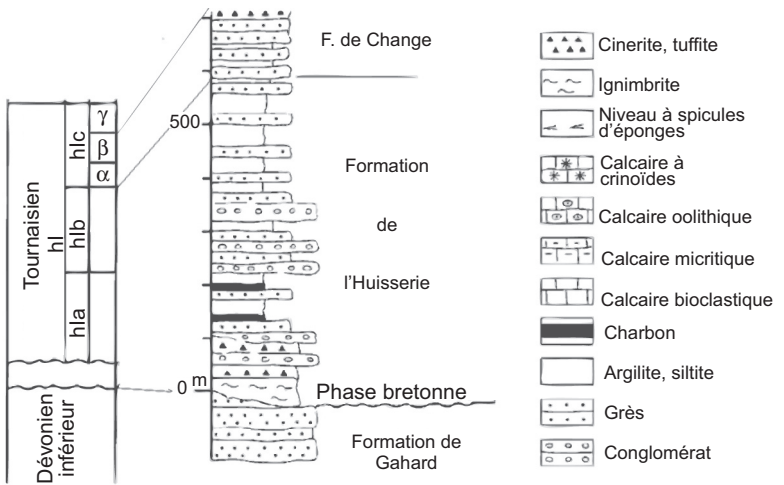


Fig. 7 - Base de la série carbonifère de la carte de Laval (d'après Pelhâte, 1979 ; in Morzadec et al., 1979, modifié et complété)

Du fait de la faible qualité des affleurements et de la petite surface qu'elles occupent, les roches rencontrées ont été rassemblées sous un seul caisson.

Une des caractéristiques majeures qui permet de reconnaître la présence des terrains carbonifères est que les roches qui les composent sont généralement très sombres et se démarquent de celles du substratum.

h1. Formations sédimentaires de L'Huisserie et de Changé (Tournaisien) : microconglomérats, grès et siltites à passées houillères, grès et siltites fossilifères à ciment carbonaté (supérieur à 200 m). Il n'a pas été possible d'individualiser les deux formations qui du fait de leur faible étendue ont été rassemblées sous un caisson unique (fig. 7).

La Formation de L'Huisserie constitue la partie inférieure de la série et est située ici dans la partie sud de la zone d'affleurement. La Formation de Changé constitue la partie supérieure de la série, elle se localise uniquement dans la partie nord de la zone d'affleurement. On la retrouve ainsi de manière sub-affleurante dans la pente au Nord de la vallée qui accueille la voie ferrée.

Les séries décrivent un demi synclinal dont le flanc nord est tronqué par une faille mettant en contact les siltites carbonatées de Changé avec les formations de l'Ordovicien.

Formation de L'Huisserie :

Définie par J. Plaine (1976) à partir d'une coupe exposée dans la vallée de la Mayenne au Sud de Laval (carte Cossé-le-Vivien à 1/50 000, Vernhet *et al.*, 2009), la Formation de L'Huisserie est épaisse de plusieurs centaines de mètres. Elle correspond au Culm inférieur des cartes anciennes. Elle présente des variations latérales de faciès du fait de la nature des dépôts qui la compose. Dans le secteur de Vitré, la puissance de la série doit être plus faible qu'au niveau du stratotype. L'aspect relativement distal des dépôts est marqué par l'absence de niveaux conglomératiques et volcaniques acides épais au sein des cailloutis. Seuls sont présents les sédiments détritiques gréseux, des grès psammitiques et des silts ainsi que des cailloutis de pyroclastites plus ou moins remaniés. Il n'a pas été identifié de blocs contenant des traces de flore, toutefois la couleur grise sombre parfois présente permet de supposer que ces niveaux sont susceptibles d'en contenir.

Ces sédiments reposent ici en discordance sur les formations dévoniennes. Cette discordance n'est pas identifiable ici, seul la réalisation de la carte géologique du secteur de Saint-Pierre-la-Cour permet de le démontrer.

Âge de la formation de L'Huisserie

Sur le territoire de la carte de Laval, les termes inférieurs de la Formation de L'Huisserie sont très mal datés. Des associations de spores sont signalées et rapportées au Tournaisien inférieur et moyen (?) (d'après Paris, *in* Houlgatte *et al.*, 1988). En revanche, sur la bordure méridionale du synclinorium de Laval, les données palynologiques permettent d'avancer un âge carbonifère inférieur (Tournaisien inférieur) pour les premiers dépôts de la Formation de L'Huisserie (Houlgatte *et al.*, 1988). À Saint-Pierre-le-Potier, au Sud de Laval (carte Cossé-le-Vivien, Vernhet *et al.*, 2009), les assemblages de spores fixent un âge tournaisien moyen à supérieur pour les assises sommitales (Lejal-Nicol *et al.*, 1982). De plus, la faune à Productidés, découverte par Y. Milon (1923) dans la seule intercalation marine au sein de schistes à plantes (Bois-Gamats au Sud de Laval), est attribuée au Tournaisien moyen (Pelhâte, 1967).

Ces âges sont compatibles avec la nouvelle datation radiométrique des volcanites acides (ignimbrites) épanchées à la base de la formation, âge fixé à 376 ± 3 Ma, soit Dévonien supérieur (méthode U-Pb sur zircon ; Cocherie, 2011, *in* carte Laval, Le Gall *et al.*, 2011).

L'ensemble de ces données indique donc un âge tournaisien (h₁) pour une bonne partie, si ce n'est la totalité de la Formation de L'Huisserie (Ménillet *et al.*, 1988).

Formation de Changé

Les cailloutis brun-verdâtre rencontrés indiquent la présence de faciès terrigènes nettement plus fins, grésopélitiques, souvent fossilifères (entroques). Ces faciès représentent le terme ultime, franchement marin du « Culm inférieur », avec le développement de carbonates, imprégnant la matrice sédimentaire, et souvent dissous à l'affleurement. Ce sont à l'origine les faciès fins brunâtres qui ont été désignés sous le nom de « Grauwackes à Paléchinides » par D.-P. Oehlert (1898), puis regroupés dans la Formation de Changé par J. Plaine (1976) en s'appuyant sur la coupe du chemin de la Châtaigneraie levée par A. Pelhâte (1971), en contrebas du jardin public de Changé.

Âge de la Formation

À l'Ouest de Changé, sur la route de l'ancienne carrière Saint-Roch, A. Pelhâte (*op. cit.*) signalait la présence à la base de la formation d'un niveau de calcaire crinoïdique interstratifié dans un ensemble de pélites brunes. Aux côtés des fragments de crinoïdes et de bryozoaires, ce niveau contenait quelques foraminifères (*Plectogyra*, *Eotuberitina reitlingeræ*) et des *Archæosphaera* permettant d'attribuer un âge tournaisien supérieur à la base de la Formation de Changé.

ROCHES FILONIENNES OU EN PETITS CORPS

Les roches filoniennes et magmatiques présentes sur cette zone de Vitré sont essentiellement représentées par des filons de quartz, des champs filoniens de dolérite ou de microtonalites, et des filons de volcanites acides.

Q. Quartz en filons ou en blocs épars (majoritairement cadomien à varisque). Les filons de quartz sont très abondants dans le Briovérien. Généralement à l'état de « pierres volantes », il est souvent possible de les suivre en extension. Ils ont été parfois notés en indices ponctuels lorsque les fragments visibles en surface étaient trop dispersés. Ils sont constitués de quartz blanc laiteux massif rarement minéralisé. On note cependant des petits filonnets de quartz hydrothermalisés à épidote-calcite-magnétite dans la carrière des Lacs sur la commune de Cornillé. Ces filons quartzeux sont anté-tectoniques.

Les filons ont en moyenne une direction N110° à N120°E, parallèle à la schistosité visible dans le Briovérien du Domaine centre-armoricain. Par contre, au Nord dans la partie mancellienne, les filons ont en moyenne une direction subméridienne N10°E.

Les zones mylonitisées liées au Cisaillement nord-armoricain (CNA) sont parfois jalonnées par des structures quartzieuses à texture bréchique ou blastomylonitique, comme le filon des Miaules-en-Balazé, de direction N110°E. Celui des Écoubrillons à Châtillon-en-Vendelais correspond à la terminaison de la brèche silicifiée du Saut-Roland de direction N40°E (feuille de Fougères).

À l'Est de Châtillon-en-Vendelais, un filon de quartz à l'état de cailloutis est présent sur plus de 2 km de longueur. Il est associé à une faille chevauchante de direction N20°E d'âge varisque.

αβ. Dolérite, microgabbro. Un cortège filonien basique intrude le Briovérien entre Châteaubourg et Torcé. Les différentes roches basiques identifiées sur cette zone ont été regroupées sous la notation (αβ). Le plus souvent, les filons se repèrent en surface par des boules cristallines sombres plus ou moins alignées (altération caractéristique en pelures d'oignon). Quelques points permettent de les observer en place. Leur puissance est généralement métrique, rarement plus, et leur extension ne dépasse jamais 500 m de long. Ils intrudent les sédiments briovériens et sont clairement anté-schisteux (anté-déformation varisque). On peut observer ces relations dans un chemin creux à la Largère (commune d'Étrelles) et au Bas-Montigné sur Torcé. En ce dernier point, on observe une roche grenue à microgrenue très altérée et schistosée. Elle se compose de plagioclases (labrador) en reliques locales de nombreux et grands cristaux mâclés en voie de saussuritisation. Des cristaux de hornblende très brune (titanifère) sont présents, déformés, avec des bordures en amphibole verte ou en actinote fibreuse presque incolore. On note des prismes en reliques altérées de

clinopyroxènes. Les minéraux opaques correspondent à des cristaux déformés et altérés de titano-magnétite. Enfin, des hydroxydes de fer diffusent dans les plans de schistosité et de fracture. Les minéraux ferromagnésiens sont altérés en phyllites brunâtres claires (« chloro-biotite »).

Les filons sont globalement orientés suivant un système conjugué indiquant un mouvement compressif orienté E-W et un mouvement d'allongement orienté N-S.

ρ. **Volcanites acides (rhyolites, tufs, ignimbrites, pyromérides)**. Dans le prolongement de l'extrémité occidentale du massif leucogranitique du Pertre, situé au Sud-Ouest et daté à 343 ± 3 Ma (limite Tournaisien-Viséen ; Vernhet *et al.*, 2009), des intrusions tardives de volcanites acides recourent le Briovérien dans les environs de l'étang de Beuvron, au Nord d'Argentré-du-Plessis. Tous les indices ne sont observables qu'en « pierres volantes ». Seule la carrière de la Poulinière sur Argentré montre encore quelques affleurements en place. Elle a été décrite sur la feuille de La Guerche-de-Bretagne (Trautmann *et al.*, 1997).

La rhyolite de la Poulinière a une composition typiquement rhyolitique à caractère sodi-potassique et à affinité alcaline. Les descriptions de cette roche attestent d'épandages aériens en coulées. Le même type de dispositif s'observe au terrain de golf du Grand-Roland sur Étrelles. La roche, initialement vitreuse, est totalement aphyrique à taches de dévitrification. Des lithophysés et des microplis marquent un sens d'écoulement. Du quartz et du feldspath composent la mésostase qui est parsemée de fines plages de séricite et d'hydroxydes de fer.

À la Poulinière, des faciès ignimbritiques semblables à ceux décrits sur Entrammes (Sud de Laval) dans la Formation de L'Huisserie (Plaine, 1976 ; Vernhet *et al.*, 2009) ont été observés.

Au Grand et au Petit-Roland, on remarque des éléments de tufs à structure concentrique (pyroméride), à matrice felsitique, et à cristaux de plagioclases et de feldspaths potassiques. On trouve également sur ces sites des brèches rhyolitiques à plages de quartz fracturées. Aux Landes, sur Argentré-du-Plessis, une intrusion de rhyolite montre une texture porphyrique à quartz globuleux dans une mésostase quartzo-feldspathique à taches de dévitrification. Les cristaux de quartz sont très abondants et parfois subautomorphes.

Ces volcanites acides sont des faciès de dôme ou de coulées de domaine continental avec parfois des faciès à caractères explosifs.

Dans la structure anticlinale briovérienne de Pain-Tourteau on observe en deux points des tuffites acides à texture de roche détritique à ciment sériciteux très fin. Ces roches s'observent dans un talus de chemin à la Gâtélais et dans les talus dominant la Coopérative agricole de Montreuil-sous-Pérouse. En ce point,

la tuffite, de teinte claire, s'intercale apparemment entre des siltites et grès bariolés du Briovérien et les grès de l'Arénig. Cette roche est constituée de nombreux clastes de quartz, de feldspaths, muscovite, cherts à granules d'hématite, et quelques cristaux d'épidote et de zircon. Les plages de quartz sont parfois émoussées.

Toutes les volcanites décrites dans ce paragraphe sont affectées par la schistosité régionale varisque. Elles peuvent être assimilées à celles du membre d'Entrammes de la Formation de L'Huisserie (Tournaisien du flanc sud du bassin de Laval ; Plaine, 1976 ; Ménillet *et al.*, 1988 ; Vernhet *et al.*, 2009).

μη. Microtonalite porphyrique à biotite. Longeant le cours de l' Hill puis de la Vilaine selon une direction moyenne N120°E et dans le prolongement de l'axe du massif leucogranitique du Pertre, un cortège filonien intrusif dans le Briovérien est plus ou moins impliqué par la schistosité. Ces faciès pétrographiques sont variables à l'échelle de l'affleurement ou de la lame mince ainsi que leur composition tonalitique à tendance granodioritique (tabl. 2 ; Trautmann *et al.*, 1997).

Échantillon 2AY (Louvigné-de-Bais)										
MAJEURS			TRACES							
SiO ₂	66,96		Y	9,4		Tm	0,2		V	43,0
TiO ₂	0,38		La	10,4		Yb	1,0		Sr	429,0
Al ₂ O ₃	16,59		Ce	22,8		Lu	0,2		Ba	367,0
Fe ₂ O ₃	3,29		Pr	2,8		Zr	77,0		Co	5,0
MnO	0,07		Nd	10,8		Nb	2,7		Li	21,0
MgO	1,43		Sm	2,2		Hf	2,7			
CaO	3,09		Eu	0,7		Th	2,9			
Na ₂ O	4,70		Gd	2,0		Ta	0,2			
K ₂ O	1,37		Tb	0,3		U	1,8			
P ₂ O ₅	0,09		Dy	1,7		Rb	38,0			
P.F.	1,36		Ho	0,3		Ni	21,0			
Total	99,33		Er	1,0		Cr	98,0			

Tabl. 2 - Analyses chimiques de la microtonalite porphyrique à biotite de Louvigné-de-Bais. Analyses BRGM Orléans, 1994. Éléments majeurs par fluorescence X et ICP ; éléments traces par ICP/MS (feuille La Guerche-de-Bretagne, Trautmann *et al.*, 1997)

Ce sont des roches à texture microgrenue porphyrique parfois granophyrique (nombreux sphérolites quartzo-feldspathiques non potassiques). Les phénocristaux d'albite sont fortement déformés et fracturés. De la séricite et des petites biotites vert-jaune pâle soulignent la schistosité et les fractures (hydrothermalisme). Ces éléments sont parfois associés à des cristaux opaques automorphes d'hématite. On note enfin de nombreux petits zircons automorphes.

Localement, notamment à la Touche sur la commune de Saint-Didier, on a pu observer une cornéification de l'encaissant briovérien autour d'un filon de microtonalite.

$\mu\gamma$. **Microgranite porphyrique (varisque)**. Uniquement visibles en «pierres volantes» comme à la Joramière sur la commune de Saint-Didier, quelques filons de faible extension (quelques centaines de mètres) de roches microgrenues porphyriques traversent eux aussi le Briovérien. Ces roches sont fortement déformées par une schistosité crénelée. Dans une mésostase quartzofeldspathique à albite, feldspath potassique et chloro-biotite, on distingue des phénocristaux ovoïdes de quartz rhyolitique étirés dans le plan de schistosité, des phénocristaux de plagioclases (albite) déformés, et des reliques de biotite \pm chloritisée, étirées et associées à des zircons.

γ^3 . **Granite à deux micas (granite d'Étrelles)**. Un seul pointement de ce granite protoclastique est visible en « pierres volantes » près de la ferme du Petit-Roland sur la commune d'Étrelles (au Sud de Vitré). Il est intimement associé aux intrusions de volcanites acides de ce secteur. Il s'agit d'une roche à texture grenue, fortement cataclasée, à microcline et oligoclase en quantité comparable, avec du quartz très déformé et parfois broyé. Les muscovites et les biotites sont en lamelles et cristaux déformés et altérés (type vermiculite). Le ciment se compose de quartz, feldspath et phyllites (hydrothermalisme). Les minéraux accessoires sont représentés par des petits cristaux altérés d'oxydes de fer et du zircon métamicté. Ce petit massif est probablement contemporain des petits plutons intrusifs présents dans toute cette région de Bretagne centrale et d'âge paléozoïque, tels que celui du Pertre.

TERTIAIRE

Les terrains du Tertiaire sont ici représentés par des formations sablo-graveleuses présentes sur l'ensemble de la région et traditionnellement attribuées sur la majorité des cartes géologiques au Pliocène. D'autres dépôts d'âge indéterminé ou imprécis ont également été identifiés au NNW de la carte, dans le prolongement de ceux déjà décrits plus au Nord sur la feuille 1/50 000 de Fougères.

LES FORMATIONS SABLEUSES PLIOCÈNES

p2. **Sables rouges (Pliocène supérieur ; Reuvérien)**. Deux indices de sables rouges ont été reconnus sur la carte Vitré: d'une part un petit lambeau peu épais découvert lors des sondages de reconnaissance géologique effectués pour l'aménagement de la RN157 à l'Ardrillon (commune de Mondevert en limite est de la carte) qui le décrivent comme « limon sableux », d'autre part le petit gisement de Launay au Nord-Ouest de Champeaux, cité et indiqué sur la 1^{ère} édition de la feuille Laval en 1905 et disparu de la 2^e édition de 1960. Il est pourtant décrit par Y. Milon et G. Lucas en 1933, puis repris par Y. Milon en 1937 et S. Durand (1968) et Cl. Klein (1973) ainsi que reconnu sur le terrain.

Le caractère marin de ces sables est établi par S. Durand (1960).

En 1905, trois carrières entamaient ce gisement plus ou moins cimenté par de l'oxyde de fer. L'une des carrières montrait « une surface nivelée sur les schistes paléozoïques, criblée de perforations dues aux pholades et fossilisée par les sables ».

Une seule petite carrière, située entre le hameau de Launay et le CD105 montre sur environ 4 m un sable jaunâtre à rougeâtre, argilo-quartzueux, à niveaux de gravillons de grès et de quartz. Des blocs de quartzite marquent la base de ce qui pouvait être une falaise.

À Launay, la base apparente des sables est à la cote NGF 95 m et le toit à 110 m NGF. À l'Ardrillon, la base cartographique est à la cote 135 m et le toit à 140 m NGF. Le site de Launay marque un rivage marin par la présence de faciès de type littoral à côtier passant au marin avec les faluns, tout comme ceux de Chanteloup, Saint-Malo-de-Phily, Saint-Jean-la-Poterie (Aucfer), Allaire, Saint-Vincent-sur-Oust (Coinanton) en Bretagne centrale.

QUATERNAIRE : FORMATIONS SUPERFICIELLES ET D'ALTÉRATION

Les faibles dénivelés du secteur (à peine un peu plus de 150 m au maximum entre les points le plus haut et le plus bas de la carte) et des variations altimétriques entre les fonds de vallées et les sommets des coteaux ne dépassant que très rarement les 50 m sont propices à la préservation et au développement des formations de pente et alluviales. Cette zone se marque également par la présence de fréquents dépôts limoneux, d'origine éolienne ou résultant du soufflage des altérites fines, et développés en particulier sur le substratum briovérien du Domaine centre-armoricain. Les niveaux d'altérites sont également assez largement représentés, aussi bien en contexte sédimentaire briovérien et paléozoïque que sur le socle granitique. Bien qu'étant positionnés dans le chapitre « Quaternaire », l'âge de ces horizons altérés qui ont été en grande partie décapés au cours des temps s'étend certainement bien au-delà du Quaternaire.

FORMATIONS D'ALTÉRATION

*A*1 ; *A*02a-d1 ; notation + *A* (ex : γ^4 *A*, 02*A*, *A*d1a, etc.) - **Altérites indifférenciées des terrains briovériens ; altérites indifférenciées des terrains ordoviciens à dévoniens ; altérites de formation géologique identifiée.** Rappel : Les altérites sont figurées sur la carte avec la notation de la roche saine suivie de la lettre *A* (ex : h1*A*) et une teinte très atténuée de la couleur de la formation d'origine. La lettre *A* est placée devant

la notation pour les altérites indifférenciées, dont la roche d'origine reste incertaine, en liaison avec un degré d'altération en général fortement évolué (argilisation ; ex : *A02a-d1* et *A1*).

Ces formations sont omniprésentes sur les plateaux et peuvent parfois être mélangées superficiellement (< 1 m) à un apport lœssique quaternaire. Elles constituent des affleurements limono-argileux jaunâtres plus ou moins riches en blocs et pigmentés en fonction du substrat dont elles dérivent. Elles sont en relation avec une paléotopographie peu incisée et peuvent atteindre jusqu'à une dizaine de mètres d'épaisseur. Elles sont généralement préservées à l'écart des drains fluviaux principaux. Seuls les secteurs où leur épaisseur est supérieure à 1 m sont cartographiés. Généralement, elles contiennent des éléments du substrat, donnant des informations sur la nature et l'extension cartographique des roches présentes avant le processus d'altération (ex : *h1 A*). Ces éléments sont sous la forme de fragments centimétriques à pluricentimétriques, plus ou moins friables, décolorés par rapport à leur couleur d'origine, fréquemment à patine oxydée, plus ou moins dispersés dans les labours et mélangés à des argiles d'altération ou des limons. Selon la nature de la roche désagrégée, ils apparaissent sous la forme de petites plaquettes plus ou moins tendres et molles (siltites, schistes, ampélites), à l'état de fragments et petits blocs (grès, quartzites, volcanites, granites), ou réduits à l'état de sables grossiers à éléments (arène granitique).

Dans la région située au Nord de Taillis, l'épaisseur des altérites est telle qu'il n'est pas possible de déterminer la nature du substrat. Les roches qui constituent le substrat dans ce secteur correspondent aux formations du groupe de La Bouëxière, du Val et de Gahard.

Le substrat briovérien est plus ou moins profondément altéré mais, comparativement au Paléozoïque, plus que ce dernier, en particulier dans le Domaine centre-armoricain où les roches n'ont pas été affectées et indurées par le métamorphisme de contact et résistent nettement moins bien à l'altération. Dans certains secteurs, il est complètement argilisé (allotérite), alors que dans d'autres on observe un passage progressif à l'isaltérite (structures conservées). Dans les faciès très évolués, argilisés, les fragments de roches sont pratiquement intégralement désagrégés, réduits à l'état d'argile pour les formations silteuses ou schisteuses, de sable argileux et d'argile sableuse pour les grès. Les quelques éléments encore présents sont brun-foncé, très friables et mous, à l'exception des éléments de quartz filonien, bien visibles, notamment en contexte briovérien. La coloration brunâtre à rougeâtre de ces niveaux est liée au lessivage des minéraux ferromagnésiens primaires de la roche d'origine et à la libération du fer (oxydes-hydroxydes).

Dans les zones silto-argilitiques, l'argilisation prononcée de ces roches peut conduire à la formation de terres dites limoneuses brunes à jaunâtres,

difficilement différenciables à l'œil nu et sans analyse des loess éoliens pédogénisés. Ces « faux-loess » sont susceptibles, par soufflage, d'alimenter sur de courtes distances les dépôts limoneux des plateaux et versants. Seule la présence de cailloutis résiduels témoigne de l'origine altéritique de la roche.

Les arènes des granodiorites des Épronnières, des Hurlières et de Balazé font également partie de cette rubrique. Les trois massifs sont assez profondément altérés (de 3 à 21 m d'arène argileuse jaunâtre pour les deux premiers ; données de sondages). Le massif de Balazé est moins argilisé, mais pratiquement tous ses affleurements montrent une structure d'isaltérite.

La puissance de ces terrains est très variable, d'ordre métrique dans les niveaux peu altérés jusqu'à une dizaine voire une vingtaine de mètres dans les niveaux argilisés. Ce degré d'altération est fonction de la nature initiale de la roche, du contexte structural plus ou moins faillé et déformé pouvant faciliter la circulation des fluides, et de la position topographique de la formation.

Du point de vue minéralogique, les profils d'altération ont été étudiés dans et autour de Rennes par J. Estéoule-Choux en 1972. Ils montrent partout la même évolution : à partir d'un substrat briovérien ameubli (isaltérite) à argile micacée, chlorite, petite quantité de kaolinite et quartz, le haut des profils montre la prépondérance de la kaolinite (allotérite). Ces profils sont localement très rubéfiés par des hydroxydes de fer libérés par l'hydrolyse des sulfures contenus dans les filons de quartz ou dans certains niveaux du Briovérien.

L'origine météorique invoquée pour expliquer ces profils d'altération se double d'une action d'origine hydrothermale liée aux très nombreux filons et à la fracturation. Ces altérites représentent une paléo-surface latéritique tronquée dont l'âge est au moins anté-éocène supérieur, puisqu'en sondages dans la région de Rennes (sondage BSS n° 317-5-206), on trouve des allotérites sous les sapropels inférieurs du bassin de Chartres-de-Bretagne (Trautmann *et al.*, 1999).

À l'Ouest de Vitré, au niveau du lieu-dit le Rabaud, le Grès armoricain et les schistes et siltites de la Formation d'Andouillé se présentent sous la forme de roches peu à pas altérées reposant sur un substrat briovérien intensément dégradé au point qu'il soit impossible de prendre un échantillon massif de la roche alors que l'on y reconnaît la schistosité aisément. Le Briovérien est donc profondément altéré avant la mise en place des dépôts paléozoïques. Il existe donc sans aucun doute une phase d'altération anté-ordovicienne.

Plusieurs phases d'altérations sont donc à l'origine des roches d'altération. Elles ne sont pas identifiées d'un point de vue cartographique et sont rassemblées au sein d'un seul caisson pour chaque roche mère.

Intervalle granulométrique	Passant à (mm)	% dans l'intervalle	% cumulés
> à 10 mm	12,50000	0,00	100,00
de 8 à 10 mm	10,00000	0,52	100,00
de 6,3 à 8 mm	8,00000	0,10	99,48
de 5 à 6,3 mm	6,30000	0,38	99,38
de 4 à 5 mm	5,00000	0,15	99,01
de 3,15 à 4 mm	4,00000	0,46	98,86
de 2,5 à 3,15 mm	3,15000	0,40	98,39
de 2 à 2,5 mm	2,50000	0,55	98,00
de 1,6 à 2 mm	2,00000	0,43	97,45
de 1,25 à 1,6 mm	1,60000	1,03	97,02
de 1 à 1,25 mm	1,25000	0,99	95,99
de 0,8 à 1 mm	1,00000	1,05	95,00
de 0,63 à 0,8 mm	0,80000	1,01	93,95
de 0,5 à 0,63 mm	0,63000	1,01	92,94
de 0,4 à 0,5 mm	0,50000	1,31	91,93
de 0,3 à 0,4 mm	0,40000	1,21	90,62
de 0,25 à 0,3 mm	0,31500	0,77	89,41
de 0,2 à 0,25 mm	0,25000	1,92	88,64
de 0,16 à 0,2 mm	0,20000	1,58	86,72
de 0,125 à 0,16 mm	0,16000	1,85	85,14
de 0,1 à 0,125 mm	0,12500	1,29	83,29
de 0,08 à 0,1 mm	0,10000	1,52	82,00
de 0,063 à 0,08 mm	0,08000	2,09	19,16
< 0,05 mm	0,00050	17,06	17,06

Intervalle granulométrique	Passant à (mm)	% dans l'intervalle	% cumulés
de 63 à 80 µm	0,08000	0,64	80,48
de 50 à 63 µm	0,06300	1,29	79,84
de 40 à 50 µm	0,05000	2,25	78,55
de 31,5 à 40 µm	0,04000	4,35	76,30
de 25 à 31,5 µm	0,03150	5,71	71,95
de 20 à 25 µm	0,02500	5,71	66,24
de 16 à 20 µm	0,02000	5,07	60,52
de 12,5 à 16 µm	0,01600	4,67	55,45
de 10 à 12,5 µm	0,01250	3,54	50,79
de 8 à 10 µm	0,01000	2,90	47,24
de 6,3 à 8 µm	0,00800	2,74	44,35
de 5 à 6,3 µm	0,00630	2,98	41,61
de 4 à 5 µm	0,00500	2,82	38,63
de 3,15 à 4 µm	0,00400	2,41	35,82
de 2,5 à 3,15 µm	0,00315	2,41	33,40
de 2 à 2,5 µm	0,00250	2,50	30,99
de 1,60 à 2 µm	0,00200	2,09	28,49
de 1,25 à 1,60 µm	0,00160	1,77	26,40
de 1 à 1,25 µm	0,00125	1,69	24,63
de 0,8 à 1 µm	0,00100	1,85	22,94
de 0,63 à 0,8 µm	0,00080	1,93	21,09
de 0,5 à 0,63 µm	0,00063	2,09	19,16
< 0,5 µm	0,00050	17,06	17,06

Tabl. 3 - Caractéristiques granulométriques d'un loess prélevé à la Rosière (35 ; commune de La Bouëxière)

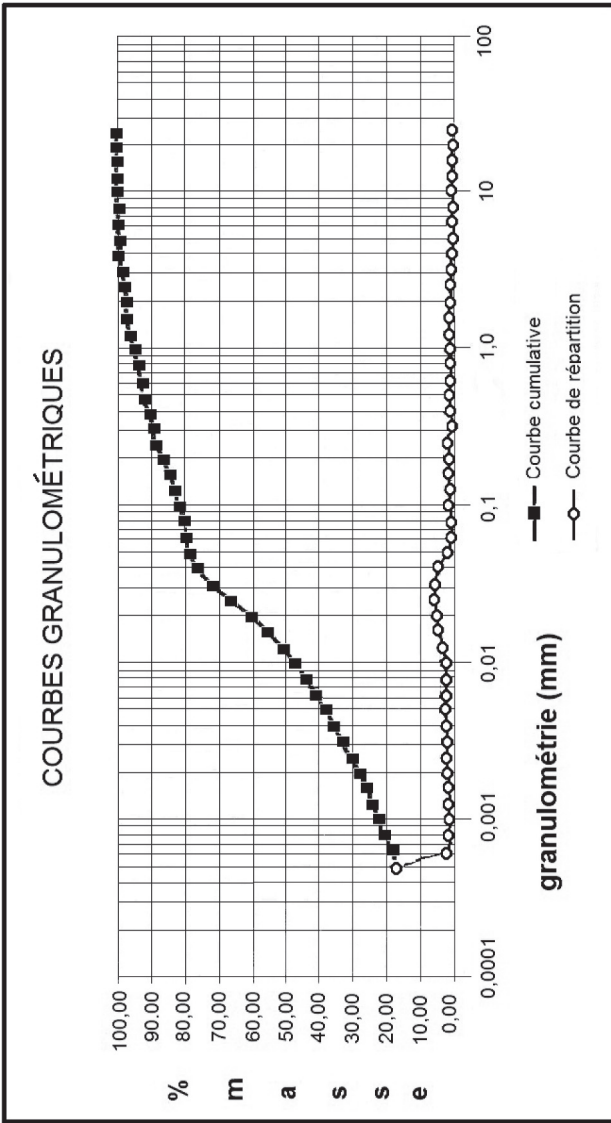


Fig. 8 - Caractéristiques granulométriques d'un loess prélevé à la Rosière (35, commune de La Bouexière) : courbe granulométrique

FORMATIONS LIMONEUSES, ÉOLIENNES ET D'ALTÉRATION

Œ. Limons d'altération, limons lœssiques, en place, soliflués ou colluvionnés. Beaucoup plus développée que ne l'indiquaient les anciennes cartes géologiques à 1/80 000, la couverture lœssique de la région de Vitré est surtout conservée sur les interfluves, parfois sur certains versants exposés au Nord ou au Nord-Est. Épaisse en moyenne de 1,50 m dans la région de Saint-M'Hervé, cette formation débute par une couche irrégulière de heads à petits fragments de socle ravinant les altérites sous-jacentes. Elle est composée d'un limon argileux crème clair supportant un sol brun clair limoneux. Une belle coupe peut être observée dans la découverte de la carrière des Bouffières sur Saint-M'Hervé. De manière générale, les lœss recouvrent de manière pelliculaire les altérites (limons d'altération). Lorsque leur épaisseur est faible, ils se mélangent aux altérites lors des labours ce qui rend souvent difficile la distinction entre les deux.

Si une origine partiellement autochtone est admise pour les lœss recouvrant le Briovérien (Estéoule *et al.*, 1972) (loess résultant du soufflage sur une faible distance en contexte local des altérites fines), les lœss nappant le Paléozoïque ont une provenance *pro parte* allochtone d'origine éolienne (Barrois, 1897).

Cette formation s'est déposée pendant une période froide et sèche, succédant à un épisode humide ayant favorisé des phénomènes de solifluxion. L'âge des dépôts est le plus souvent considéré comme contemporain à légèrement postérieur à la dernière glaciation (Würm ou Weichsel). Il n'est pas exclure que leur âge puisse être plus tardif.

La courbe granulométrique d'un échantillon prélevé à la Rosière sur la commune de La Bouëxière montre plus de 60 % de particules inférieures à 60 μm , avec un aspect bimodal caractéristique des lœss sableux (tabl. 3 ; fig. 8).

ÉPANDAGES CONTINENTAUX

Sb. Sables indifférenciés (Pliocène à Quaternaire). Dans la partie NNW de la carte, en limite avec celle de Fougères, plusieurs placages sablo-graveleux à galets émoussés ont été reconnus au NW de Livré-sur-Langeon au niveau du lieu-dit le Tremblais et de manière plus importante dans tout le secteur qui borde la feuille de Vitré au Nord de l'anticlinal des Sevailles. Ils reposent sur les terrains d'âge siluro-ordovicien altérés du groupe de La Bouëxière. Il n'y a pas de coupes permettant de décrire ces sables précisément.

Toutefois, ils pourraient correspondre à ceux déjà décrits plus au Nord sur la feuille de Fougères, qui reposent sur le substratum briovérien en bordure des

terrains paléozoïques. Azoïques, de couleur très variable en fonction notamment du niveau de la nappe phréatique, évoluant entre une teinte blanchâtre à beige claire et une teinte rouille, ils sont en général bien classés, fins à moyens (de l'ordre de 300 µm sur Fougères). Ils sont composés de quartz et de feldspaths altérés, accompagnés d'un cortège à zircon, tourmaline, rutil, staurotide, andalousite et disthène. On y distingue également des argiles, notamment sous la forme de petites boulettes de quelques millimètres, telles que de la kaolinite et de la vermiculite. De petits galets bien arrondis, de quartz accompagnent ce cortège.

Toutefois, à la différence des sables décrits à Launais, les dépôts ici présentent une fraction fine argilo-silteuse bien plus importante qui n'est pas cohérente avec une origine purement marine. Ils pourraient également correspondre au remaniement de sables pliocènes, décrits à de nombreuses reprises par les auteurs en Bretagne et souvent attribués au Pliocène (Barrois, 1949 et 1959). Ainsi ils pourraient être associés à un épisode beaucoup plus récent de l'histoire sédimentaire de l'Armorique (Klein, 1973).

Concernant leur âge, d'autres possibilités sont envisageables, telles que l'Éocène, l'Oligocène, voire le Crétacé supérieur (*cf.* carte de Laval, Le Gall *et al.*, 2011 ; Cossé-le-Vivien, Vernhet *et al.*, 2009).

DÉPÔTS DE PENTE

C. Colluvions indifférenciées. Les colluvions résultent de l'accumulation en pied de pente de matériaux boueux chargés de blocs glissant lentement le long des pentes. Ce phénomène résulte de la solifluxion des matériaux ou de la gélifluxion de ceux-ci selon que l'eau provient ou pas du gel. Elles sont constituées par une matrice argilo-silteuse, parfois sableuse, peu à pas consolidée, contenant des blocs ou des paillettes de roches appartenant au substratum qu'elles traversent. La matrice remobilise les argiles d'altération et les lèss. Ces dépôts sont également connus sous la terminologie de « heads » dans la littérature. Ces mélanges argilo-sableux et éléments plus ou moins grossiers vont migrer, solifluer sur les pentes, sous les effets de la gravité, jusqu'à former en bas de profil des concentrations de blocs plus ou moins importantes. Elles peuvent atteindre plusieurs mètres d'épaisseur en pied de pente.

Leurs compositions sont étroitement conditionnées par la nature du substratum, la topographie des lieux, et les inversions de climat. Ils correspondent ici à des dépôts mis en place en régime périglaciaire sur les pentes, suite au démantèlement par gélifraction des roches du substratum. Ils sont en général mal calibrés, de nature hétérométrique, avec des éléments de taille centimétrique à pluridécimétrique accompagnés et pris dans une matrice

argileuse à argilo-sableuse brunâtre à ocre. Ils résultent pour l'essentiel du remaniement et du décapage des altérites et des limons situés sur les plateaux. Selon la nature lithologique du substrat, la quantité de blocs et leur taille varient. La nature des blocs qui les composent permet de définir la nature des substrats que masquent les colluvions.

Dans les pentes développées le long des crêtes gréseuses ordoviciennes (anticlinal de Sévailles, structure de Montautour, forêt de Chevré), les colluvions sont constituées de blocs décimétriques à métriques anguleux de grès ou de quartzites de Grès armoricain, noyés dans une matrice argilo-sableuse blanc-crème cryoturbée. Lorsque l'érosion a dégagé la matrice, les chicots de grès subsistent sur les pentes, parfois à bonne distance de l'affleurement d'origine dont la concentration en blocs peut varier assez fortement.

Les colluvions sont dites ici indifférenciées car il n'est pas possible systématiquement d'en définir la nature exacte. Elles passent latéralement dans le fond des vallées secondaires aux colluvions de fonds de vallées.

Concernant l'âge de la mise en place de ces dépôts, il est considéré en général comme étant associé à la dernière période interglaciaire entre le Saalien et le Weichsélien (Pléistocène récent). Il n'est cependant pas à exclure qu'ils aient un âge plus ancien.

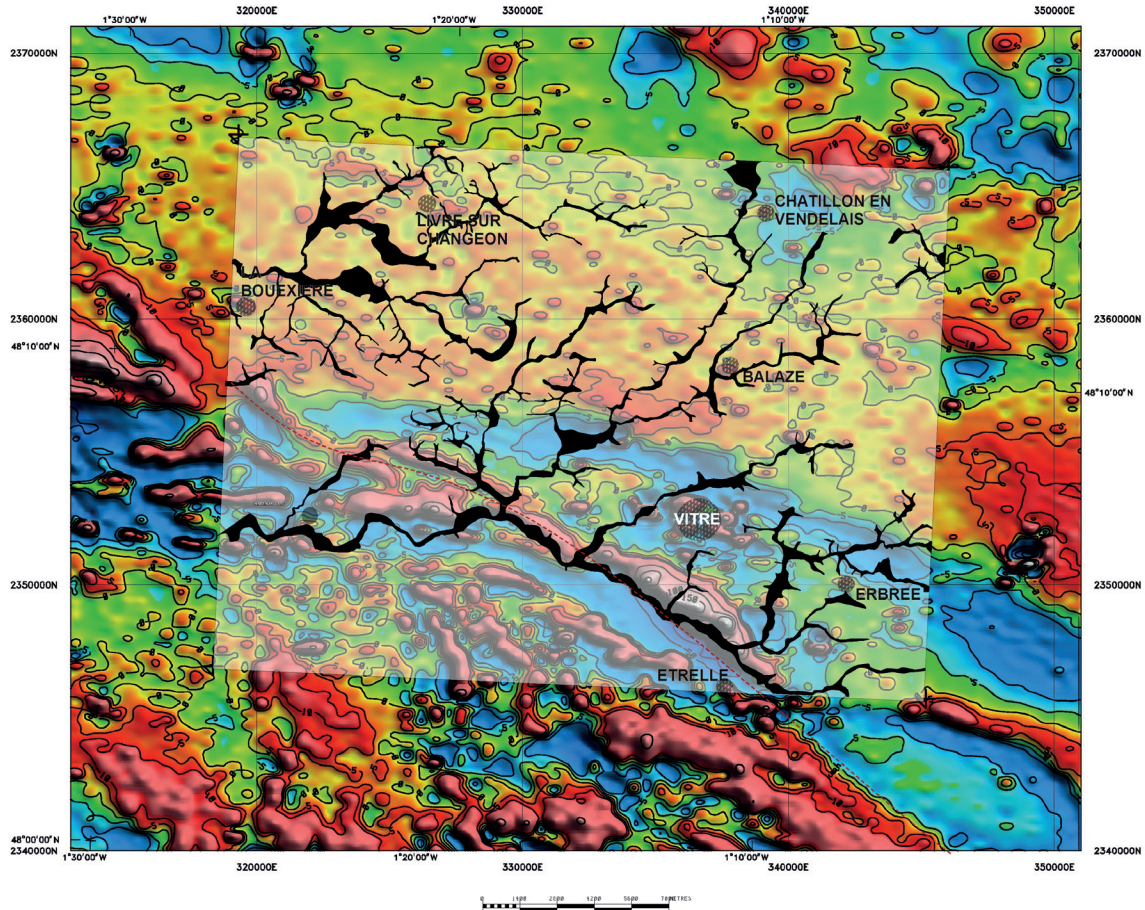
Cf. **Colluvions de fonds de vallées**. Dans les terminaisons des vallées secondaires, les colluvions drapent la morphologie de la totalité des fonds de vallées et se raccordent latéralement aux colluvions de versants.

En aval, cette formation laisse la place aux dépôts alluviaux. Il s'agit de limons argileux à charge de paillettes de schistes, d'éléments de grès et de quartz plus ou moins altérés. Situés aux pieds de versants-glacis, ils sont liés à leur façonnement en contexte périglaciaire (gélifraction et évacuation par les eaux de fonte de neige).

Les colluvions peuvent atteindre plusieurs mètres d'épaisseur en pied de pente.

Les différents dépôts de pente ici décrits et figurés sur cette carte sont parmi les plus importants et les plus représentatifs. Ils sont sans nul doute sous-estimés et beaucoup plus développés sur cette zone que ce qui y a été représenté, notamment sur les domaines de socles briovériens.

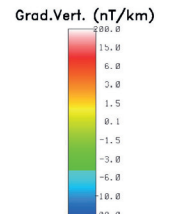
MAGNETISME : Gradient Vertical RaP



VITRE – CG 50.000


 GR13 CONVERGENCE 8.00 DEG.
 DECLINATION 0.00 DEG.
 Lambert IIa
 E. Clarke 80

MAGNETISME Gradient Vertical RaP



Données géophysiques du levé
aéroporte du Massif Armorcain
financement Ministère Industrie
(1998)

Valorisation pour la carte
 géologique 1/50.000
 BRGM – nov. 2002

Fig. 13 - Carte magnétique – gradient vertical de la région de Vitre

FORMATIONS ALLUVIALES

RF. Alluvions résiduelles. Déjà observés sur la feuille de Rennes, des épandages de graviers roulés de quartz et grès de taille pluri-centimétrique reposent directement sur le substrat plus ou moins altéré. Ils ont une épaisseur pelliculaire et sont parfois recouverts par des colluvions sablo-argileuses. On les observe dans l'anticlinal de Sévailles (70-75 m NGF) et dans « l'alvéole » de Saint - M'Hervé (95-100 m NGF). Il pourrait s'agir d'un système fluvio-deltaïque résiduel du Pléistocène inférieur à moyen ou de reliques d'alluvions anciennes Fw.

Fw. Alluvions rouges périglaciaires (Pléistocène moyen). Un complexe alluvial situé exclusivement en rive droite de la Vilaine est développé entre les cotes 65 et 95 m NGF au niveau de Châteaubourg. Il est parfois difficile à distinguer de la terrasse Fx avec laquelle il se raccorde parfois altimétriquement, et dont les caractères pétrographiques et sédimentologiques sont très semblables. Ce sont des alluvions rubéfiées et indurées à éléments roulés hétérométriques de quartz, d'argilites, de grès, emballés dans une matrice argilo-sableuse. Ces alluvions paraissent peu épaisses et ne sont visibles que dans les fossés de routes ou dans les labours. Sur la feuille voisine de Rennes, ce complexe n'est présent qu'au Nord de la Vilaine, de sorte qu'il apparaît comme une vaste zone d'épandage non hiérarchisée, indépendante du réseau hydrographique actuel, le raccordement avec les alluvions Fx étant plus ou moins progressif. Ce dispositif pourrait s'être mis en place au Pléistocène moyen lors d'une phase du Cromérien ?

Fx. Alluvions rouges (Holsteinien ?). Quelques lambeaux de ce système étagé subsistent jusqu'à hauteur de Saint-Jean-sur-Vilaine. On en trouve également des reliques sur la rive gauche de la rivière la Valière, au Nord d'Étrelles ainsi qu'à l'Ouest de Marpiré.

A. Ligorel a décrit en 1978 deux coupes observées dans cette terrasse à Châteaubourg et à Saint-Melaine. Sur une épaisseur de 2 m, il a distingué une formation alluvionnaire à sables, graviers et cailloux cimentés par de l'argile et des oxydes de fer qui colorent l'ensemble en rouge. La terrasse est affectée par des fentes en coin et des poches de solifluxion. La fraction graveleuse de ces alluvions se compose d'éléments de quartz et de quartzite, de grès et schistes provenant du synclinorium médian (grès dévoniens), ainsi que de wackes et de dolérite d'origine locale. Certains éléments peuvent être assez volumineux (jusqu'à 0,5 m³). Le cortège des minéraux lourds est composé de minéraux ubiquistes (zircon, rutile, anatase, brookite, sphène) associés à de la tourmaline et des minéraux fragiles tels que l'épidote, la zoïsite, la clinozoïsite et la hornblende. L'origine de ceux-ci est locale et est liée aux nombreux filons de dolérite et de microdiorite quartzique qui recourent le Briovérien au Sud de la Vilaine. La base de la terrasse est à + 45 à + 50 m NGF, à environ 5 m au-dessus

de l'étiage. Sa mise en place pourrait se situer entre l'étage saalien et le Cromérien (étage holsteinien ?).

Fy. Alluvions grises (Weichsélien). Un seul système emboîté de nappe alluviale est visible dans cette partie amont de la Vilaine et de ses affluents. Ces alluvions ne sont pratiquement jamais visibles en coupe, les rares carrières ayant exploité ces niveaux étant toutes comblées (au Sud-Ouest de Châteaubourg). En surface, on observe des graviers de quartz roulés et patinés emballés dans une matrice argileuse jaunâtre à grisâtre. Ce bas niveau occupe toute l'étendue du lit majeur de la Vilaine jusqu'en amont de Vitré. Sa cote NGF maximum se situe à 75 m. Il est recouvert par des limons de débordement. Ces alluvions se sont mises en place lors d'une période de réchauffement postérieure à la glaciation würmienne (Weichsélien *s.l.*).

Fz. Alluvions récentes holocènes. Généralement d'épaisseur métrique dans la région de Vitré, les alluvions Fz sont sablo-argileuses grises. Un niveau de base à graviers roulés de quartz et de grès locaux repose sur un substrat le plus souvent très altéré. Certains éléments de datation (Jigorel, 1978) indiquent que ces alluvions se sont déposées depuis la fin de la période atlantique jusqu'à la période actuelle. Leur épaisseur est très faible, 1 à 2 m au maximum de puissance, les ruisseaux s'écoulant la plus part du temps sur le substrat rocheux.

DÉPÔTS ANTHROPIQUES

X. Dépôts anthropiques. La région compte assez peu de dépôts liés à l'activité humaine. Ceux-ci sont essentiellement constitués de déblais d'extraction comme ceux des carrières des Lacs en Saint-Aubin-des-Landes et de Saint-M'Hervé. La décharge de Cornillé montre des remblais sur plusieurs mètres de hauteur par rapport au sol. Les nombreuses petites ardoisières implantées dans les schistes d'Andouillé se signalent généralement par des déblais de rebuts de schistes de faible extension. Restent les nombreux talus et remblais, routiers notamment ceux liés à la N157, et des voies ferrées, présents de manière quasi uniforme sur la zone.

CONDITIONS DE FORMATION DES ENTITÉS GÉOLOGIQUES

NÉOPROTÉROZOÏQUE SUPÉRIEUR À CAMBRIEN BASAL (BRIOVÉRIEN)

Dans la région de Vitré, les terrains situés sous le Paléozoïque et dénommés « Briovérien » appartiennent à deux domaines bien distincts :

– au Nord celui du Domaine nord-armoricain ou mancellien où un âge néoprotozoïque supérieur s.s. leur est attribué (Briovérien supérieur post-phtanitique) ;

– au Sud celui du Domaine centre-armoricain ou de Bretagne centrale où cet âge a été étendu depuis les études de C. Le Corre et J. Chantraine du Néoprotozoïque supérieur jusqu'au Cambrien basal (*cf.* description des terrains).

Dans les deux cas, la séquence sédimentaire observable est constituée par des faciès turbiditiques (rythmites granoclassées, séquences de Bouma, débris-flow, lamines parallèles, etc.) caractéristiques d'une plate-forme externe distale. Les faciès grossiers (wackes, arénites) présentent des composants volcanogènes très marqués (plages de quartz craquelées fréquentes ou en échardes). Cette sédimentation turbiditique s'est mise en place dans un domaine de croûte amincie instable dans lequel les ruptures de pentes sont fréquentes (failles synsédimentaires, turbidites gravitaires). Des apports détritiques fluvio-deltaïques sous-marins (conglomérats) s'atténuent jusqu'à disparaître complètement au Sud de Vitré en même temps que la granulométrie décroît du Sud vers le Nord. Ce dispositif suggère, à l'échelle de la Bretagne centrale, une alimentation continentale contemporaine de la sédimentation turbiditique résultant de l'érosion de paléo-reliefs situés au Sud du Massif armoricain. La présence de pistes de vers et de terriers atteste d'une diminution de la profondeur du bassin dans toute la région comprise entre Rennes et Château-Gontier.

Pour certains auteurs, la présence de fragments lithiques cataclasés et de clastes de phtanite n'est plus considérée comme un critère de subdivision du Briovérien. Il semblerait en effet que les sédiments clastiques soient contemporains des dépôts de plate-forme à niveaux de phtanite interstratifiés attribués au Protérozoïque terminal (Dabard, 1996). L'âge cambrien proposé pour des wackes briovériennes de la région du Lion-d'Angers (Guerrot *et al.*, 1992) pourrait suggérer dans ce cas un diachronisme de la série.

Contrairement à la région de Montfort-sur-Meu (Thomas, Outin, 2000) où aucune déformation synsédimentaire n'a été observée, la région comprise entre Vitré et Rennes montre de nombreuses figures de déformation (failles normales) traduisant la proximité de pentes instables, en bordure d'une zone continentale alimentant en éléments détritiques un cône turbiditique.

Plusieurs champs filoniens acides et/ou basiques anté, syn (Dévonien supérieur) à post-schisteux intrudent les sédiments briovériens. Les premiers champs filoniens intrusifs anté-schisteux sont post-cadomiens (distension arénigienne), les suivants sont contemporains de la schistogenèse varisque, enfin une dernière phase postérieure à la schistosité clôt le cycle varisque.

Il n'y a pas de différence fondamentale entre la lithologie du Briovérien des Domaines nord et centre armoricains. On y retrouve les mêmes dépôts détritiques à sédimentation rythmique immature. Tout au plus peut-on observer dans le secteur de Saint-M'Hervé une sédimentation silteuse dans laquelle s'intercalent des conglomérats comblant des canyons de pieds de talus. Cette configuration présente des analogies avec l'environnement sédimentaire observé dans le Maine (Garlan, 1985).

PALÉOZOÏQUE

La série paléozoïque débute par les dépôts arénacés de la Formation du Grès armoricain. Il marque le passage à une transgression qui avait déjà débuté auparavant dans les régions centre-armoricaines par les conglomérats et grès rouges de la Formation de Pont-Réan (Chauvel et Robardet, 1979).

La base de la série paléozoïque présente de fortes variations au niveau de la puissance des séries et des faciès du Grès armoricain. Ces variations s'effectuent principalement selon la direction nord-sud. Dans la carrière qui fait face à Bourgon, à l'extrémité orientale de la carte, des failles normales synsédimentaires ont pu être mises en évidence. Elles témoignent d'une activité distensive sans doute responsable des variations des faciès et des puissances des séries ordoviciennes à l'échelle régionale. Aucune de ces failles n'a pu être identifiée d'un point de vue cartographique du fait de la pauvreté des affleurements.

Deux autres carrières permettent de mettre à jour des structures extensives se produisant lors de la mise en place des dépôts. La première affecte le Grès armoricain au niveau du moulin de la Corbière (Est de Marpiré), le second affecte le Grès culminant dans la carrière située à l'Ouest de Princé en limite de carte. Dans cette carrière, les barres gréseuses finement laminées présentent des figures slumpées affectant les fines laminations et montrent des variations de puissance de part et d'autre de failles orientées N120°E et inclinées vers le Sud d'au moins 60°.

Ces observations conduisent à mettre en évidence un contrôle de la sédimentation par une activité tectonique extensive de l'ensemble depuis l'Ordovicien jusque, au moins, le Silurien. Les variations s'organisent principalement selon la direction nord-sud, traduisant une structuration en panneaux séparés par des failles principalement de direction ENE-WSW

La transgression ordovicienne intervient sur une surface pénéplanée montrant peu de reliefs et présentant en surface un profil d'altération plus ou moins préservé. La transgression se fait progressivement par ennoïement de la région

et se marque par le passage à une sédimentation détritique fine, argileuse avec la Formation d'Andouillé.

À l'Ordovicien supérieur (Caradoc), les dépôts sont plus contrastés et de puissance variable. Ceci peut être associé à une épirogénèse lointaine d'affinité calédonienne (Cogné, 1974). Globalement plus proximaux, les dépôts s'organisent sous une faible tranche d'eau avec la présence de structures de courant. Avec le Silurien cette tendance se confirme, le passage des Grès culminants de la Lande-Murée aux faciès à ampélites marque un environnement de type lagunaire régressif. La mise en place de la série finement stratifiée et de faciès très variable de la Formation du Val marque le retour à un environnement marin.

Avec le Dévonien se mettent en place, dans un environnement de dépôt proximal sous une faible tranche d'eau, des sables qui constitueront la Formation de Gahard. Puis la mise en place de schistes et de dépôts calcareux lenticulaires marque une période de stabilité sans approfondissement ni émergence notable. L'absence de dépôts d'âge plus récent sur la feuille de Vitré ne permet pas de décrire l'évolution des environnements de dépôt et ce jusqu'à la base du Carbonifère.

Au Tournaisien, après un hiatus sédimentaire associé à la phase bretonne, se mettent en place des dépôts volcano-sédimentaires et calcaro-argileux (grauwackes à paléchinides) sous une faible tranche d'eau. Seule la base des dépôts est présente sur la carte de Vitré. La phase bretonne se marque par une flexuration du substrat accompagnée par une érosion qui permet aux dépôts carbonifères de présenter une faible obliquité sur les dépôts sous-jacents.

Malgré leur absence sur la feuille de Vitré, les dépôts du Paléozoïque supérieur se poursuivent au moins jusqu'au Namurien avec une période où se développe des calcaires récifaux en parallèle de boues carbonatées au Viséen puis avec un épisode cendreux épais, et la mise en place de pélites au Namurien. La phase proximale de l'orogénèse varisque met fin à la mise en place des dépôts. Elle est à l'origine de la majeure partie de la structuration complexe du secteur.

Au Stéphanien, au sein de petits bassins intra-cratoniques se mettent en place des dépôts houillers. Ces bassins sont des réceptacles d'une sédimentation détritique grossière avec l'arrivée de paquets conglomératiques qui alternent avec des dépôts plus calmes silico-clastiques et une végétation luxuriante permettant la formation de dépôts riches en matière organique. Ces dépôts sont affectés par une déformation plicative dont l'intensité est inférieure à celle affectant les dépôts sous-jacents.

Les dépôts du Carbonifère supérieur (Stéphanien) marquent la fin de la période paléozoïque dans cette région. Dès lors, les phénomènes d'érosion et d'altération prennent place dans un milieu continental.

MÉSOZOÏQUE-CÉNOZOÏQUE

Les phénomènes d'altération et d'érosion se poursuivent au moins jusqu'au Crétacé. Durant toute cette période, le socle néoproterozoïque va progressivement être pénéplanisé, les différents constituants issus de ce démantèlement constituant le stock initial qui servira ultérieurement à la constitution, entre autre, des vastes dépôts sablo-graveleux.

Entre la fin du Crétacé et l'Éocène moyen (?), ce socle, en particulier le Briovérien, va être soumis à un climat chaud et humide et subira sous les effets des agents météoriques une profonde altération, avec la mise en place de profils d'altération de plusieurs mètres de puissance. Cette phase d'altération est suivie de processus de latéritisation et de silicification, entraînant notamment la formation de cuirasses ferrugineuses, visibles sur les feuilles de Laval, Cossé-le-Vivien et Craon. Ces processus latéritiques seraient liés à l'engorgement des profils pédologiques dans une région à la topographie très aplanie (Estéoule-Choux, 1983). Ces phases pédogénétiques pourraient se situer à l'Éocène inférieur (Yprésien), au début de la distension E-W qui est à l'origine, plus à l'Ouest, de l'individualisation du graben de Rennes – Chartres-de-Bretagne.

Le démantèlement de la partie supérieure des profils interviendrait à l'Éocène supérieur, lors d'une phase active de la distension. Une sédimentation palustre, confinée subsidente s'installe dès lors dans la dépression de Rennes, mais sans avoir pour autant touché la région de Vitré.

À l'Oligocène, la région de Vitré demeure à l'écart de la transgression marine qui va toucher non loin de là, la région de Rennes. Le climat est toujours humide mais moins chaud qu'à l'Eocène. La fin de l'Oligocène correspond pour toute la région à une période continentale, avec des milieux lacustres localisés et un climat plus aride (Ollivier-Pierre *et al.*, 1993).

Le Miocène se caractérise par une grande transgression marine dite de « la mer des faluns » qui envahit partiellement le Massif armoricain et va alimenter en sédiments détritiques les grabens locaux situés à l'Ouest de la zone d'études et alignés selon une direction N150° à N160°E (Rennes-Chartres de Bretagne, Saint-Grégoire). Celle-ci sera suivie au Pliocène d'une nouvelle venue marine, atteignant les limites de la précédente et remaniant le matériel fossilifère antérieur. C'est au cours de cette période que vont se mettre en place les principaux dépôts sableux présents notamment dans les régions de Rennes, Mayenne, Cossé-le-Vivien, Craon, et plus accessoirement sur Vitré. La

sédimentation est caractérisée par de très importantes décharges de matériel détritique continental, matériel maintes et maintes fois remanié et remis en mouvement depuis probablement le Crétacé supérieur, et qui vont combler les grabens existants et les dépressions accessoires. Si l'âge pliocène des sables a pu être établi sur certains sites grâce à la présence de fossiles, il reste ailleurs, en leur absence, toujours aussi problématique. Les différentes études réalisées au cours de ces dernières années montrent en effet que ces remplissages sablo-graveleux peuvent aussi bien être d'âge éocène qu'oligocène voire, ponctuellement proparte crétacé supérieur supposé (cf. Mayenne, Cossé-le-Vivien, Craon ; Vernhet *et al.* 2009, Vernhet, 2010). Étant donné que c'est le même matériel détritique qui est remanié depuis la grande transgression cénomaniennne, il est évident qu'il restera difficile de donner un âge précis à ces formations sableuses tant que des niveaux repères et fossilifères n'auront pas été décelés. Les sables de Vitré ont été attribués au Pliocène par analogie avec ce qui est connu et référencé à l'échelle régionale.

Postérieurement, des jeux tardifs postérieurs au Pliocène supérieur vont affecter toute cette région (Van-Vliet-Lanoë *et al.*, 1998 ; Lautridou, 2002).

Des mouvements épirogéniques, accompagnant un stade interglaciaire (Pléistocène inférieur) provoquent le début du creusement des vallées. Les premiers épandages alluvionnaires, souvent très grossiers et non triés, une nouvelle fois alimentés par le même matériel détritique que les dépôts plus anciens, se mettent en place. Ils seront suivis au gré des alternances des périodes glaciaires-interglaciaires d'une succession de terrasses alluviales étagées voire emboîtées correspondant aux différentes phases de creusement et de remblaiement des vallées. C'est également au cours de cette période que vont se mettre en place les principaux dépôts limoneux éoliens visibles dans toute la région.

ÉVOLUTION TECTONO-MÉTAMORPHIQUE

La carte de Vitré est à cheval sur deux domaines structuraux distincts (fig. 9) :

- au Nord le Domaine nord-armoricain ou mancellien structuré lors de la phase de plissement cadomienne, et affecté par un métamorphisme de contact induit par la mise en place de l'important batholite mancellien ;
- au Sud le Domaine centre-armoricain ou de Bretagne centrale, en apparence non affecté (ou peu) par les déformations cadomiennes, et dont la structuration est, comme dans le synclinorium médian de Laval, directement à mettre en relation avec la phase de plissement varisque et le jeu des grands accidents cisailants touchant la région, notamment le Cisaillement nord-armoricain (CNA) et ses failles satellites.

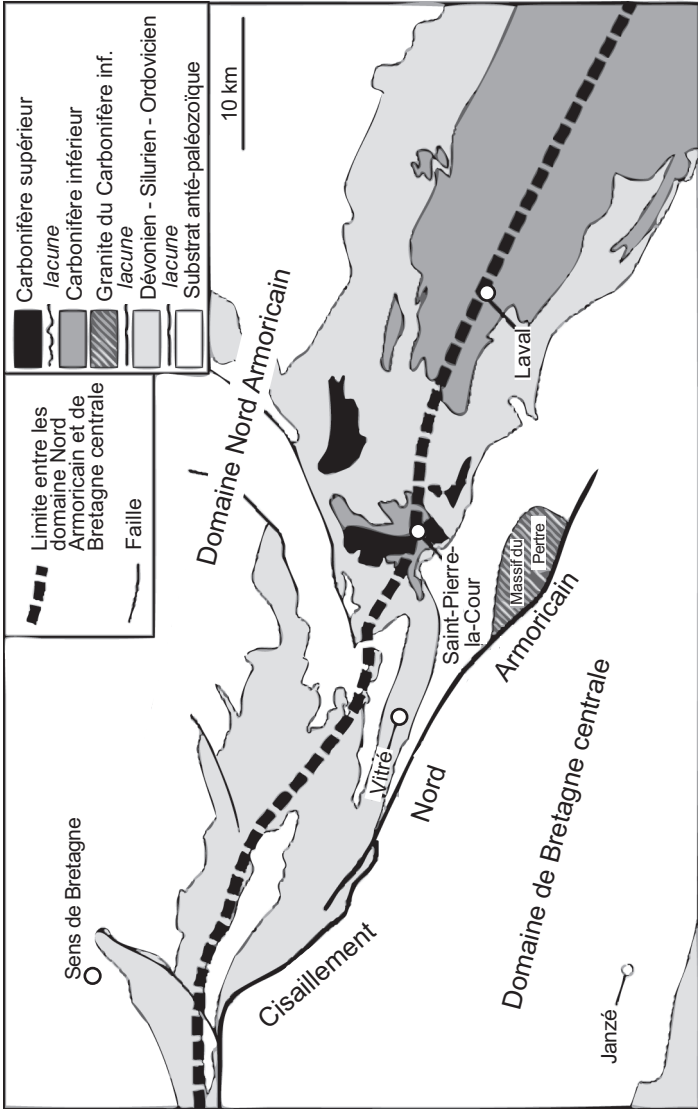


Fig. 9 - Schéma structural anté-mésozoïque indiquant les principales unités sédimentaires et structurales des régions de Laval et Vitré

La différence dans l'évolution structurale de ces deux domaines est en partie probablement étroitement liée à la présence de cet important môle granitique mancellien, ayant non seulement isolé mais également protégé le domaine nord-armoricain, en lui conférant une compétence à l'échelle régionale et en jouant en quelque sorte le rôle « d'amortisseur » ou de « réflecteur », vis-à-vis des contraintes majeures varisques. La seconde raison de cette différenciation est la présence de la suture entre le Domaine mancellien et le Domaine centre-armoricain située sous les synclinaux paléozoïques. Cette zone de faiblesse est réactivée et sert de zone « tampon » amortissant l'essentiel des déformations.

DÉFORMATIONS ET MÉTAMORPHISMES DU BRIOVÉRIEN DANS LE DOMAINE MANCELLIEN : L'OROGENÈSE CADOMIENNE

L'orogénèse cadomienne n'affecte que les terrains briovériens situés dans le Domaine nord-armoricain. Les données structurales (plis, plans de stratification et de schistosité) dont nous disposons sur la carte de Vitré sont très restreintes notamment en raison de la très mauvaise qualité des affleurements. Les principales caractéristiques de cette déformation présentées ici sont essentiellement issues des études réalisées ces dernières années sur les feuilles voisines de Ernée (Lerouge *et al.*, 2009), Landivy et Mayenne (Vernhet *et al.*, 1997, 2009), Fougères (Dadet *et al.*, 1981), et Laval (Le Gall *et al.*, 2011).

Les terrains briovériens mancelliens de la région de Vitré vont, comme dans tout le Domaine nord-armoricain, enregistrer deux événements majeurs caractérisant l'orogénèse cadomienne :

- d'une part une importante phase de plissement accompagnée d'un métamorphisme régional de faible intensité ;
- d'autre part, de façon synchrone à tardive, une importante activité magmatique se caractérisant par la mise en place au sein de ces terrains déjà déformés d'un vaste massif granitique, le batholite mancellien, daté à 540 ± 10 Ma (*cf.* description des terrains), et y engendrant un important métamorphisme de contact.

LA PHASE DE PLISSEMENT CADOMIENNE ET LE MÉTAMORPHISME ASSOCIÉ

Cette déformation plicative, que l'on associe à l'une des phases tardives de l'orogénèse cadomienne, est généralement délicate à observer en raison de la médiocrité des affleurements mais également de l'intensité de la recristallisation induite par le métamorphisme de contact.

Lorsqu'ils sont observables (ce qui est rare), les plis apparaissent synschisteux, serrés, d'ordre décamétrique à plurihectométrique, et droits à plus

ou moins déversés vers le Sud. Ils sont orientés selon une direction moyenne comprise entre N70° à N80°E, avec un plongement axial majoritairement penté vers l'Est. Cette direction N70° à N80°E constitue la direction majeure de structuration, à valeur régionale, mesurable aussi bien ici que plus au Nord dans le domaine normand. Si elle a été très distinctement observée en bordure est de cette zone par J. Le Gall et P. Gigot (secteur de La Croixille et au-delà sur Chailland ; carte Laval), elle apparaît ici plus difficile à distinguer en raison de la médiocrité des affleurements. Les quelques mesures effectuées sur cette zone confirment néanmoins cette direction de structuration. Les flancs de ces plis sont en général très redressés à subverticaux. La schistosité est de type « flux naissant », de plan axial, subparallèle à parallèle au plan de stratification S0 et se souligne par une légère recristallisation des minéraux voire un début de néoformation.

Dans les secteurs situés en dehors de la zone de métamorphisme de contact, les observations mettent en évidence un métamorphisme régional de faible intensité de type anchi-épizone associé à cette phase de plissement.

LE MÉTAMORPHISME DE CONTACT ASSOCIÉ AUX GRANITOÏDES CADOMIENS

La mise en place du batholite mancellien, représenté ici par les massifs des Épronnières, des Hurlières et de Balazé, engendre un métamorphisme de contact (thermométamorphisme) affectant tous les terrains briovériens situés au contact direct de ces granitoïdes.

Selon le degré de recristallisation, deux auréoles de métamorphisme peuvent être distinguées (*cf.* description des terrains) :

- une auréole interne, celle des cornéennes, située en bordure des granites, la plus intense au niveau recristallisation et néoformation (*cf.* description des terrains). Elle est particulièrement développée sur Châtillon-en-Vendelais, Balazé et au Nord de Princé ;
- une auréole externe, celle des « Schistes tachetés », bordant la précédente, et marquée par un degré de recristallisation et de néoformation moindre. Cette auréole est ici extrêmement discrète, visible que ponctuellement notamment près de la ferme de la Jarry au Nord de Châtillon-en-Vendelais.

Lorsque les structures sédimentaires et plans de stratification et de schistosité sont encore visibles, les néoformations minérales associées au thermométamorphisme, en particulier les blastes de cordiérite, se surimposent très distinctement à la schistosité principale cadomienne, attestant distinctement de la postériorité des granites par rapport à la phase plicative cadomienne (*cf.* cartes Ernée, Mayenne, Landivy). Ce métamorphisme thermique est syn à post-schisteux (la Morinais, les Bouffières).

Seule la fenêtre anticlinale de Champeaux-Pain Tourteau est indemne de tout recuit métamorphique. La mise en place des granitoïdes mancelliens étant datée à 571 ± 12 Ma à Balazé, on peut considérer qu'elle est synchrone d'une déformation attribuable à la phase cadomienne.

DÉFORMATIONS ET MÉTAMORPHISMES DU BRIOVÉRIEN DANS LE DOMAINE CENTRE-ARMORICAIN : L'OROGENÈSE VARISQUE

En Bretagne centrale, les formations briovériennes (Néoprotérozoïque supérieur à Cambrien basal) ont une structuration identique à celle des terrains paléozoïques du bassin de Laval. La faible discordance visible en cartographie atteste simplement du caractère transgressif des terrains ordoviciens sur le Briovérien, ou de phénomènes distensifs induisant des basculements de blocs le long de failles listriques au cours de l'Ordovicien (Ballard *et al.*, 1986).

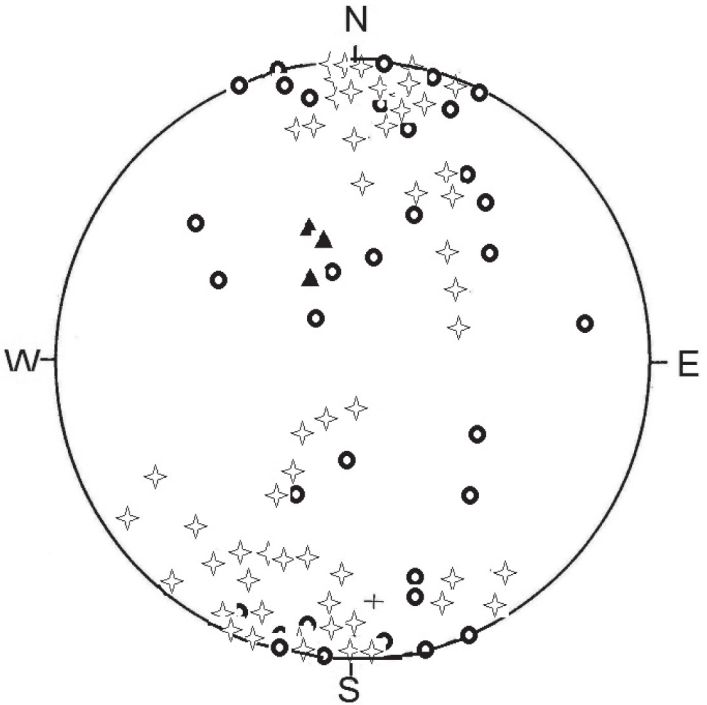
Cette structuration est maintenant clairement démontrée comme étant liée à la phase de plissement majeure varisque d'âge carbonifère (entre le Namurien et le Stéphanien) (Le Corre, 1977 ; Chantraine *et al.*, 1982 ; Brossé *et al.*, 1988 ; Guérangé *et al.*, 1984 ; Ménillet *et al.*, 1988 ; Trautmann *et al.*, 1997).

À cette phase de plissement est également associée dans le temps et dans l'espace une importante phase de fracturation marquée notamment par le jeu de grands accidents cisailants tels que le Cisaillement nord-armoricain (CNA) et les failles satellites qui lui sont associées, ainsi qu'une importante activité magmatique basique à acide (filons doléritiques, leucogranite du Pertre, volcanisme ignimbritique et rhyolitique).

LA PHASE MAJEURE SYNCHISTEUSE E1

En l'absence d'horizons épais compétents, les plis de grande amplitude ne sont pas observables dans le Briovérien, que ce soit dans le Domaine de Bretagne centrale ou dans le Domaine mancellien. Seuls sont visibles localement des plis de second ou de 3^e ordre, synchisteux, à axes basculés à l'Ouest ou à l'Est par une déformation tardive (fig. 10). Les linéations sont elles aussi basculées et relativement dispersées (fig. 11).

Les mesures structurales qui ont pu être prises sur la partie sud de cette carte mais également plus à l'Est sur la feuille de Laval font apparaître une direction moyenne des couches briovériennes à peu de choses près identique à celle observable dans le Paléozoïque, et évoluant entre N110° et N130°E. Si cette direction reste globalement stable, quelques inflexions en direction N80° à N90°E, ainsi qu'en N160° à N190° sont également visibles, attestant sans aucun doute de l'intensité des déformations ayant affecté ce secteur en particulier à l'Est.



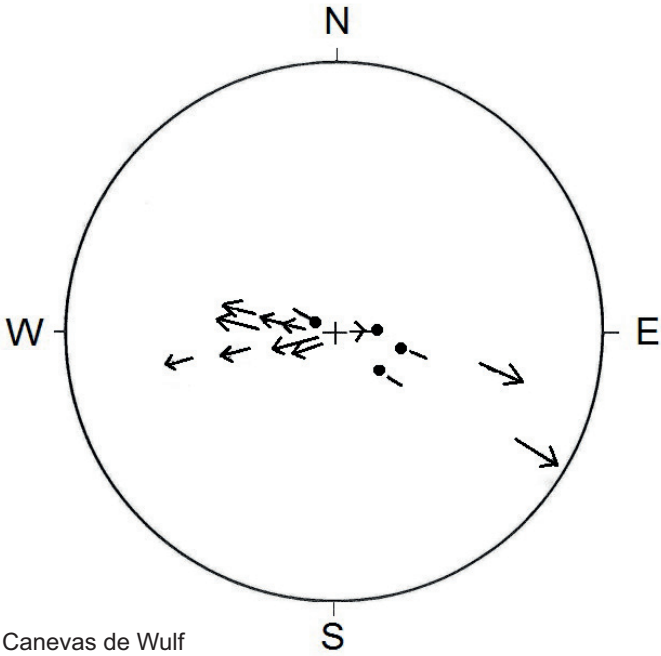
Projection de Schmidt : hémisphère inférieure (94 mesures)

○ Pôles des plans de S_0

▲ Pôles des plans axiaux des plis de la S_0

✧ Pôles des plans de la schistosité S_1

Fig. 10 - Stéréogramme des données structurales planaires dans le Briovérien (Trautmann, 2002)



Canevas de Wulf

→ linéations d'intersection L_1

● — axes de plis dans la S_0

Fig. 11 - Stéréogramme des données structurales linéaires dans le Briovérien (Trautmann, 2002)

Jusqu'à présent, aucune déformation antérieure n'a pu être clairement identifiée dans ce Domaine centre-armoricain. Les quelques structures complexes signalées par certains auteurs (Brossé *et al.*, 1988 ; Guérangé *et al.*, 1983) sont plus probablement liées à des basculements de blocs le long de failles listriques induits par des phénomènes distensifs à l'Arénig (Ballard *et al.*, 1986). La phase de plissement cadomienne n'a en apparence pas eu d'effets notoires sur ces terrains, si ce n'est quelques « ondulations » dépourvues de schistosité dont la liaison avec cette phase reste à démontrer.

Les plis affectant le Briovérien de Bretagne centrale sont d'ordre kilométrique à plurikilométrique, généralement droits et ouverts, de direction moyenne comprise entre N110° et N120°E, et subparallèles à parallèles à l'axe du synclinorium paléozoïque de Laval. À l'approche du contact avec le Paléozoïque, on note une tendance au déversement et au chevauchement vers le Nord.

Des plis décimétriques à pluridécamétriques sont également décrits dans la littérature (Chantraine *et al.*, 1982 ; Guérangé *et al.*, 1983), avec une géométrie identique à celle des mégastructures, droits, localement déjetés. Ils sont accompagnés d'une schistosité S1 de plan axial, de type fracture ou de « flux naissant », en fonction de la nature lithologique des terrains, très redressée à subverticale, subparallèle à parallèle aux structures varisques.

Dans la partie sud de la carte, entre la carrière des Lacs et Étrelles, les trajectoires de schistosité s'infléchissent et prennent une direction N130° à N140°E, parallèle aux axes de microplis dissymétriques indiquant une composante cisailante subhorizontale dextre syn-schisteuse. Toutes ces déformations ne paraissent pas antérieures à la phase majeure varisque. La carte magnétique du gradient vertical permet de démontrer que le CNA, qui borde les flancs sud des synclinaux paléozoïques à l'Ouest de Marpiré prend une direction ESE en traversant les terrains Briovériens. Il est la cause de l'inflexion des trajectoires des plans de schistosité dans la région d'Étrelles, et le long du ruisseau de la Valière. Il se poursuit vers le Sud en bordant la partie occidentale du Massif du Pertre (Trautmann *et al.*, 2002).

MÉTAMORPHISMES VARISQUES DANS LE BRIOVÉRIEN DE BRETAGNE CENTRALE

Métamorphisme régional

La phase de plissement majeure E1 est accompagnée d'un métamorphisme régional synschisteux et de très faible gradient, à illite-chlorite. Les indices de cristallinité des illites (3,5 à 5,5) et des chlorites (40 à 60) ne montrent pas d'évolution ordonnée, ce qui illustre l'absence de gradient de déformation. De

plus ces indices situent bien le Briovérien de Bretagne centrale dans le domaine de l'épizone (Chantraine *et al.*, 1983).

La comparaison des indices de cristallinité des micas dans le Briovérien, le Paléozoïque anté-carbonifère, et le Carbonifère du flanc sud du synclinorium de Laval, réalisée par J. Plaine (1976) sur les secteurs de Cossé-le-Vivien et Meslay-du-Maine fait ressortir les points suivants (fig. 12) :

- les trois formations se situent en domaine épizonal ;
- les points de mesures des différentes formations se recouvrent ;
- il n'y a pas de discordance métamorphique entre le Briovérien et le Paléozoïque ;
- on constate pour toutes les formations une bonne cristallinité homogène mais une grande dispersion des rapports d'intensité qui peut s'expliquer par les différences lithologiques ;
- le Carbonifère inférieur étant impliqué, on peut considérer que cette évolution métamorphique régionale est varisque (post-tournaisienne).

Métamorphisme de contact

Dans le Domaine centre-armoricain, plusieurs petites intrusions magmatiques engendrent au sein des terrains briovériens un thermométamorphisme ponctuel marqué par la présence de faciès cornéifiés. Ces cornéennes sont aussi bien anté-schisteuses (anté-plissement varisque) que post-schisteuses (*cf.* description des terrains) ce qui atteste de l'existence de plusieurs phases magmatiques au cours du Paléozoïque.

Dans le Domaine nord-armoricain, ce métamorphisme de contact est clairement syn à postérieur à la déformation cadomienne et intimement lié à la mise en place des granitoïdes cadomiens.

DÉFORMATIONS ET MÉTAMORPHISME DES TERRAINS PALÉOZOÏQUES: L'OROGENÈSE VARISQUE

L'absence de Dévonien supérieur dans la région, associée à la présence d'une légère obliquité entre les séries du Carbonifère inférieur sur leur substrat daté du Dévonien, suggèrent que la région a subi un léger soulèvement et une flexuration des couches. Cette phase tectonique, peu marquée dans cette partie de la Bretagne correspond aux effets d'une tectonique plus poussée bien marquée à l'extrémité occidentale du massif, appelée phase bretonne (Darboux *et al.*, 1977).

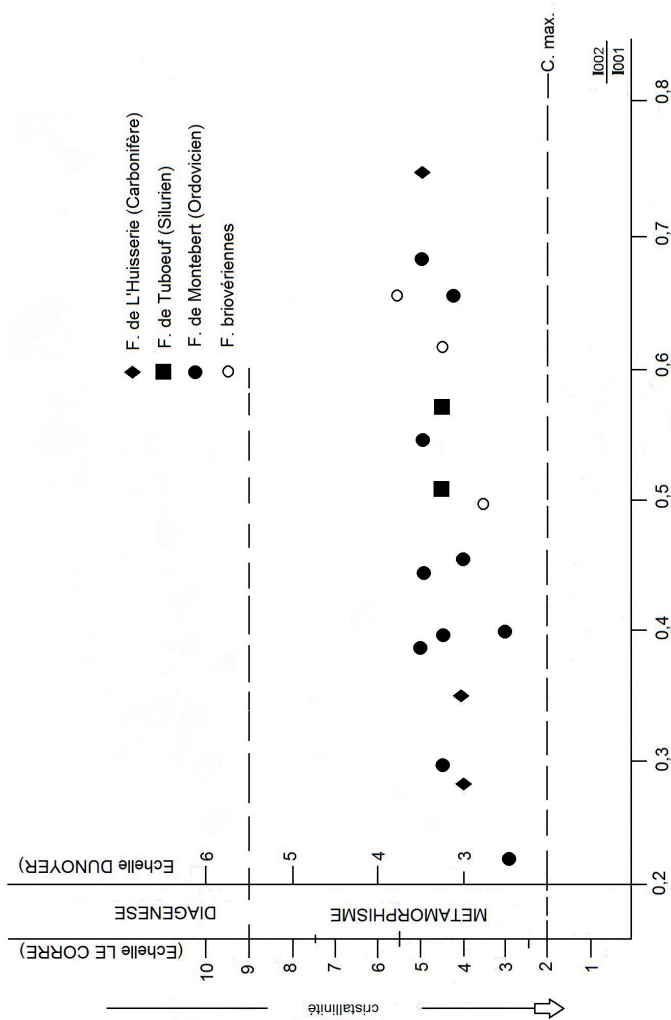


Fig. 12 - Diagramme d'Esquevin. Cristallinité comparée des micas dioctaédriques dans le Briovérien, le Paléozoïque anté-carbonifère, et le Carbonifère du flanc sud du synclinorium de Laval (d'après J. Plaine, 1976)

LA PHASE DE PLISSEMENT E1 DANS LE PALÉOZOÏQUE

Les formations paléozoïques du synclinorium médian sont largement impliquées par les déformations varisques liées au raccourcissement N-S auquel s'ajoutent les effets d'une forte composante de cisaillement transcurrent dextre.

Le synclinorium paléozoïque est représenté dans le détail par une succession d'anticlinaux et de synclinaux en relais globalement orientés N110° à N130°E. Trois anticlinaux à cœur briovérien et plutonique (granite de Balazé) sont présents au cœur de la bande paléozoïque. Au Nord-Ouest, l'anticlinal de Sévailles, au centre de la feuille, l'anticlinal de Vitré, et à l'Est, l'anticlinal de Saint-M'Hervé qui se poursuit sur la feuille de Laval. Les structures plissées s'accompagnent d'une schistosité de plan axial fortement pentée vers le Sud suggérant que les structures résultent d'une poussée du Sud vers le Nord. Les flancs nord des synclinaux montrent systématiquement un rebroussement des flancs vers le Sud. Ce rebroussement est acquis postérieurement à la mise en place de la schistosité et résulte du serrage tardif. Le flanc sud du synclinorium est affecté de failles à vergence nord qui constituent la limite entre le socle et le Paléozoïque ou alors sont situées au sein des terrains du Briovérien, sur la bordure du synclinorium.

Dans le secteur d'Erbrée, le contact entre le socle et la couverture paléozoïque est faillé. Une grande partie de l'Ordovicien est absente car tronquée par une faille chevauchante, non visible sur le terrain. Le socle briovérien repose directement sur les Formations du Val et des Grès de Gahard par un contact anormal. Cette faille semble être associée à la structure plissée couchée de dimension pluri-décamétrique d'axe N20°E à vergence ouest qui affecte les terrains paléozoïques du secteur d'Erbrée – Pain Tourteau. Cette structure N20°E est affectée par les plis méridionaux et s'est donc formée antérieurement. Jusqu'à présent, ces structures précoces affectant les terrains paléozoïques et leur substrat n'ont jamais été décrites. Elles pourraient résulter des premiers soubresauts de la tectonique varisque.

Dans le détail les accidents tectoniques sont peu nombreux. Le faible nombre d'affleurements et la présence des formations d'altération, de pentes et alluviales en est la principale cause. C'est dans la partie orientale de la carte que l'essentiel des failles a pu être identifié et cartographié. Elles correspondent principalement à des failles chevauchantes associées aux structures plissées et sont marquées par des pentes faibles, en général entre 20° et 50°. D'autres failles plus redressées sont également présentes, de direction est-ouest. Elles découpent les failles chevauchantes et résultent de la composante décrochante de la déformation varisque.

D'autres familles de failles plus tardives recoupent les structures en les décalant. Ces failles sont de direction NNE-SSW et NNW-SSE. Elles peuvent être associées à des filons de quartz comme dans le secteur de Châtillon-en-Vendelais. L'âge de mise en place de ces accidents n'est pas connu. Ceux-ci résultent peut-être du serrage tardif des structures paléozoïque ou d'une phase ultérieure. Elles peuvent résulter de la réactivation de structures cadomiennes.

En géophysique, une anomalie gravimétrique indique clairement une discontinuité majeure longeant la bordure occidentale du massif granitique du Pertre. Cette discontinuité semble correspondre à l'une des branches du Cisaillement nord-armoricain (CNA). Elle se situe à l'aplomb de la vallée du ruisseau de la Valière, sous les alluvions, et se dirige vers le Nord-Ouest pour venir tangenter la discordance à l'extrémité occidentale de la carte et se poursuivre sur la carte de Rennes (fig. 13, cahier central). Elle correspond à la trace magnétique du Cisaillement nord-armoricain.

L'analyse des mésostructures plissées visibles dans les formations paléozoïques montre que l'on a souvent affaire à des plis dissymétriques dont les flancs sud sont déversés vers le Nord, et les flancs nord déversés vers le Sud. La schistosité est subverticale à fortement pentée vers le Sud. La majorité des axes des structures plissées est ENE-WSW (N120° à N100°E). Dans la partie orientale, une structure kilométrique d'axe N20°E déversée vers l'Ouest est reprise par les structures E-W et est présente depuis Erbrée jusqu'à La Chapelle-d'Erbrée. Elle est responsable de la géométrie complexe de la terminaison péri-anticlinale. Dans le détail Les directions changent progressivement en prenant une direction N70°E.

LE MÉTAMORPHISME ASSOCIÉ A CETTE PHASE DE DÉFORMATION DANS LES TERRAINS PALÉOZOÏQUES

Les terrains paléozoïques sont affectés par un métamorphisme modéré de même ampleur que celui déjà décrit pour les terrains briovériens du Domaine centre-armoricain (anchizonal à épizonal). Il n'y a donc de ce point de vue, pas de limite particulière entre les deux grands domaines structuraux.

ÂGE DE CETTE DÉFORMATION MAJEURE

Tous les auteurs sont maintenant d'accord pour admettre qu'il n'existe en Bretagne centrale qu'une seule phase de déformation majeure E1, varisque.

Si tous s'accordent pour lui attribuer un âge carbonifère, les idées divergent par contre pour ce qui concerne l'âge exact de cette phase de plissement, les uns se basant sur les différents épisodes magmatiques qui

ont affecté la Bretagne centrale, les autres se calant sur l'évolution tectono-sédimentaire du bassin de Laval.

Si l'on se réfère au magmatisme, les datations obtenues sur les granites syntectoniques de Bretagne centrale qui jalonnent les grands cisaillements dextres reconnus dans le Massif armoricain (CNA, CSA ; Watts *et al.*, 1979 ; Goré *et al.*, 1987, Jégouzo, 1980, Le Corre *et al.*, 1991) donnent un âge de mise en place de 345 à 330 Ma (Carbonifère inférieur, Viséen) contemporain de la déformation majeure exprimée dans ces secteurs situés plus à l'Ouest.

Au niveau du synclinorium de Laval, la différence de structuration entre les terrains namuriens, plissés et faillés et stéphaniens, peu déformés (bassin de Saint-Pierre-la-Cour), atteste clairement d'une phase de plissement majeure entre ces deux périodes, soit probablement au Westphalien ainsi que l'envisageaient déjà E. Houlgatte *et al.* (1988) et J. Cogné (1974).

Les travaux réalisés par D. Gapais *et al.* (1980), E. Houlgatte *et al.* (1988) et, plus récemment, par C. Gumiaux *et al.* (2004) sur les grandes zones de cisaillement confirment bien pour le bassin de Laval la similitude des caractères structuraux entre les terrains paléozoïques et protérozoïques, l'existence de plis déversés vers le Nord avec, localement, des failles à composante chevauchante. La présence de petits chevauchements au sein même du Paléozoïque reflète la réactivation de failles normales précoces avec localement un rejeu horizontal. Enfin, les plis et failles sont beaucoup plus développés dans la partie nord du bassin, les jeux en décrochements étant principalement localisés sur les bordures de celui-ci.

Les principales conclusions sont les suivantes : dans le Domaine centre-armoricain, le jeu des cisaillements régionaux dextres (CNA, CSA) débute au Dévonien supérieur et se poursuit jusqu'au Carbonifère. Pendant cette période de déformation carbonifère, des failles à composante chevauchante NW sont initiées le long des grandes discontinuités, accompagnées de la mise en place à l'Ouest du bassin de Châteaulin puis très peu de temps après, en bordure NE du Domaine centre-armoricain, du bassin de Laval (Gumiaux *et al.*, 2004).

Durant le Viséen, l'extension des dépôts sédimentaires s'effectue sur les sédiments paléozoïques déjà présents et des plutons syncinématiques se mettent en place dans le Domaine central, autour de 345-335 Ma. Plus à l'Ouest dans la région de Rostrenen et du bassin de Châteaulin, le leucogranite situé le long du cisaillement des Montagnes noires (CMN) scelle la fin de ces déformations entre 320 et 315 Ma (Bos *et al.*, 1997). Enfin, ces grands cisaillements dextres, jalonnés de granites syn-cinématiques qui fixent l'âge de la déformation (Berthé *et al.*, 1979 ; Bernard-Griffiths *et al.*, 1985), continueront encore à fonctionner, tardivement, durant le Carbonifère supérieur.

Au Carbonifère supérieur, une importante phase de plissement E1, se situant dans le temps entre le Namurien (terrains plissés) et le Stéphanien (formation de Saint-Pierre-la-Cour) va affecter l'ensemble des terrains néoproterozoïques de Bretagne centrale et ceux du bassin paléozoïque de Laval. Elle se caractérise par des plis droits à schistosité subverticale à verticale. Après la mise en place des derniers terrains du Stéphanien le serrage se termine et est à l'origine de structures plissées d'axe NNE-SSW bien visibles dans la carrière de Saint-Pierre-la-Cour.

Tous ces arguments convergent par conséquent assez nettement vers l'hypothèse proposée par C. Gumiaux *et al.* (2004) à savoir une évolution continue de la tectonique hercynienne, transpressive en Bretagne centrale au Carbonifère inférieur (Gapais, 1980) à compressive au Carbonifère supérieur dans le bassin de Laval (Houlgatte *et al.*, 1988).

LA FRACTURATION DANS LES TERRAINS BRIOVÉRIENS ET PALÉOZOÏQUES

L'accident orienté N130°E à pendage SW impliquant la bordure méridionale du leucogranite du Pertre (feuilles La Guerche-de-Bretagne, Trautmann *et al.*, 1997 ; Cossé-le-Vivien, Vernhet *et al.*, 2009) se prolonge sur la carte Vitré où il est jalonné par de nombreux filons de quartz et un cortège effusif à tufs rhyolitiques anté-schisteux. Le cours de plusieurs rivières (la Valière, une partie de la Vilaine et le ruisseau de Palet) est guidé par cet accident qui a pu rejouer au Pléistocène moyen. Cette direction de fracturation est assez généralisée dans le Briovérien. Elle varie entre N130° et N160°E et est souvent accompagnée par des intrusions de dolérite. Plus rarement, on observe des fractures de direction N-S.

Sur la feuille Vitré, l'absence de la partie inférieure de la série Ordovicienne démontre qu'en de nombreux endroits le Paléozoïque est très souvent en contact anormal avec le Briovérien et les granitoïdes cadomiens. Ainsi, le flanc sud du synclinorium de Laval est redressé puis renversé, et tronqué au Sud-Est par des accidents parallèles aux structures N110° à N120°E. Ces derniers sont cependant rarement visibles sur le terrain. On les soupçonne dans le secteur de Cantache-en-Pocé où ils sont matérialisés par des cataclasites. Ces accidents à vergence nord sont liés à la structuration de la phase namuro-westphalienne. Les flancs nord des synclinaux peuvent également être affectés de failles chevauchantes dont la vergence vers le Sud marque le serrage tardif des structures. Ce serrage tardif est bien marqué au niveau de la déformation des plans de schistosité qui partout sont inclinés vers le Sud d'environ 70° sauf au niveau des flancs nord des synclinaux où ils prennent une pente nord, traduisant un rebroussement postérieur à sa formation.

Les principales directions de fractures dans le Paléozoïque sont les suivantes :

- N85° à N95°E, tardives ;
- N115° à N135°E, héritée du Briovérien ;
- N20° à N60°E, tardive.

Dans le Briovérien, la fracturation est moins dense et moins dispersée. On observe deux populations de fractures :

- un réseau N125° à N170°E, à rejeu senestre, à remplissage filonien, parfois accompagné de sulfures. Ces failles provoquent des décalages cartographiques ;
- un réseau N60° à N80°E, transverse par rapport au précédent.

Cette différence doit être liée au fait que les synclinaux paléozoïques se situent à l'aplomb de zones de faiblesse que constituent la zone de suture entre le Domaine cadomien au Nord et le Domaine centre-armoricain.

ANALYSE MORPHO-STRUCTURALE

La morphologie de la partie briovérienne de la carte comprise entre Châteaubourg et Étrelles est assez monotone. Les altitudes sont comprises entre 59 m NGF et 100 m NGF. Par contre, toute la moitié nord de la carte présente une topographie très contrastée avec des altitudes comprises entre 194 m NGF à Montautour et 79 m NGF vers Landavran.

Les variations lithologiques du Paléozoïque et des granitoïdes participent clairement au modelé du relief. Toutefois, le tracé des cours d'eau tels que la Vilaine, la Cantache, la Valière, etc., est à grande échelle, totalement indépendant de la lithologie et paraît clairement contrôlé par des lignes de fracture. Cela est particulièrement net pour le ruisseau de la Valière qui suit le prolongement de l'accident N130°E bordant le flanc sud du leucrogranite du Pertre. On sait que cet accident a un âge anté-carbonifère à carbonifère (granite du Pertre daté à 343 ± 3 Ma, soit à la limite Tournaisien-Viséen ; Cocherie, 2007 in Vernhet *et al.* 2009). On pourra citer également la vallée de la Vilaine, orienté N70°E et clairement oblique aux structures paléozoïque N110°E. Le fait que ces failles soient profondément marquées dans le paysage indique qu'elles ont dû être réactivées par la suite (Meynier A., 1940).

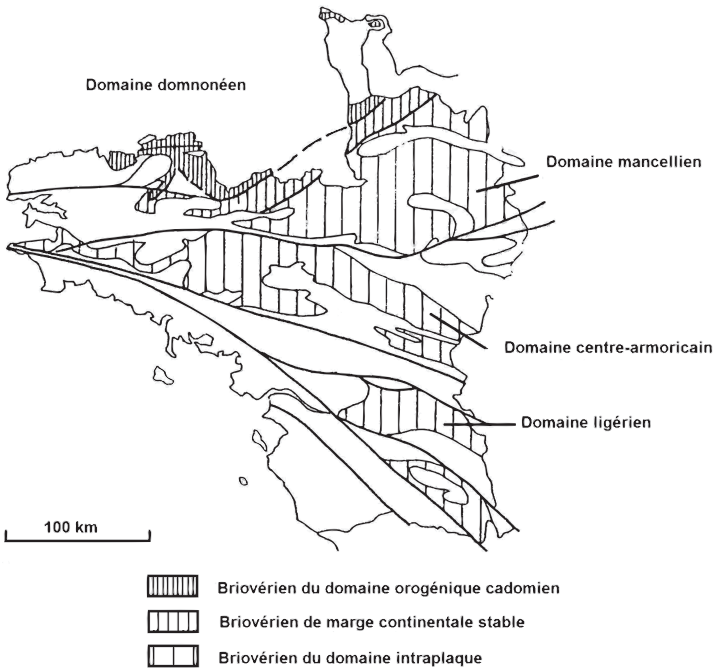


Fig. 14 - Répartition cartographique des terrains briovériens de France
(modifié d'après Cogné, 1972, et Chantraine *et al.*, 1988)

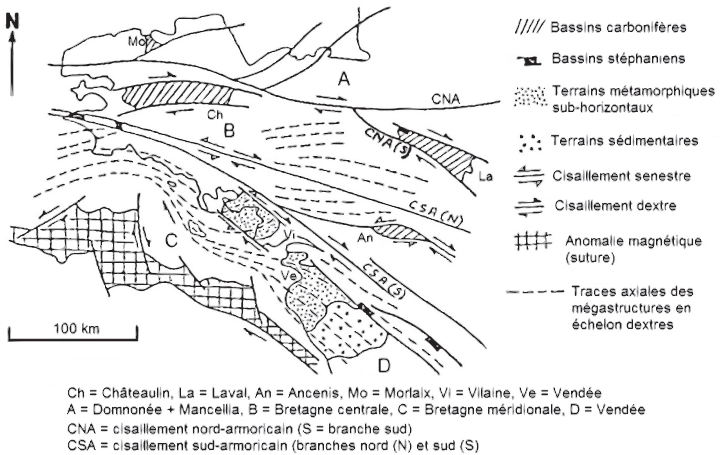


Fig. 15 - Place du CNA (branche sud) dans la géodynamique hercynienne (d'après Audren C. *et al.*, 1986). CSA : Cisaillement sud-armoricain (S : branche sud ; N : branche nord) ; CNA : Cisaillement nord-armoricain (S : branche sud ; N : branche nord)

SYNTHÈSE GÉODYNAMIQUE RÉGIONALE

NÉOPROTÉROZOÏQUE ET PALÉOZOÏQUE

L'âge et la signification géodynamique du Briovérien de Bretagne centrale ont fait l'objet de nombreuses discussions (Cogné, 1962). À la suite des études réalisées ces dernières années (Le Corre, 1977 ; Chantaine *et al.*, 1988 ; Guerrot *et al.*, 1992 ; Dabard, 1996) le Briovérien de Bretagne centrale et du Bocage normand était interprété comme le produit de l'érosion du segment nord-armoricain de la chaîne cadomienne (Chantaine *et al.*, 1988) déposé dans des bassins d'avant-pays en domaine continental plus ou moins aminci (fig. 14).

Bien que semblables par leurs caractères lithologiques, ces deux domaines présentent des différences importantes :

- le Briovérien du Bocage normand (b2M) est affecté par une phase de plissement cadomienne, précédant de peu la mise en place du vaste batholite intrusif cadomien (vers 540 Ma). Celui-ci engendre un métamorphisme de contact affectant la série briovérienne. L'ensemble est ensuite scellé par la couverture cambrienne, discordante sur ce vieux socle ;
- le Briovérien de Bretagne centrale (b2C), dont l'âge va du Protérozoïque terminal au Paléozoïque initial (Cambrien inférieur à ?), n'est pas cratonisé avant d'être recouvert par les dépôts ordoviciens. L'ensemble de ces terrains ne sera déformé qu'au cours de l'orogénèse varisque (Dévono-Carbonifère).

Probablement dès le Cambrien et jusqu'au début de l'Ordovicien un épisode extensif continental affecte l'ensemble du Domaine de Bretagne centrale par une tectonique en blocs basculés qui provoque la discordance infra-ordovicienne et contrôle le dépôt des séries rouges (Formation de Pont-Réan) (Ballard *et al.*, 1986) non présentes dans le synclinal de Liffré-Vitré. La formation du Grès armoricain correspond ensuite au maximum de la transgression paléozoïque et à l'installation d'une plate-forme continentale où la sédimentation se poursuit ensuite jusqu'au Carbonifère.

L'événement tectono-métamorphique principal qui affecte l'ensemble des formations de Bretagne centrale est associé à un cisaillement dextre général du domaine, entre les deux accidents nord et sud armoricains (CNA et CSA) qui le délimitent. Cet événement se situerait entre le Dévonien supérieur et le Westphalien (Choukroune *et al.*, 1983).

En résumé, l'histoire géodynamique de la région de Vitré peut se décliner de la façon suivante (fig. 15) :

- au Famennien : ouverture du bassin de Laval, cisaillement senestre; mais lacune sédimentaire du Dévonien supérieur. Mise en place durant cette période

dévonienne des dykes doléritiques qui vont affecter toute cette région de Bretagne centrale et le domaine mancennien. Correspond à l'expression distale de la phase bretonne ;

– au cours du Tournaisien-Viséen : importante activité magmatique avec la mise en place du granite du Pertre (343 ± 3 Ma) et du massif volcanique ignimbritique d'Entrammes (feuilles Cossé-le-Vivien et Meslay-du-Maine) ;

– au cours du Namurien : cisaillement dextre CNA (branche sud) ;

– au cours du Westphalien A: chevauchements du Sud vers le Nord (fermeture du bassin de Laval) ; compression varisque.

MÉSOZOÏQUE-CÉNOZOÏQUE

Les informations géologiques dont l'on dispose sur cette longue période sont relativement limitées sur cette région de Rennes – Chartres-de-Bretagne – Vitré. Elles portent en général sur des remplissages argilo-sableux tertiaires liés à des petits fossés d'effondrement.

Des campagnes et études géophysiques menées entre les années 1950-60 par le BRGM sur le graben de Rennes – Chartres-de-Bretagne avaient mis en évidence à l'aplomb de ce bassin une anomalie légère très importante (- 8,5 mgal) laissant envisager une accumulation de couches sédimentaires, litées, sur environ 500 m de puissance. La nature et l'âge exacts de ces formations restaient cependant inconnus pour la tranche profonde, les investigations réalisées par sondages dans ce secteur ne dépassant pas 140 m et n'ayant atteint que les terrains du Stampien (Oligocène).

Afin de lever le doute sur les 350 m de sédiments restants, une campagne sismique a été lancée en 2000 par le BRGM dans le cadre du projet Géofrance 3D/ARMOR2-2000. L'imagerie du sous-sol permit alors de proposer un modèle théorique de remplissage de ce bassin envisageant non seulement la présence de terrains du Tertiaire, notamment de l'Éocène connu ailleurs dans ce bassin ainsi que dans celui de Saffré, mais également d'une série mésozoïque (Jurassique et Crétacé supérieur) reposant sur un socle supposé paléozoïque (?) (Wyns *et al.*, 2002).

En 2010, un forage profond en carotté a été réalisé au droit de l'anomalie géophysique sur le site de Chartres-de-Bretagne dans le cadre du projet CINERGY. Le but de ce projet était non seulement d'améliorer les connaissances géologiques sur ce graben et sur la géodynamique du Massif armoricain, mais également de connaître le potentiel hydrogéologique et géothermique de ce bassin. Ce projet pris en charge sur le plan scientifique par le BRGM et Géosciences-Rennes a également été financé par le Conseil Général

d'Ille-et-Vilaine, le Conseil régional de Bretagne, Rennes métropole, l'État, le SMPBR, le SMG35, l'AELB, l'IAV, et l'ADEME.

Ce sondage d'une profondeur totale de 675,05 m a recoupé 405 m de terrains cénozoïques avant de toucher le socle briovérien, altéré sur 15 m (405 à 420 m), dans l'horizon fissuré de 420 à 480 m, puis en roche saine jusqu'à la fin (675 m) (Bauer, BRGM ; communication orale).

La couverture s'est révélée extrêmement monotone, avec près de 300 m d'argile à intercalations de sables, de calcaires et de passées ligniteuses. D'après les premiers résultats, elle s'étage du Lutétien supérieur au Plio-Quaternaire, avec des intercalations oligocènes et miocènes. Enfin, quelques foraminifères du Crétacé, remaniés, ont été observés à la base (403 m). Les données fournies par ce forage sont actuellement en cours d'étude et d'interprétation et feront l'objet de publications dans les mois à venir (Bauer *et al.* ; publications en cours).

Ce forage a clairement démontré l'absence de sédiments paléozoïques et mésozoïques sur cette région, et confirme une longue période d'émersion et de continentalisation laissant place à d'intenses phases d'érosion et d'altération. La présence de foraminifères remaniés du Crétacé à la base laisse toutefois penser que les rivages du Crétacé n'étaient probablement pas très éloignés de cette région. Des témoins de cette grande transgression cénomaniennne sont connus non loin de là, à l'Est, notamment près de Laval, de Château-Gontier et de Mayenne.

Plusieurs témoins d'altérites, scellés sous les dépôts cénomaniens des marges du Massif armoricain, montrent que la pénélaine hercynienne était déjà profondément altérée à cette époque, alors que l'érosion de la chaîne était quasiment achevée dès le Permo-Trias (Estéoule-Choux, 1983).

Ce sondage montre également que le processus de remplissage de ces fossés tectoniques n'a repris que tardivement à partir du Lutétien supérieur avec, jusqu'au Rupélien, des matériaux détritiques sablo-graveleux ou des argiles riches en matière organique ou lignite évoquant un milieu continental, marécageux à lacustre.

Au cours de l'Oligocène puis du Miocène, la mer envahit progressivement cette région de Chartres-de-Bretagne (marnes à *Natica crassatina*, calcaires à Archiacines) mais sans toutefois atteindre la région de Vitré. Ces intrusions marines sont conditionnées par la morphologie du paysage et probablement guidées par les grands couloirs de failles N160°E à l'origine de ces « gouttières » et fossés d'effondrement.

Les deux seuls dépôts de sables « pliocènes » présents sur la carte sont de faible extension. Leurs relations avec les systèmes de failles environnantes ne

sont pas évidentes. La présence de trous de pholades (lamellibranches) dans le socle du gisement de Champeaux caractérise une ligne de rivage de la mer pliocène s'étendant jusque dans la région de Vitré (Milon et Lucas, 1933).

Les formations post-pliocènes sont représentées par des dépôts détritiques grossiers relictuels à dominante quartzreuse dont les plus anciens sont disposés suivant un système indépendant du relief actuel. Ces reliques pourraient correspondre à un complexe fluvio-deltaïque du Pléistocène inférieur à moyen.

Quelques vestiges de terrasses étagées et/ou emboîtées subsistent sur les versants des vallées actuelles. Elles sont liées à l'érosion du socle durant le Pléistocène, les plus anciennes de ces terrasses pouvant être reliées au Cromérien (0,7- 0,5 Ma). Les alluvions anciennes précèdent le début de l'incision des vallées actuelles (Bonnet, 1998).

GÉOLOGIE DE L'ENVIRONNEMENT

SOLS, CULTURES ET VÉGÉTATION

Les sols de la région de Vitré sont assez variés. Cette variété est toutefois plus liée au relief qu'à la nature du sous-sol, qui est globalement silico-argileux et acide. La partie nord de la commune de Val-d'Izé, qui comporte des terrains carbonatés, fait exception. On y trouve une végétation calcicole, rare en Bretagne. L'élément caractéristique de la région est le bocage entamé seulement par le remembrement de la commune de Balazé.

Au Sud de la Vilaine, les terrains briovériens sont plus ou moins nappés de limons et sont livrés à la culture extensive. Les schistes et grès paléozoïques donnent des sols légers et peu profonds, et les crêtes gréseuses sont couronnées par des landes à ajoncs et genêts et par des bois de sapins et bouleaux.

GÉOGRAPHIE HUMAINE

Le bocage est voué surtout à l'élevage bovin et à la production laitière. Les élevages de chevaux sont très présents et signalent la proximité du département de la Mayenne et le cachet normand de la région de Vitré.

L'agglomération de Vitré se développe rapidement, en particulier vers le Sud en direction de l'autoroute Rennes – Le Mans. La campagne vitréenne, outre le bocage, se caractérise par des paysages vallonnés et verdoyants, barrés parfois par de grands plans d'eau artificiels récents. Quelques massifs forestiers parsèment la région (forêts de Sévailles, de Chevré, du Pertre; bois de Beaufeu,

des Pruniers, de Villeroy, de Cornillé, de la Lisière, de Ménouvel). Ces massifs sont en général implantés sur des zones gréseuses, peu favorables aux cultures.

Pour l'anecdote, nous rapportons ici les observations d'un agriculteur de Broons-sur-Vilaine qui nous indiquait que « les veaux élevés sous la mère en plein-air ont une chair blanche lorsqu'ils pâturent dans les secteurs à schistes et grès paléozoïques et une chair rouge s'ils vivent dans les secteurs à argilites et grès du Briovérien ! ». Il constate également une « différence notable du taux d'alcool des cidres (3 à 4°) selon l'implantation des pommiers, les meilleurs taux étant obtenus avec ceux implantés sur le Briovérien ». Cette observation rejoint celle faite plus au Nord sur la région de Domfront-Landivy (Vernhet *et al.*, 1996-97) où les principaux vergers à cidre et poiré sont localisés sur le Briovérien et en particulier sur les faciès métamorphiques.

Ces observations mettent en évidence l'importance de la géochimie dans la définition d'un terroir : les lithofaciès du Briovérien sont plus alcalins que ceux du Paléozoïque, ce qui peut expliquer les différences observées de manière empirique.

ÉLÉMENTS DE GÉOTECHNIQUE

Les recommandations présentées ci-dessous n'ont qu'une valeur purement indicative dans la mesure où aucune étude spécialisée n'a été ici réalisée par le BRGM.

TRAVAUX EN CONTEXTE SÉDIMENTAIRE

Le matériel nécessaire aux travaux de terrassement dans la tranche superficielle sera fonction du degré d'altération de la roche. En général, étant donné la proportion d'altérites, des pelles mécaniques de puissance moyenne seront suffisantes, sauf sur les terres situées sur la Formation du Grès armoricain où les roches saines peuvent parfois être sub-affleurantes. Par contre pour les travaux en zone plus profonde ou sur la roche affleurante saine, de puissants engins de déroctage pourront être nécessaires, notamment au niveau des formations grés-quartzitiques du Paléozoïque. Les formations silteuses-schisteuses auront l'avantage de se déliter en grandes plaques, alors que les grès, quartzites, et cornéennes, constitueront des blocs massifs, plus difficiles à entamer et à travailler.

En dehors des faciès grés-quartzitiques paléozoïques et des cornéennes, les caractéristiques de tenue et de portance des terrains seront dans l'ensemble mauvaises, en particulier pour toutes les formations silteuses, ampéliteuses, mais également grauwackeuses. Elles auront tendance à se désagréger assez

rapidement et à former après plusieurs passages de véhicules ou d'engins une véritable boue.

Pour tous les chantiers (BTP, routes, etc.), il est par conséquent indispensable d'effectuer au préalable une reconnaissance approfondie des terrains, non seulement des zones altérées et argilisées, mais également des zones silteuses-ampéliteuses. Ceci est en particulier recommandé pour les terrains briovériens de Bretagne centrale, moins résistants que ceux de la Mancellia (non recristallisés par le métamorphisme de contact), nettement plus altérés que ceux du Paléozoïque, et au niveau desquels on peut s'attendre, sans toutefois généraliser, à trouver des profils d'altération de plusieurs mètres de puissance. L'interface roche saine-roche altérée devra également être sondée afin de définir la présence éventuelle de nappes d'eau superficielles. Cela permettra d'éviter les risques de fluage et de glissement des terrains, ou les problèmes d'instabilité et de fissuration de bâtiments liés au phénomène de retrait-gonflement des argiles.

Les travaux dans les sables et graviers, pliocènes ou alluviaux, ne poseront pas de gros problèmes et pourront être effectués avec du matériel d'extraction de puissance moyenne. Par contre, étant peu ou pas indurés et plus ou moins poreux, ces terrains seront peu stables et sujets à des risques de glissement, d'éboulement, ou de tassement. L'interface substratum-sable devra également être testée, le substratum ayant de fortes chances d'être argilisé et de jouer le rôle d'écran à toute nappe d'eau superficielle.

La présence de tourbes (ou de sédiments tourbeux) peut engendrer d'importants phénomènes de tassement rendant ces terrains peu adaptés à supporter des constructions.

Les limons éoliens et les altérites, représentent des matériaux de faible résistance, faciles à décaper mais sujets à des tassements importants liés en partie au phénomène de retrait-gonflement des argiles, au fluage sur les pentes, et sans aucune tenue à l'état hydromorphe.

TRAVAUX EN CONTEXTE GRANITIQUE

Au niveau des massifs granitiques des Épronnières, de Balazé et des Hurlières, les zones arénisées ne présenteront que peu de résistance aux engins de terrassement. La difficulté majeure au niveau de ces terrains est liée à leur hétérogénéité et à la possibilité de tomber sur des blocs massifs isolés de granite pouvant atteindre plusieurs m³. Une reconnaissance préalable de la zone d'altération est donc fortement conseillée avant d'implanter toute construction, pour éviter des problèmes de tassement différentiel et de fluage.

Concernant la roche saine, en surface ou en profondeur, bien que ces roches soient généralement fracturées, leur attaque restera difficile et nécessitera de puissants engins de déroctage voire même des explosifs. Elles constituent un très bon matériau, de bonne portance, utilisable pour la construction (en fonction du degré de fracturation) et en tant que granulats.

RISQUES NATURELS

Ce paragraphe ne mentionne que les risques connus ou perceptibles. Il ne saurait préjuger d'aléas non documentés (puits ou galeries comblés et oubliés, carrières comblées et remises en culture, etc.).

CAVITÉS SOUTERRAINES

Les schistes ordoviciens, lorsqu'ils sont ardoisiers, ont été exploités en carrières à ciel ouvert ou par puits (en particulier entre Vitré et Rabaud). Certains de ces puits sont complètement ennoyés et mal ou pas du tout protégés. Un inventaire de ces sites dangereux peut-être réalisé en prenant comme fil conducteur les zones notées sur la carte (O2b-5a) correspondant à ce niveau.

Une carrière souterraine de sable existe sous le cimetière de Montautour et mérite une étude particulière. Elle est accessible par le bar situé devant l'entrée du cimetière.

De nombreuses carrières de pierre ont été comblées par des matériaux divers pouvant provoquer des désordres par tassements différentiels si l'on construit sans précautions sur ces zones. Les services municipaux et les habitants ont la plupart du temps gardé le souvenir de ces anciens lieux d'extraction. Toute opération d'aménagement doit prendre en compte cette connaissance du terroir.

INONDATIONS

Dans toutes les régions, les zones *a priori* inondables sont les vallées alluviales délimitées sur la carte géologique par les alluvions Fz et Fy et, plus ponctuellement, par les colluvions associées CF. Les colluvions comblant des dépressions fermées (Sud de Saint-M'Hervé, Val-d'Izé, Champeaux, vallées convergeant sur Châteaubourg, etc.), sont des zones humides, potentiellement inondables par forte pluviométrie, et dans lesquelles l'urbanisation est déconseillée.

EFFONDREMENTS/ÉBOULEMENTS

Certaines localités présentent des surplombs rocheux dominant des constructions. Ce sont celles de Vitré (bordure nord de l'enceinte de la ville), Châtillon-en-Vendelais (falaises de part et d'autre de la chaussée de l'étang), Montreuil-sous-Pérouse, Princé, Montautour. Ces sites doivent faire l'objet d'attentions particulières (éviter les constructions en contre-bas, surveiller la tenue des falaises).

RISQUES SISMIQUES

La région couverte par la carte de Vitré apparaît asismique, ou tout du moins faiblement. Quelques séismes anciens s'alignent toutefois entre Laval et Fougères suivant une direction N140°E. La profondeur des épicentres est relativement superficielle (- 5 km), les magnitudes respectives allant de 3,0 à 5,0 (Bonnet, 1998).

Un séisme de magnitude V (échelle MSK) a été ressenti en 1843 aux environs de Châteaugiron. Il serait situé au droit d'un faisceau d'accidents de direction N160°E (base SIRENE du BRGM).

Les cartes de la sismicité annuelle publiées par le RENASS de Strasbourg (site internet <http://renass.u-strasbg.fr>) montrent un alignement d'épicentres orienté N150° à N160°E, de magnitude 2, passant approximativement dans la région de Vitré.

Quelques séismes ressentis dans la région de Vitré sont indiqués dans le tableau 4. Pour de plus amples informations nous renvoyons au site internet « sisfrance.net ».

RESSOURCES EN EAU

PRÉCIPITATIONS EFFICACES ET RESSOURCES EN EAU

D'une manière générale, le renouvellement des ressources en eau s'effectue lors de chaque cycle hydrologique, entre l'automne et le printemps, période pendant laquelle les précipitations peuvent être "efficaces". Les précipitations efficaces correspondent à la quantité d'eau précipitée et non reprise par évapotranspiration. Une partie de ces précipitations permet de reconstituer le stock d'eau du sol (réserve utile). L'autre partie contribue, hors ruissellement à la surface du sol, à la recharge des nappes.

Date	Heure	Localisation épiscopale	Région ou pays de l'épicentre	Intensité épiscopale	Intensité ressentie sur Vitré
30/09/2002	6h44	Vannetais (Hennebont-Brandierion)	Bretagne	5,5	3
11/05/1988	0h08	Bassin de Laval (La Chapelle-Anthenaise)	Maine	4	3
07/09/1972	22h26	Ile d'Oléron	Charentes	7	2
04/03/1965	0h47	Craonnais et Segréen (Le Lion-d'Angers)	Anjou	5,5	-
2/01/1959	6h20	Cornouaille (Melgven)	Bretagne	7	3,5
22/09/1947	9h22	Brière orientale (Prinquiaud)	Pays nantais et vendéen	5	3,5
09/01/1930	19h38	Landes de Lanvaux (Meucon)	Bretagne	7	4
19/11/1927	23h03	Bocage normand (Flers-de-l'Orne)	Normandie	6	4
17/02/1927	23h17	Jersey	Iles anglo-normandes	5	4
30/07/1926	13h19	Jersey	Iles anglo-normandes	6,5	4
10/01/1921	0h20	Bassin de Laval (Saint-Jean-sur-Mayenne)	Maine	5	0
12/12/1907	5h33	Pays de Châteaubriant (Treffieux)	Pays nantais et vendéen	6	5
01/04/1853	22h45	Bocage normand (Coutances)	Normandie	6,5	4,5
11/02/1805	10h30	Bassin de Laval (Nord d'Argentré-du-Plessis ?)	Maine	5,5	5

Tabl. 4 - Quelques séismes ressentis dans la région de Vitré (intensité en MSK ; d'après le site sisfrance.net)

À la station de Cossé-le-Vivien, située à environ 25 km au Sud-Est de Vitré¹, les précipitations (P) annuelles moyennes sont de 746 mm et l'évapotranspiration potentielle (ETP) annuelle moyenne est de 749 mm (chronique : 1975-2009). Le bilan hydrique, établi au pas de temps mensuel² sur la période 1975-2009, conduit à une estimation de la valeur moyenne des précipitations efficaces annuelles de 340 mm. Pour une réserve utile moyenne³ de 100 mm, la part des précipitations totales, susceptible de donner lieu à un écoulement (souterrain et superficiel), correspond à 234 mm soit, en débit moyen régularisé, 7,4 l/s/km². Il s'agit d'une valeur moyenne, les conditions climatiques, parfois très contrastées, pouvant se traduire par des variations importantes de la valeur des précipitations efficaces : 659 mm au cours du cycle 2000-2001, très excédentaire, et 124 mm au cours du cycle 1991-1992, très déficitaire (fig. 16). Les valeurs correspondant à ces deux cycles constituent les extrêmes calculées pour la période 1975-2009.

¹ Station pluviométrique de Météo-France (n° 53077001) ; coordonnées Lambert II étendu : X : 2 356 300 m et Y : 2 334 500 m ; altitude : 95 m NGF.

² Précipitations (Météo-France) : poste pluviométrique de Cossé-le-Vivien ; ETP 2 Penmann décadaire (Météo-France) calculé au point de grille de coordonnées : 48°00'00"N et 01°00'00"W, proche de l'agglomération Beaulieu-sur-Oudon, à environ 20 km au Sud-Est de Vitré.

³ Cette valeur dépend étroitement de caractéristiques des sols (texture, épaisseur) et n'est donnée ici qu'à titre indicatif.

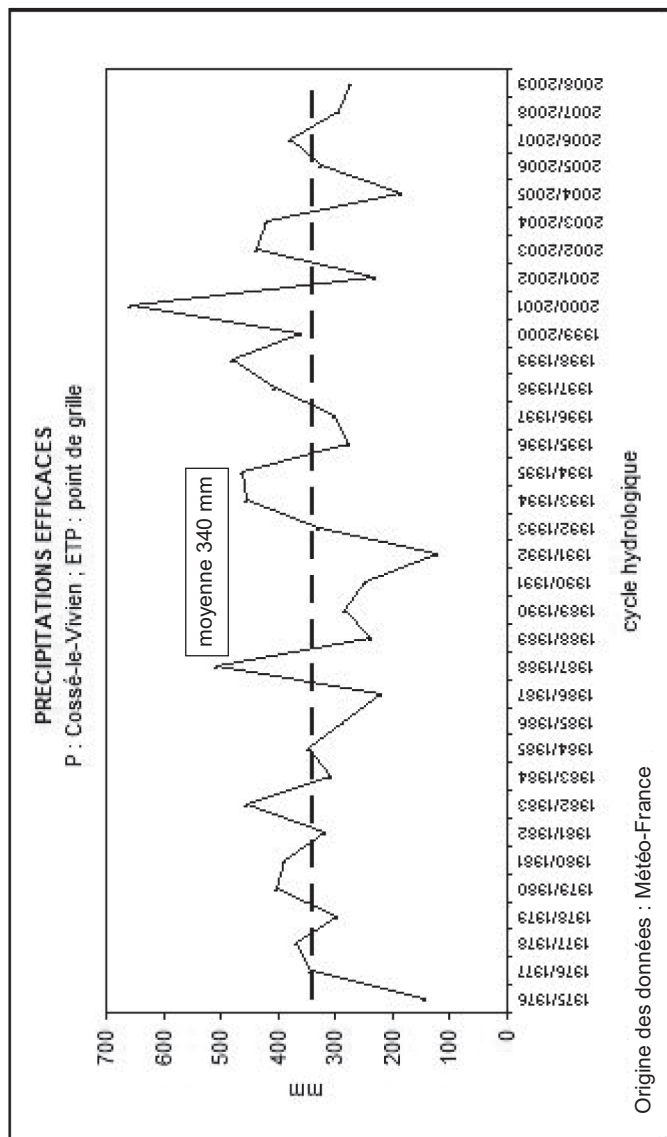


Fig. 16 - Précipitations efficaces sur la région voisine de Cossé-le-Vivien (données Météo-France)

EAUX SUPERFICIELLES

La feuille Vitré est située, dans sa totalité, dans le bassin versant de la Vilaine, fleuve qui prend sa source à Juvigné (Mayenne) et qui se jette dans la mer à l'aval de la Roche-Bernard. Ses principaux affluents, dans les limites de la feuille Vitré, sont la Cantache, la Veuvre et la Valière.

Ce cours d'eau et ses affluents sont alimentés par le ruissellement lors des périodes pluvieuses ainsi que par l'apport des eaux souterraines qui constituent l'essentiel du débit des cours d'eau (débit de base) en période d'étiage.

Dans les limites de la feuille Vitré, il existe cinq stations hydrométriques, gérées par la DREAL Bretagne :

– 3 sur la Vilaine : Erbrée (J7010630), Vitré (J7010610) et Châteaubourg (J7060620) ;

– 2 sur la Valière : Erbrée (J7024010) et Vitré (J7024020).

Pour la période 1990-2011, le débit moyen (module) de la Vilaine à Châteaubourg, station la plus aval, est de $4,310 \text{ m}^3/\text{s}$ soit, pour un bassin versant de 563 km^2 , un débit spécifique moyen de $7,7 \text{ l/s/km}^2$. Cette valeur est identique à celle calculée sur la base des données de P et ETP pour la même période et pour une réserve utile des sols de 100 mm ($7,7 \text{ l/s/km}^2$).

À Châteaubourg, le QMNA (débit mensuel minimal) de la Vilaine, de fréquence quinquennale sèche, est de $0,620 \text{ m}^3/\text{s}$ soit $1,1 \text{ l/s/km}^2$ et le rapport $\text{QMNA5}/\text{M}_{10}$ (dizième du module) est de 1,43. Cette valeur élevée n'est pas représentative des conditions hydrauliques naturelles⁴ car elle est due au soutien d'étiage assuré par les barrages de la Vilaine Amont. En effet, à la suite de sévères périodes de crues et de sécheresses, le Conseil général d'Ille-et-Vilaine a décidé la construction de trois barrages sur le bassin versant de la Haute-Vilaine :

– la retenue de la Valière sur la Valière, mise en eau en 1978 (capacité de 5,6 millions de m^3) ;

– la retenue de la Chapelle-Erbrée sur la Vilaine, mise en eau en 1982 (capacité de 8,0 millions de m^3) ;

– la retenue de Villaumur sur la Cantache mise en eau en 1995 (capacité de 7,0 millions de m^3).

Ces ouvrages permettent de réguler les eaux d'un bassin versant d'environ 310 km^2 , tout en assurant une importante ressource en eau potable pour le secteur est du département, qui compte une population d'environ

⁴ Ainsi, pour comparaison, le rapport $\text{QMNA5}/\text{M}_{10}$ pour la Valière à Erbrée, à l'amont de la retenue de la Valière, n'est que de 0,7 et traduit un faible soutien d'étiage naturel du cours d'eau, lié à la nature géologique, essentiellement schisteuse, des terrains du bassin versant.

150 000 habitants. La retenue de la Valière, outre sa vocation pour le soutien d'étiage et l'écrtage de crues, est destinée principalement à l'alimentation en eau potable.

L'essentiel de l'alimentation en eau potable des collectivités situées sur le territoire de cette feuille est assuré à partir d'eau superficielle prélevée :

- dans la retenue de la Valière et dans la Vilaine (prise d'eau de Pont-Billon à Vitré) : usine de la Grange à Vitré (capacité nominale de 500 m³/h) ;
- dans la Valière, à l'aval du barrage du même nom : usine de la Billerie à Vitré (capacité nominale de 700 m³/h) ;
- dans la Vilaine à l'amont de Châteaubourg : usine de Plessis-Beuscher à Châteaubourg (capacité nominale actuelle de 220 m³/h qui devrait être portée prochainement à 600 m³/h).

Toutes les collectivités situées sur le territoire de la feuille Vitré sont adhérentes du SYMEVAL (Syndicat Mixte des Eaux de la Valière), syndicat mixte de production qui exploite les stations de la Grange et de la Billerie.

EAUX SOUTERRAINES

Les principales formations géologiques présentes sur le territoire de la feuille Vitré -hors recouvrement limoneux, colluvial et alluvial- appartiennent aux différentes entités suivantes :

- les **terrains sédimentaires néoprotérozoïques**, représentés essentiellement par des siltites, des argilites, des grès-grauwackes et des grès-quartzites, affectés par un métamorphisme régional de très faible intensité et par un métamorphisme de contact dans les zones proches de petits massifs granodioritiques. Ces terrains occupent environ la moitié de la superficie de la feuille, essentiellement dans la partie sud ;
- les **granitoïdes**, constitués essentiellement par les massifs granodioritiques des Hurlières, des Épronnières et de Balazé, dont l'extension est très limitée ;
- les **formations paléozoïques** (Ordovicien à Carbonifère), constituées de siltites, d'argilites, de grès, de quartzites et, sur une zone très limitée, de calcaires (Dévonien). Ces terrains s'étendent sur une superficie correspondant à un peu moins de la moitié de la superficie de la feuille ;
- les **cortèges filoniens ou petits massifs intrusifs** dans les terrains néoprotérozoïques : quartz, dolérites, microgabbro, microgranites, volcanites acides (rhyolithes, tufs, ignimbrites...) dans le prolongement de l'extrémité occidentale du massif leucogranitique du Pertre.

Dans les formations de socle présentes sur la feuille Vitré, de nature essentiellement schisto-gréseuse, la perméabilité est généralement de type

secondaire (perméabilité de fracture), acquise notamment au cours des phases successives de déformation. L'altération, qui affecte ces terrains parfois sur quelques dizaines de mètres, a pu en outre favoriser la formation d'un matériau relativement meuble, limono-sableux, sableux ou sablo-argileux (altérites), particulièrement perméable dans le cas d'arène granitique.

Dans ces terrains on peut, d'une manière générale, définir le schéma hydrogéologique suivant :

- la partie altérée et diaclasée des terrains, proche de la surface, constitue en quelque sorte le « réservoir » : la nappe y est libre, directement alimentée par les précipitations efficaces, et vulnérable aux pollutions, notamment diffuses (nitrates, pesticides) ;
- en profondeur, le socle sain, plus ou moins fissuré et fracturé selon le contexte structural local. La nappe y est fréquemment semi-captive et alimentée par drainage à partir du « réservoir » sus-jacent. Les débits instantanés obtenus au soufflage peuvent atteindre, dans le meilleur des cas, une cinquantaine de m³/h, valeur sans lien direct avec le débit d'exploitation. L'eau est exempte de nitrates en profondeur mais le fer et parfois le manganèse sont toujours présents à l'état dissous traduisant l'existence de conditions de milieu réductrices, favorables au développement de phénomènes de dénitrification naturelle. Les données hydrodynamiques sont rares en raison du petit nombre d'ouvrages dans lesquels des pompages d'essai ont été réalisés (deux forages AEP seulement et quelques forages industriels à Vitré et Châteaubourg). Les valeurs de transmissivité sont généralement de l'ordre de 10⁻³ m²/s à 10⁻⁴ m²/s.

Les ressources en eau de la partie superficielle et altérée des terrains ont longtemps été suffisantes pour assurer la satisfaction des besoins domestiques locaux grâce à des puits généralement peu profonds et très répandus en milieu rural. À partir des années cinquante, la généralisation de l'adduction d'eau potable publique a conduit les collectivités à la création de captages, le plus souvent à l'emplacement de sources. L'utilisation des nombreux puits privés a alors été progressivement abandonnée, l'adduction publique permettant d'assurer un approvisionnement en eau potable satisfaisant tant du point de vue qualitatif que quantitatif. Les ouvrages de captage réalisés (puits avec ou sans drain) dépassent rarement une dizaine de mètres de profondeur (tabl. 5). Leur capacité de production, n'excédant pas dans le meilleur des cas 200 m³/j, s'avère souvent insuffisante, notamment avec l'accroissement des besoins. Un approvisionnement complémentaire est nécessaire à partir de ressources en eau superficielle, comme le SYMEVAL est en mesure de l'assurer pour la totalité des collectivités situées sur le territoire de la feuille Vitré.

Pour les collectivités urbaines importantes (Vitré, Châteaubourg, etc.), l'exploitation des eaux souterraines ne pouvant être envisagée compte tenu de

Indice BSS	X (*)	Y (*)	Commune Lieu-dit	Maître d'Ouvrage	Année	Formation géologique	Ouvrages	Profondeur (en m)	Prélèvements 2005 (m ³)
03184X0001	391395	6797077	Balazé <i>la Guérinière</i>	SIAEP de Montautour	1958	Schistes et grès briovériens	1 puits	6,0	217 000
03184X0002	394790	6800434	Princé <i>les Aulnais</i>	SIAEP de Montautour	1974	Arène granodioritique	2 puits	3,8 et 5,1	
03184X0003	394355	6800924	Princé Méjanot	SIAEP de Montautour	1974	Arène granodioritique	1 puits	2,3	
03184X0005	395023	6800775	Princé <i>la Baronnerie</i>	SIAEP de Montautour	1976	Arène et granodiorite	1 forage	45	
03182X0008	378253	6799494	Livré-sur- Changeon <i>la Marzelle</i>	SIE du Val d'Izé	1953	F. de Bois-Roux	1 puits	8,0	
03182X0007	382132	6798420	Val d'Izé <i>la Motte Saint- Gervais</i>	SIE du Val d'Izé	1959	F. de Bois-Roux	1 puits	13	152 000
03182X0016	381765	6798706	Val d'Izé le Coudrais	SIE du Val d'Izé	1978	F. de Bois-Roux	1 forage	74	

(*) : Lambert 93

Tabl. 5 - Captages exploités pour l'AEP sur la feuille Vitré (prélèvements : source Agence de l'Eau Loire-Bretagne)

l'importance des besoins, l'alimentation publique en eau potable a été assurée dès l'origine par des prélèvements en eau superficielle.

Le tableau 5 présente les captages actuellement exploités pour l'AEP dans les limites du territoire de la feuille Vitré. Seules deux collectivités sont concernées : le SIAEP de Montautour et le SIE du Val d'Izé. Les ouvrages de captage sont constitués de puits qui captent l'eau circulant dans les altérites superficielles. Deux forages exploitent une partie plus profonde de l'aquifère (la Baronnerie et le Coudrais).

Sur le territoire de la feuille Vitré, la part des eaux souterraines dans les prélèvements effectués pour l'AEP est marginale (369 000 m³ en 2005 pour des prélèvements totaux de 8,3 millions de m³, soit environ 4,5 %).

Les principales caractéristiques physico-chimiques des eaux brutes des captages exploités pour l'AEP figurent dans le tableau 6. Le pH de l'eau est généralement nettement acide, sauf dans le cas du forage de la Motte Saint-Gervais et, dans une moindre mesure de la Coudraie, dont les eaux, plus minéralisées, sont également caractérisées par un TH et une teneur en calcium relativement élevés, en relation avec la présence de niveaux carbonatés dans la série lithologique (Formation de Bois-Roux du Dévonien).

L'eau est généralement agressive et nécessite une neutralisation avant distribution. On note l'absence de nitrates dans les forages de Val d'Izé et, corrélativement, une teneur élevée en fer dissous et en manganèse, qui nécessite,

Paramètres	Unités	Balazé	Princé	Princé	Princé	Livré-sur-Changeon	Val d'Izé	Val d'Izé
Paramètres pH	Unités unité pH	<i>la Guérinière</i>	<i>les Aulnaies</i>	<i>Méjanot</i>	<i>la Baronnerie</i>	<i>la Marzelle</i>	<i>la Motte Saint-Gervais</i>	<i>le Coudrais</i>
		19/02/2009	16/06/2010	16/06/2010	16/06/2010	12/03/2009	09/06/2009	09/06/2009
		5,70	5,85	6,05	6,30	5,95	7,25	6,75
Conductivité à 25°C	µS.cm ⁻¹	184	294	248	330	241	712	616
TH	°f	5,0	7,0	5,7	9,8	6,3	35,9	29,7
TAC	°f	1,4	2,1	2,5	4,6	2,0	26,4	18,6
Chlorures	mg/l	24	32	26	24	31	34	34
Sulfates	mg/l	6	6	<5	41	7	81	99
Ammonium	mg/l	<0,04	<0,04	<0,04	<0,04	<0,04	<0,04	<0,04
Nitrites	mg/l	<0,02	<0,02	<0,02	<0,02	<0,02	<0,02	<0,02
Nitrates	mg/l	33,7	67,4	52,3	35,6	40,6	<2	<2
Calcium	mg/l	8	18	15	22	16	108	87
Magnésium	mg/l	7,8	8,2	5,7	11,0	4,7	14,0	11,4
Potassium	mg/l	1,6	2,0	1,8	1,7	2,9	2,1	1,1
Sodium	mg/l	13	22	20	22	16	14	15
Fluorures	mg/l	0,049	0,024	0,031	0,046	0,024	0,102	0,099
Fer dissous	µg/l	<20	<20	<20	372	33	683	2770
Manganèse	µg/l	6	<5	<5	37	<5	123	972

Tabl. 6 - Principales caractéristiques physico-chimiques d'eaux brutes des captages AEP exploités (ARS Bretagne, délégation d'Ille-et-Vilaine)

dans le cas du forage du Coudrais, un traitement spécifique de déferrisation. L'absence de nitrates et la présence de fer résultent de phénomènes de dénitrification dans des conditions de milieu réducteur, souvent présentes dans la partie profonde, semi-captive, des aquifères. L'eau du forage de la Baronnerie présente également une teneur en fer dissous relativement élevée mais la teneur en nitrates reste importante (35,6 mg/l) : l'ouvrage capte probablement à la fois la partie profonde de l'aquifère, sans nitrates mais avec du fer dissous, et la partie superficielle, avec des nitrates.

Dans le Briovérien, il a été observé par F. Trautmann dans une carrière en activité que les venues d'eau provenaient des fractures orientées N60° à N70°E et N130°E. Ces dernières pouvaient donner à l'époque (en 2003) des débits intermittents de l'ordre de 60 m³/h (carrière de la Ripennelais en Saint-Aubin-des-Landes) avec un pH de 7,2 à 8 malgré la présence de sulfures dans les filons. Ce pH tamponné peut s'expliquer par la teneur en CaO de la roche totale qui varie de 1,72 à plus de 5 %.

Il existe de très nombreux forages privés -forages communément appelés à tort « artésiens »- exploités pour des usages essentiellement agricoles et domestiques et plus rarement industriels (271 forages au total recensés dans la BSS⁵). Hormis le cas d'activités industrielles, les besoins sont limités à quelques milliers de m³ par an au maximum et des débits d'exploitation de quelques m³/h sont suffisants. De tels débits peuvent être obtenus dans la plupart des formations géologiques présentes sur le territoire de la feuille - excepté dans le cas de siltites ou d'argilites homogènes - avec cependant des probabilités de succès croissantes avec l'état de fissuration ou de fracturation des terrains.

La réalisation des forages privés a connu deux phases de développement comme l'illustre le graphique présenté sur la figure 17 :

- la première probablement à la suite de la forte sécheresse de l'été 1976 faisant suite à un cycle hydrologique très déficitaire et à la faveur du développement de la technique de foration à l'air comprimé (« marteau fond-de-trou ») ;
- la seconde à partir de 1993, année qui fit suite à une succession de quatre cycles hydrologiques fortement déficitaires (1988 à 1992).

Dans un contexte géologique de socle, comme c'est le cas de la feuille Vitré, les ressources souterraines sont étroitement dépendantes des conditions annuelles de la recharge naturelle. La réserve étant beaucoup moins importante que dans les grands aquifères de type sédimentaire, une succession de cycles hydrologiques déficitaires peut parfois conduire à une réduction importante de la capacité de production des captages, notamment en période de basses eaux.

⁵ Au total, 487 points sont référencés dans la BSS dont 398 points d'eau : 273 forages (deux exploités pour l'AEP), 11 puits (six exploités pour l'AEP), 102 sondages de recherche, sept piézomètres et cinq points d'eau superficiels (dont trois points de prélèvement pour l'AEP) auxquels s'ajoutent, essentiellement depuis 2002, 51 ouvrages exploités pour la géothermie.

Nombre de forages particuliers réalisés entre 1973 et 2007
(hors forages géothermiques)

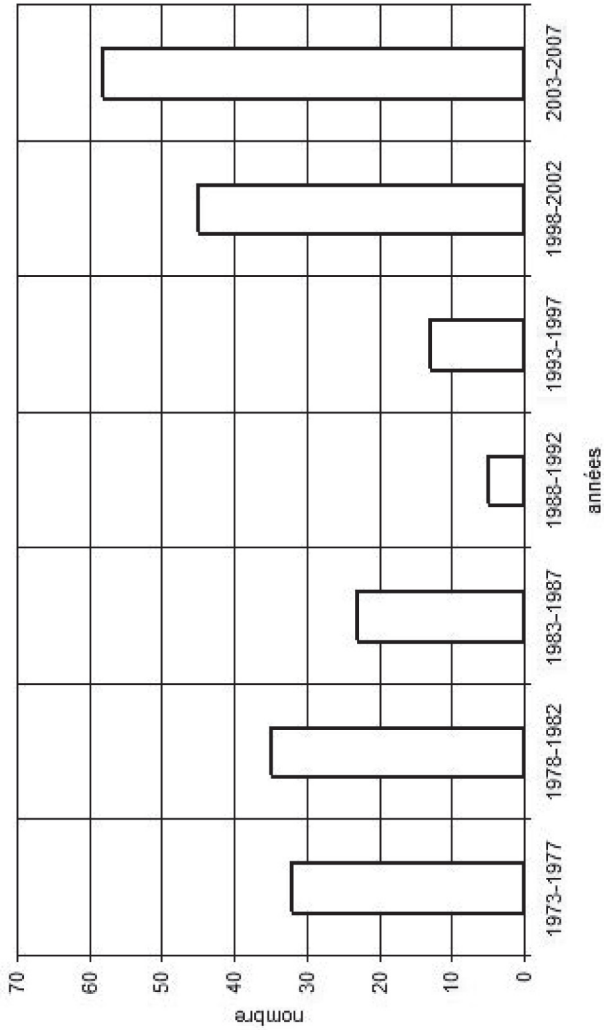


Fig. 17 - Nombre de forages particuliers réalisés entre 1973 et 2007 (source BSS, BRGM)

Le graphique présenté sur la figure 18, illustre les fluctuations piézométriques enregistrées depuis 2006 dans le piézomètre 03182X0027/PZ, implanté dans les quartzites de la Formation de la Lande-Murée. Il appartient au réseau piézométrique du département de l'Ille-et-Vilaine, géré par le BRGM. Sur ce graphique, on peut observer :

- une évolution annuelle, correspondant à la succession d'une phase de recharge et d'une phase de tarissement ;
- une évolution pluriannuelle, fonction de l'importance de la recharge annuelle. Elle est soulignée par une nette tendance à la remontée du niveau après le cycle hydrologique déficitaire 2005-2006 (et antérieurement 2004-2005, encore plus déficitaire) et une tendance à la baisse depuis 2008. Cette évolution est marquée aussi bien pour les hautes eaux que pour les basses eaux ;
- en été 2007, une nette recharge de la nappe, exceptionnelle pour cette période de l'année, à la suite des très fortes précipitations enregistrées entre juin et août 2007.

SUBSTANCES UTILES, CARRIÈRES

MATÉRIAUX

Les principales exploitations industrielles ou artisanales répertoriées sur la région de Vitré portaient sur l'extraction de schistes ardoisiers, de cornéennes, de grès et de sables. Le tableau 7 présente la liste des carrières recensées dans la banque de données du sous-sol (BSS, BRGM).

Ardoise

Les siltites sub-ardoisières du Briovérien ont été utilisées en couvertures rustiques dans la région. Les anciennes carrières se répartissent suivant une bande de deux kilomètres de large entre Saint-Jean-sur-Vilaine et Étrelles. Seule, la carrière des Lacs sur la commune de Cornillé maintenait encore lors des levers (Trautmann en 1999) une petite production artisanale. Par contre, à la Ripennelais sur Saint-Aubin-des-Landes, ce matériau est exploité industriellement depuis 1960 pour la confection, après broyage, de paillettes colorées destinées au surfacage de produits d'étanchéité en bitume.

Les caractéristiques techniques du schiste sont les suivantes :

- densité apparente : 1,2 à 1,3 ;
- densité réelle : 2,7 ;
- humidité : < 0,1 % ;
- transmission U.V. (sur couche de 2 mm) soit une charge de 0,24 g/cm² : < 1 %.

EVOLUTION PIEZOMETRIQUE

(Source : BRGM SGR Bretagne)

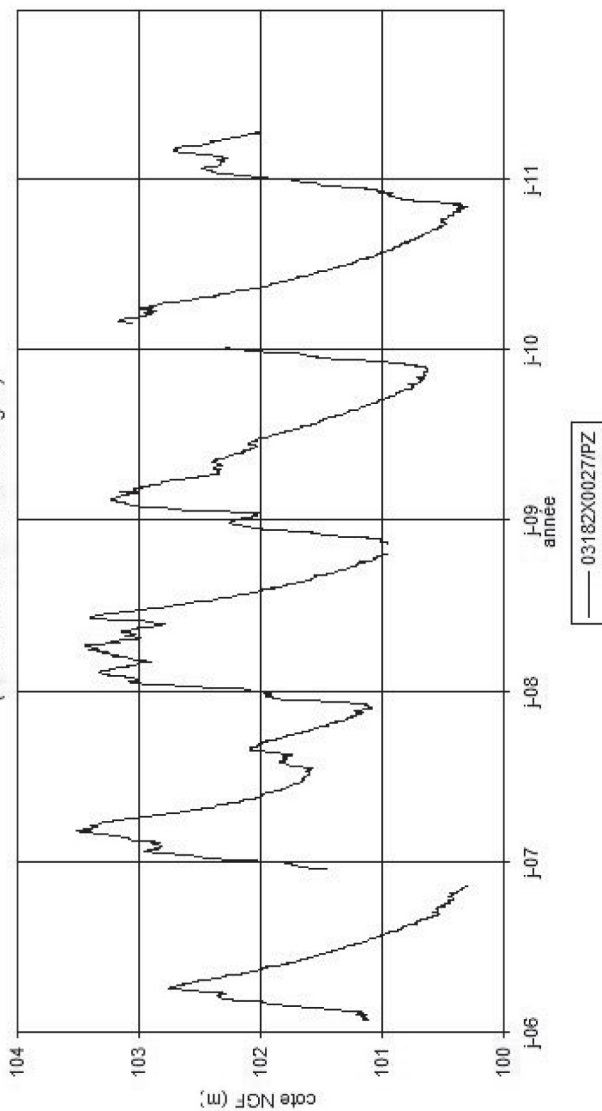


Fig. 18 - Fluctuations piézométriques enregistrées depuis 2006 dans le piézomètre 03182X0027/PZ implanté dans les quartzites de la Formation de la Lande-Murée (source BRGM/SGR-Bretagne)

Indice BSS	Commune <i>Lieu-dit</i>	Nature	X_LZE Y_LZE Z en m	État	Utilisation	Exploitation <i>Recherche</i>
03181X0002	La Bouëxière <i>Trapeau</i>	carrière	X =320,632 Y = 2 360,305 Z = 86,00	Accessible exploitation temporaire	viabilité	grès
03181X0003	La Bouëxière <i>Trapeau</i>	carrière	X = 320,502 Y = 2 360,244 Z = 87,00	Accessible non-exploité	viabilité	grès
03181X0004	La Bouëxière <i>la Haie-W-du bois de Ménouvel</i>	carrière	X = 319,922 Y = 2 360,103 Z = 109,00	Accessible non-exploité	viabilité	grès
03181X0005	Livré-sur-Changeon <i>la Touche</i>	carrière	X = 325,212 Y = 2 365,274 Z = 97,00	Accessible non exploité	construction viabilité	grès
03182X0001	Landavran <i>carrière du bois</i>	carrière	X = 330,906 Y = 2 358,525 Z = 92,00	Accessible exploitation temporaire	viabilité	grès
03182X0002	Val-d'Izé <i>la Lande-Close</i>	carrière	X = 330,886 Y = 2 358,665 Z = 98,00	Accessible non exploité	construction viabilité	grès
03182X0003	Landavran <i>Bois-Péant</i>	carrière	X = 328,909 Y = 2 356,801 Z = 79,00	Accessible non exploité	construction viabilité	grès schiste
03182X0004	Val-d'Izé	carrière	X = 327,932 Y = 2 360,640 Z = 96,00	Accessible non exploité	construction viabilité	grès schiste
03182X0005	Val-d'Izé <i>Villepie</i>	carrière	X = 328,655 Y = 2 364,051 Z = 85,00	Accessible non exploité	chaux construction	calcaire
03182X0006	Val-d'Izé <i>la Motte-Saint-Gervais</i>	carrière	X = 331,277 Y = 2 362,886 Z = 110,00	Accessible non exploité	chaux construction	calcaire
03183X0001	Balazé <i>la Croix-Marie</i>	carrière	X = 337,044 Y = 2 359,377 Z = 108,00	Accessible non exploité	viabilité	grès
03185X0009	Saint-Didier	Affleurement	X = 324,320 Y = 2 352,440 Z = 43,00	accessible	construction	gravier, sable
03185X0010	Saint-Didier	Affleurement	X = 323,720 Y = 2 351,500 Z = 43,00	accessible	construction	gravier, sable
03185X0011	Châteaubourg	carrière	X = 320,260 Y = 2 352,400 Z = 50,00	accessible noyé	construction viabilité	gravier, sable
03185X0012	Servon-sur-Vilaine	Affleurement	X = 319,480 Y = 2 352,600 Z = 41,00	accessible	construction	gravier, sable
03185X0013	Châteaubourg	Affleurement	X = 319,060 Y = 2 352,120 Z = 40,00	accessible	construction	gravier, sable
03186X0001	Champeaux <i>Ouest du bourg</i>	carrière	X = 328,280 Y = 2 356,120 Z = 108,00	accessible non exploité	viabilité	grès
03186X0002	Champeaux <i>les Mériais</i>	carrière	X = 328,240 Y = 2 355,640 Z = 108,00	accessible non exploité	viabilité	grès
03186X0003	Champeaux <i>la Lisière</i>	carrière	X = 327,140 Y = 2 356,380 Z = 108,00	accessible non exploité	viabilité	grès
03186X0004	Cornillé <i>les Lacs</i>	carrière	X = 327,340 Y = 2 351,700 Z = 50,00	accessible non exploité	construction	ardoise
03186X0005	Saint-Aubin-des-Landes <i>la Ripennelais</i>	carrière	X = 328,400 Y = 2 350,760 Z = 68,00	accessible exploité	charge couverture	schiste
03186X0006	Champeaux <i>la Grande-Planche</i>	carrière	X = 328,820 Y = 2 355,620 Z = 101,00	accessible non exploité	viabilité	grès, schiste
03186X0007	Saint-Aubin-des-Landes <i>les Lacs</i>	carrière	X = 327,700 Y = 2 351,930 Z = 54,00	accessible	couverture	ardoise
03187X0001	Vitré <i>Bas-Pont</i>	carrière	X = 334,960 Y = 2 353,160 Z = 93,00	accessible non exploité	construction	grès
03188X0001	Vitré <i>la Villoux</i>	carrière	X = 338,800 Y = 2 354,180 Z = 96,00	accessible non exploité	construction viabilité	grès
03188X0002	Balazé <i>la Villoux, Rocher de la Contrie</i>	carrière	X = 339,420 Y = 2 354,720 Z = 98,00	accessible exploité	granulat béton viabilité	grès
03188X0003	Vitré <i>la Villoux</i>	carrière	X = 339,200 Y = 2 354,300 Z = 98,00	accessible non exploité	viabilité	grès
03188X0004	Étrelles <i>les Rolands</i>	carrière	X = 338,720 Y = 2 347,550 Z = 78,00	accessible non exploité	viabilité	roche porphyrique
03188X0005	La Chapelle-Erbrée <i>l'Houtinière</i>	carrière	X = 343,540 Y = 2 351,180 Z = 119,00	accessible non exploité	construction viabilité	grès

Tabl. 7 - Principales carrières recensées dans la région de Vitré dans la banque de données du sous-sol (BSS, BRGM)

La composition chimique du schiste (paillettes) est la suivante :

- SiO₂ : 61,60 % ;
- Al₂O₃ : 21,40 % ;
- Fe₂O₃ : 5,20 % ;
- MgO : 1,95 % ;
- K₂O + Na₂O : 4,65 % ;
- soufre total : 0,45 % ;
- PAF : 4,5 %.

Un dosage en calcite (CaCO₃) et en dolomie (MgCO₃) réalisé par le BRGM (avril 2000) sur un échantillon de grès carbonaté de la Ripennelais a donné une moyenne de 33,5 % de calcite et de 0,4 % de dolomie.

Les schistes ardoisiers ordoviciens de la région ne sont plus exploités. Des anciennes carrières jalonnent une bande ardoisière que l'on suit depuis la ville de Vitré (Montigné et Guinard, 1995) jusqu'aux abords de Champeaux. Les remparts et le château ont été construits en partie avec ces matériaux. De l'ardoise a par ailleurs été extraite à La Chapelle-d'Erbrée.

Cornéennes

Une seule carrière exploitait en 1999 les cornéennes entourant le massif granitique de Balazé aux Bouffières sur la commune de Saint-M'Hervé. Le produit extrait servait de granulats pour la charge des routes et pour le béton. Ces roches très dures correspondent à des alternances de grès et siltites du Briovérien, recristallisées sous les effets du métamorphisme de contact induit par le granite. Leur résistance à l'érosion fait qu'elles apparaissent en relief par rapport aux granites, plus facilement altérables. Aux Bouffières, la roche est rubanée et piquetée de taches de cordiérite altérée pinitisée. Les micas (muscovite) sont abondants. Les panneaux exploitables sont décalés par des failles, ce qui localement peut constituer un handicap pour leur exploitation. Bien que les cornéennes soient d'excellents matériaux, elles peuvent parfois être altérées (rubéfiées) et recouvertes de formations superficielles telles que des heads et/ou des limons sur plusieurs mètres d'épaisseur.

Arènes, sables

Des arènes du granite de Balazé ainsi que les sables pliocènes de Launay-en-Val-d'Izé ont été autrefois utilisés pour la vie locale.

Grès

Le Briovérien à dominante gréseuse (b2CC et b2MC) a été exploité dans de nombreuses carrières artisanales, à usage local, comme moëllons de

construction. On trouve ce matériau dans les murs de la plupart des bâtiments antérieurs au XX^e siècle, dans la partie sud de la carte.

Les grès du Paléozoïque, de teinte claire, ont eux aussi été largement utilisés localement comme moëllons, plus rarement comme granulats concassés. Citons par exemple les anciennes carrières de Bas-Pont et de la Galiénais-en-Vitré (grès de Saint-Germain dénommé « Pierre de Vitré ») qui ont fourni de la pierre de taille pour le château de Vitré, les églises Notre-Dame (XV^e siècle) et Saint-Martin à Vitré, les ponts des Jacobins et de Sainte-Croix au-dessus de la voie ferrée Paris-Brest et divers bâtiments militaires. Ce grès a une densité de 2,46 et une résistance à la compression comprise entre 847 et 1268 (Durand-Claye, Debray, 1890).

Le Grès armoricain a surtout été exploité comme granulats dans des petites carrières artisanales. Son mode de gisement dans la région en longues bandes allongées et de faible surface d'affleurement ne permet pas d'exploitation industrielle moderne.

Sables et graviers alluviaux

Seules les alluvions Fx de la Vilaine localisées autour de Châteaubourg ont fait l'objet de quelques exploitations artisanales. Les informations sur l'épaisseur et la nature de ces alluvions sont très rares voire inexistantes. Un profil à la tarière, réalisé pour la prospection minière à Rabaud en travers de la Cantache, montre une épaisseur moyenne de 3,5 m d'alluvions dont 1,7 m de graviers à la base recouverts par 1,8 m d'argile.

Sables

Des grès désagrégés très purs ont été exploités à Montautour (Grès armoricain) en souterrain sous le cimetière. Ce sable alimentait la verrerie de Fougères puis fut utilisé ensuite comme sable à récurer. Au XVII^e siècle, une verrerie fût installée à Marpiré par le duc de la Trémouille (Lemoine *et al.*, 1996) sans doute alimentée en sable par des grès altérés. Les bancs de grès altérés et désagrégés, parfois très fins et très purs, sont assez fréquents dans la région. Ils peuvent, en sondage, être confondus lorsqu'ils sont subverticaux avec des poches de sables pliocènes. Ainsi, un sondage réalisé au Centre culturel de Vitré au début du XX^e siècle mentionne l'existence de 30 m de sable dans un contexte purement schisto-gréseux.

Les indices de sables rouges « pliocènes » sont rares et de très faibles dimensions. On citera ceux de Launay-en-Val-d'Izé et d'Ardrillon-en-Mondevert.

Calcaires

Nous citerons pour mémoire des indices de « calcaires anciens » signalés sans autre précision à Balazé et Domagné par M. Lechartier (1903). Par contre, les gisements de Val-d'Izé (Vilpie et La Motte-Saint-Gervais) sont connus depuis longtemps. Seul, le gisement de La Motte-Saint-Gervais a été exploité, pour la chaux grasse, jusqu'au début du XX^e siècle.

Le calcaire, attribué au Dévonien inférieur, aurait une composition de (Lechartier, *op.cit.*) :

- 96,25 % de CaCO₃ ;
- 2,31 % de SiO₂ ;
- 1 % d'Al₂O₃ + oxyde de fer ;
- 0,44 % de MgCO₃ ;
- PAF : 42,58 %.

Sa présence sur le terrain se signale par une flore calcicole, rare dans le Massif armoricain (*Verbascum blattaria*, par exemple).

La carrière de la Motte-Saint-Gervais était exploitée en 1875. Elle montrait des alternances de calcaire et de schistes parfois épais et très faillés (Delage, 1874-75).

Les schistes et grès carbonatés briovériens de la carrière de la Ripennelais sur la commune de Saint-Aubin-des-Landes sont utilisés après broyage comme paillettes mais aussi comme fillers routiers en mélange avec des cornéennes provenant de Louvigné-de-Bais et également comme amendement des terres agricoles. Ils contiennent en moyenne 33,5 % de calcite et 0,4 % de dolomie (analyse BRGM, 2000).

GÎTES ET INDICES MINÉRAUX

Dans le prolongement du gisement stanno-wolframifère de Montbelleux (feuille Fougères), on observe un couloir polymétallique à Au, Sn, Sb, As, Ba, Pb orienté N40°E, suivant un axe Cornillé – Châtillon-en-Vendelais. Cette zone anormale a été mise en évidence lors des campagnes réalisées par le BRGM sur cette zone en géochimie de surface et en prospection alluvionnaire (Inventaire minier national). La présence de ces éléments métalliques est symptomatique de l'existence en profondeur, dans ce secteur, d'une lame de leucogranite tardiacadomien (?) dont la présence reste cependant à démontrer.

Outre ce couloir polymétallique, plusieurs indices de minéralisation en fer, antimoine, or, sont enregistrés dans la banque de données du sous-sol. Ils sont indiqués dans le tableau 8.

Indice BSS	Commune Lieu-dit	Nature	X_L2E Y_L2E Z	Date Travaux	Propriétaire	Exploitation Recherche
03181X4001	Livré-sur-Changeon Saint-Modéron	Gîte	X = 323,370 Y = 2 366,031 Z = 120,00	non précisé	non précisé	Fer Cu, Pb, Zn
03182X4001	Val d'Izé Les Villechères	Gîte	X = 327,133 Y = 2 359,938 Z = 100,00	non précisé	Inconnu au 19 ^e siècle	Fer
03182X4002	Val d'Izé la Motte-Saint-Gervais	Gîte	X = 331,177 Y = 2 362,796 Z = 110,00	1820	Inconnu. 1800/1820	Fer
03182X4003	Livré-sur-Changeon la Ferronnière	Indication	X = 327,773 Y = 2 365,039 Z = 110,00	1903	non précisé	Sb
03183X4001	Châtillon-en-Vendelais les Loges	Indice	X = 338,374 Y = 2 364,660 Z = 120,00	1968	BRGM	Au
03183X4002	Taillis	Affleurement	X = 333,355 Y = 2 359,020 Z = 120,00	non précisé	non précisé	Sb
03184X4001	Châtillon-en-Vendelais	Indication filon de quartz à blende (Zn)	X = 339,674 Y = 2 364,563 Z = 180,00	non précisé	non précisé	Zn
03186X4001	Vitré Rabaud	Indication	X = 331,293 Y = 2 354,746 Z = 100,00	non précisé	non précisé	Au
03187X4001	Vitré la Choiseillère	Indice	X = 338,694 Y = 2 354,161 Z = 115,00	1967	BRGM	Au
03188X4001	Argentré-du-Plessis Moulin-Neuf	Indice	X = 340,510 Y = 2 345,964 Z = 100,00	non précisé	non précisé	Au prospect

Tabl. 8 - Indices de minéralisation répertoriés sur la carte de Vitré dans la banque de données du sous-sol (BSS)

L'antimoine (Sb ; stibine)

Ce métal est signalé sous la forme de stibine (Sb_2S_3) en placages dans les fissures du Grès armoricain à la Haute-Molière et à Juquet sur la commune de Taillis (Kerforne, 1920), ainsi qu'à la Terronnière et à la Marchelais sur Livré dans des fissures au sein des grès et calcaires dévonien. Il est probablement à mettre en relation avec les nombreux indices et gisements présents à l'Est sur la feuille de Laval (dont le gisement de la Lucette), liés à une activité hydrothermale au cours du Varisque.

Le mercure (Hg)

On trouve en concentrés alluvionnaires quatre points **d'amalgame** de mercure et d'argent (Ag_2Hg_3) associés à des niveaux riches en matière organique (ampélites du Silurien et du Dévonien, schistes ardoisiers ordoviciens) à Douillet et aux Boularderies en Val-d'Izé, à la Milanière sur Marpiré et au Bois-Vié sur La Chapelle-Erbrée.

Le fer (Fe ; sidérite) et le manganèse (Mn ; pyrolusite)

Les indices de fer apparaissent sous la forme de carbonates ferrifères (**sidérite**) interstratifiés dans les niveaux schisto-gréseux du Praguien. Le fer a été extrait en minières aux Villechères, à Vilpie et à la Motte-Saint-Gervais en

Val-d'Izé (Allon, 1979). L'altération de ces niveaux ferrugineux conduit à la formation de limonite, à l'origine de petites anomalies géochimiques en zinc, cuivre et arsenic. Du manganèse, sous la forme de **pyrolusite**, est également signalé dans ces niveaux, à l'Est de Livré (Kerforme, 1921), ce que confirment les prospections géochimiques.

Le cuivre (Cu), plomb (Pb), zinc (Zn)

Quelques traces de cuivre-plomb-zinc associées au minerai de fer sont indiquées sur Livré-sur-Changeon. À Châtillon-en-Vendelais, un filon quartzeux à plages de blende (Zn) est également signalé.

L'or (Au) primaire et alluvionnaire

L'or est un élément omniprésent sur ce secteur, à l'état de poussières et de fines paillettes. Des pépites sont également signalées dans la région de Vitré (Guigues et Devismes, 1969). La carte des concentrés alluvionnaires du BRGM montre une répartition ubiquiste aussi bien dans le Briovérien que dans le Paléozoïque, avec cependant quelques « points forts » entre Vitré et Châtillon-en-Vendelais, suivant un axe N40°E.

Les indices d'or ont laissé de nombreuses traces dans la toponymie, avec, par exemple, l'*Orière* que l'on trouve sur trois communes différentes (Saint-M'Hervé, Landavran, Erbrée), l'*Orionnière* sur Saint-M'Hervé, *Ville-Oreux* sur Val-d'Izé, les *Miaules* sur Balazé (du latin *metalla*). Rappelons que ce terme de « Miaules » caractérise un important axe aurifère dit « des Miaules » s'étendant depuis Rennes jusqu'à Château-Gontier et jalonné d'anciens travaux gallo-romains. La minéralisation, étroitement associée aux terrains briovériens, est liée à des structures quartzuses N110° à N130°E, à sulfures (arsénopyrite, chalcoppyrite, pyrite), chlorite, carbonates, scheelite, localisées dans l'environnement de petits massifs intrusifs (cartes Cossé-le-Vivien, Craon, Château-Gontier).

D'autres toponymes associés à des traces d'extraction très anciennes signalent des indices minéralisés dont la nature n'est pas toujours évidente, tels que les Fosses, le Bas-Feu, le bois de Beaufeu, Forges, Pré-Minerai (Mulot, 1985).

SITES CLASSIQUES, ITINÉRAIRES

On trouvera des renseignements complémentaires sur la région dans le guide géologique régional de Bretagne (Durand et Lardeux, 1985).

Pour une visite géologique, plusieurs sites d'observations peuvent être recommandés, ils sont pour la plupart situés à proximité de Vitré. Pour le

substrat antépaléozoïque, les conditions d'affleurements sont telles que les coupes permettant d'illustrer aisément le Briovérien et les massifs granitiques ne sont pas nombreuses. Quelques points peuvent être cependant conseillés. Pour le Paléozoïque, il existe un grand nombre d'affleurement remarquables ou de grande dimension permettant de se faire une idée de la géologie du secteur.

Briovérien et granite cadomien

Point 1 : dans la ville de Chateaubourg, plusieurs affleurements et le long de la rivière de la Gaillardière, permettent de voir les schistes briovériens peu altérés du Domaine centre-armoricain.

Point 2 : au Nord-Ouest de Saint-Aubin-des-Landes, la carrière de la Ripennelais, ouverte dans les schistes briovérien permet d'observer les schistes et grès carbonatés briovériens. Des filons magmatiques basiques affectés par une schistosité bien développée recouper les séries plissées briovériennes. Attention : carrière en activité, **autorisation au préalable indispensable**.

Point 3 : au Nord du massif de Balazé, sur la commune de Saint-M'Hervé, une carrière en activité permet d'observer les cornéennes briovériennes. Elle est située à moins d'un kilomètre au Nord du lieu-dit la Forgerie. **Autorisation indispensable**.

Série Paléozoïque

Point 4 : barrage de la Cantache. La partie occidentale du barrage s'appuie sur un éperon rocheux envahi par la végétation et permet d'observer le Grès armoricain dans une position verticalisée, la partie sommitale de la série se situant vers le Nord. Un pli serré de second ordre, métrique, à surface axiale subverticale peut s'observer dans l'axe du barrage.

Point 5 : à l'Est de la Vilaine, dans les anciennes carrières au niveau du lieu-dit Haute-Villoux, et au niveau du hameau, on passe des schistes du Briovérien à des grès bien stratifiés en bancs épais de la Formation du Grès Armoricain. Ils constituent le flanc sud de la terminaison péri-anticlinale de la structure de Montreuil-sous-Pérouse. Du Sud vers le Nord, l'inclinaison des couches s'accroît et dessine le flanc sud d'un synclinal à flanc verticalisé. De l'Ouest vers l'Est, les structures changent progressivement d'orientation. Au Sud-Ouest les directions mesurées sont N175°E, vers l'Est elles passent progressivement à N40°E puis à N20°E à l'extrémité nord de la crête arquée qui borde le flanc sud-est de la vallée de la Vilaine. Ce changement de direction est à associer à l'intersection entre les structures N110°E et la structure N20°E qui affecte un grand nombre de terrains au Nord d'Erbrée.

Point 6 : à Montautour, au point le plus haut de la région, l'église est installée sur des bancs de grès microconglomératiques à quartzitiques de puissance plurimétrique en position subhorizontale à faiblement inclinée vers le Sud. Au sein de ces grès, on peut observer un grand nombre de tigillites de 1 cm de diamètre et plusieurs décimètres de longueur. Ces terriers subverticaux sont caractéristiques de la Formation du Grès armoricain. Dans le paysage, ce point haut permet de voir au Nord une vaste dépression à doux relief marquant les terrains anté-paléozoïques du Domaine nord-armoricain. Vers le Sud, on observe des crêtes généralement recouvertes de végétation marquant la présence des niveaux gréseux armoricains alternant avec des zones en dépression où se trouvent les niveaux moins résistants à l'érosion. Vers le Sud-Est, par temps dégagé, on peut voir la cheminée du four à chaux de la carrière de Saint-Pierre-la-Cour située dans un creux topographique.

Point 7 : anciennes carrières du Bois de la Corbière. Au niveau de la crête qui se situe à l'Ouest du Moulin de la Corbière, une série de petites carrières abandonnées ont été ouvertes dans les grès armoricains. Au sein de ces carrières les séries gréseuses présentent de fortes variations de puissance et des jeux de failles traduisant une activité synsédimentaire extensive. On peut y reconstituer la présence d'une structure anticlinale déjetée vers le Nord, avec un flanc subvertical au Nord et un flanc subhorizontal au Sud.

Point 8 : sur la bordure est du lac des Corbières, depuis le barrage et vers le Nord, les rives sont constituées par une succession de petits affleurements mettant à jour les schistes d'Andouillé. On les retrouve dans une ancienne grande ardoisière à ciel ouvert située sur la crête à une centaine de mètres du lac.

Point 9 : les schistes d'Andouillé affleurent sous les fortifications et dans les fosses du château de Vitré. Plusieurs affleurement peuvent également être observés et sont facilement accessibles dans le quartier ancien de la ville situé au Nord de la Vilaine. La visite de ce quartier permet également de découvrir l'architecture des maisons anciennes de Vitré que l'on peut compléter par la visite du centre historique de Vitré et de ses façades anciennes à surplombs et à galeries de bois préservées.

Point 10 : dans la partie ouest de la ville de Vitré, au niveau du chemin des Tertres-Noirs, on accède à une ancienne carrière ouverte dans les grès de la Formation de Saint-Germain-sur-Ile. Il y affleure une série gréseuse monoclinale pentée d'une quinzaine de degrés vers l'Ouest. Une petite faille subverticale décrochante y est observable.

Point 11 : au Nord d'Erbrée, plusieurs affleurements de la Formation du Val sont facilement accessibles. Ils permettent de mettre en évidence le caractère finement stratifié de cette formation ainsi que les variations de faciès qui peuvent être rencontrées. Les affleurements se situent à la sortie NE du village sur la

D110, ainsi qu'au niveau des talus de la route qui part du cimetière vers le Nord et qui rejoint la route Vitré-Laval. Au niveau de l'intersection de cette route N-S avec le chemin qui mène à l'Olonière, la série est fortement plissée et présente des axes de structures orientés N20°E. Ces directions que l'on retrouve dans tout le secteur traduisent l'existence du pli majeur quasi N-S repris ensuite dans la structuration N110°E.

Point 12 : au Nord de Ladavran, dans le bois du même nom, les grès de la Formation de Gahard ont été exploités. La série est inclinée vers le Sud d'une cinquantaine de degrés. Les couches sont en série renversée. La série est constituée par des barres gréseuses quartzitiques massives à rares interlits silteux.

Point 13 : l'observation des schistes dévoniens n'est pas aisée. Le seul affleurement de qualité se situe au niveau du talus de route situé au Sud de la Ménetière à 2 km à l'ESE de Livré-sur-Changeon.

Point 14 : à 5 km à l'Est de Livré-sur-Changeon, au niveau des lieux-dits la Motte-Saint-Gervais et la Coudraie affleurent dans une ancienne carrière privée les calcaires et grès calcareux du Dévonien. Aujourd'hui abandonnée, la carrière est partiellement inondée et son accès relativement difficile.

Point 15 : à l'Ouest de Vitré, le long des abords du lac de la retenue d'eau du barrage de la Valière, il y a la possibilité de réaliser un circuit permettant de découvrir la partie inférieure des séries paléo-protérozoïques. Les nombreux affleurements de petite taille, offrent un regard sur un Briovérien schisteux, sur les Grès armoricains fortement plissés au niveau du bosquet du lieu-dit la Déhairie, sur les Schistes d'Andouillé en rive droite et sur les Grès de Saint-Germain-sur-Ille au niveau de chaque extrémité du pont ainsi que dans le petit bosquet situé à l'extrémité orientale du pont.

Pliocène

Point 16 : au Nord-Ouest de Vitré, le long de la D105 au niveau du lieu-dit Launay, on trouvera des petites carrières abandonnées dans lesquelles étaient exploités les sables rouges du Pliocène.

ARCHÉOLOGIE PRÉHISTORIQUE ET HISTORIQUE

Comme partout, la région de Vitré est habitée dès la Préhistoire. Les trouvaillies d'outillage et d'habitat sont rares et méconnues, ceci principalement dû à l'absence de prospections et de fouilles.

Trois sites néolithiques sont actuellement répertoriés :

- la Maison Neuve (Argentré-du-Plessis) ;
- la Charonnière (Saint-Aubin-des-Landes) ;
- Villansault (Champeaux).

Huit sites mégalithiques sont connus ou soupçonnés :

- le menhir de la Haute-Bénérais (Livré) en quartzite très silicifié blanc-rosâtre (Grès armoricain) ;
- le menhir de la Sellerie (Pocé-les-Bois) en quartzite rosâtre à nombreux plans de failles courbes (grès de Saint-Germain-sur-Ille) ;
- le menhir du Feu-Lambert (Champeaux) en grès gris lardé de quartz (grès de Saint-Germain-sur-Ille) ;
- le menhir de Villaumur (Pocé-les-Bois) en quartzite jaunâtre silicifié et schistosé (grès de Saint-Germain-sur-Ille) ;
- les deux menhirs de la Baudonnière (Comillé) en microgranite gris, posés sur des siltites ardoisières ;
- les trois menhirs détruits en grès et quartzite de la Hardelière (sur Balazé) ;
- le menhir de quartz blanc de Crespel sur Argentré-du-Plessis (Meuret, 1993) ;
- et le menhir en quartzite gris du Cléray sur Landavran.

Le Pays de Vitré est situé dans la cité gauloise des Riedones. **L'Âge du Bronze** n'y est représenté que par deux dépôts de haches à talon à Pocé-les-Bois et Vitré, et des tessons de poteries à Champeaux.

L'Âge du Fer et la période **gallo-romaine** sont mieux connus grâce aux prospections aériennes (Leroux, Provost, 1990) effectuées surtout dans la partie sud de la carte. Les établissements agricoles gaulois ou gallo-romains y sont nombreux (en moyenne, un au kilomètre carré).

Des voies romaines traversent la carte notamment :

- celle du Mans à Rennes, passant par Vitré et dont des lambeaux subsistent au Nord de Broons-sur-Vilaine ;
- celle de Nantes à Avranches passant par Vitré, Balazé (le Châtelet), Châtillon-en-Vendelais (le Haut-de-la-Lande).

Des voies secondaires sont plus ou moins reconnues entre Étreilles et Domagné (chemin des Saulniers), un tronçon entre Montreuil-sous-Pérouse et Taillis, deux tronçons distincts au Nord-Ouest de Princé passant par l'Hôtellerie.

L'exploitation du sous-sol aux périodes antiques n'a pas laissé de traces attestées. Les nombreuses petites carrières et puits ardoisiers ont certainement une origine très ancienne. Des toponymes particuliers comme les Miaules ou l'Orière sont des indices de sites miniers disparus. Une étude microtoponymique inédite (Mulot, 1985) réalisée sur la commune de Balazé montre une très grande quantité de noms de lieux liés à des vestiges miniers probables.

Du **Haut Moyen-Âge** (V^e-X^e siècles) on ne connaît que les sarcophages en calcaire coquillier du cimetière de Pocé et de la nécropole de Vitré, attestant des échanges de matériaux avec l'Anjou, et les coffres en schistes locaux de La Chapelle-Saint-Julien et de Vitré.

Le **Bas Moyen-Âge** (XI^e-XV^e siècles) voit se multiplier les mottes castrales en terre et les maisons-fortes protégeant parfois de vieux sites miniers ou délimitant le territoire d'un château-siège (Meuret, 1993).

Les ouvrages suivants peuvent être consultés :

- Montagné L. et Guinard E. (1995), rassemblant une série d'images sur Vitré au début du XXI^e siècle ;
- Lemoine J. *et al.* (1996) : ce riche ouvrage se propose de faire découvrir le pays de Vitré par l'habitat, ses paysages et son patrimoine ;
- Ducouret J.-L. et Rioult J.-J. (1997), ouvrage traitant du Bocage vendéen.

DOCUMENTATION COMPLÉMENTAIRE

DOCUMENTS ET COLLECTIONS CONSULTABLES

Les documents de terrain, ainsi que les échantillons pétrographiques et lames minces sont conservés au Service géologique national, 3, avenue Claude Guillemin, 45060 Orléans, ou au Service géologique régional Bretagne (Rennes Atalante Beaulieu, 2, rue de Jouanet, Bât. D, 35700, Rennes).

La banque de données du sous-sol du BRGM (BSS) détient l'inventaire des sondages et autres ouvrages souterrains exécutés dans le périmètre de la feuille et archive régulièrement les nouveaux travaux. Les documents peuvent être consultés au SGR Bretagne, ainsi qu'au BRGM, Maison de la Géologie, 77, rue Claude-Bernard, 75005 Paris.

Des collections minéralogiques et paléontologiques concernant la région sont conservées et exposées notamment :

- au Muséum d'histoire naturelle, 12, rue Voltaire à Nantes, en particulier la collection Lebesconte ;
- à l'Institut de géologie, Campus de Beaulieu (université de Rennes 1) ;

– au Musée du Château de Vitré (réserves).

BIBLIOGRAPHIE

- ALLON A. (1979) - Inventaire du territoire métropolitain. Prospection de la partie centrale du synclinorium médian-armoricain. Rapp. BRGM n° 79 RDM 055 FE.
- AUDREN C., ROLET J., DUBREUIL M. (1986) - Le rôle de la tectonique transcurrente hercynienne dans le piégeage des sédiments carbonifères en Bretagne centrale et des structures dévoniennes en Bretagne méridionale. *SGF*, séance de la RCP 705, Paris, 13 octobre 1986, 1 p.
- BABIN C., CHAUVEL J.-J., LARDEUX H., PARIS F., ROBARDET M. (1976) - Lexique des Formations de l'Ordovicien armoricain. *Bull. Soc.géol. minéral. Bretagne*. Numéro spécial, 31 p.
- BABIN C., FEIST R., MELOU M., PARIS F. (1988) - La limite Ordovicien – Silurien en France. *Bull. Br. Mus. Nat. Hist. (Géol.)* 43 : p. 73-79.
- BARROIS Ch. (1897) - L'extension du limon quaternaire en Bretagne. *Ann. Soc. Géol. Nord*, t. XXVI, p. 33-44.
- BAROIS Ch. (1949) - Carte géologique au 1/80 000, feuille de Châteaulin, 2^e édition.
- BAROIS Ch. (1959) - Carte géologique au 1/80 000, feuille de Pontivy, 2^e édition.
- BIGOT A. (1902) - Feuille de Laval (partie comprise dans le département de l'Ille-et-Vilaine). *Bull. Serv. Carte Géol. Fr.*, C. R. coll. campagne de 1901 (1902), 1. XII, n° 85, p. 27-35.
- BONNET S. (1998) - Tectonique et dynamique du relief : le socle armoricain au Pléistocène. *Mém. Géosciences Rennes* n° 86, 352 p.
- BOS P., MATHON C. (1990) - Barrage de Villaumur, Ille-et-Vilaine. Synthèse géologique préliminaire et programme de reconnaissance géotechnique. Rapp. BRGM, R31072 BRE 4S90 de juillet 1990.
- BRUNEL L. (1976) - Syndicat des Eaux de Montautour (35). Recherches d'eau souterraine. *C. R. som. des travaux*. Rapp. BRGM n° 76 SGN 433 BPL.
- BRUNEL L. (1976) - Renforcement des ressources en eau du syndicat du Val-d'Izé (35). Recherches d'eau souterraine. C.R. des travaux. Résultats des pompages d'essai. Rapp. BRGM n° 76 SGN 410 BPL, septembre 1976.
- CHANTRAINE J., CHAUVEL J.-J., DUPRET L., GATINOT F., ICART J.-C., LE CORRE C., RABU D., SAUVAN M., VILLEY M. (1983) - Inventaire lithologique et structural du Briovérien (Protérozoïque) de la Bretagne centrale et du Bocage normand pour la recherche de guides métallogéniques. *Doc. BRGM*, n° 67, 185 p.

- CHOUKROUNE P., LOPEZ-MUNOZ M., OUALI J. (1983) - Cisaillement ductile sud-armoricain et déformations discontinues associées : mise en évidence de la déformation régionale non coaxiale dextre. *C. R. Acad. Sci., Paris*, 296, p. 657-660.
- COCHERIE A., ALBARÈDE F. (2001) - An improved V-Th-Pb age calculation for electron microprobe dating of monazite. *Geochim. Cosmochim. Acta*, 65, p. 4509-4522.
- COCHERIE A., LEGENDRE O., PEUCAT J.-J., KOUAMELAN A.-N. (1998) - Geochronology of polygenetic monazites constrained by *in situ* electron microprobe Th-V-total Pb determination: implications for lead behaviour in monazite. *Geochim. Cosmochim. Acta*, 62, p. 2475-2497.
- COGNÉ J. (1974) - Le Massif armoricain. *Géologie de la France*, t. 1. p. 105-161.
- DABARD M.-P. (1996) - Les formations à cherts carbonés (phtanites) de la chaîne cadomienne. Genèse et signification géodynamique. Exemple du segment armoricain. Thèse univ. Rennes I, 266 p.
- DARBOUX J.-R., GRAVELLE M., PELHATTE A., ROLET J. (1977) - L'évolution tectonique de la terminaison occidentale du Domaine centre-armoricain au Dévonien et au Carbonifère. *C. R. Acad. Sci. Paris*, t.284. p. 1151-1154.
- DELAGE M. (1874-1875) - Étude sur les terrains siluriens et dévoniens du Nord du département d'Ille-et-Vilaine. *Bull. Soc. géol. Fr.*, t. 3, p. 368-385.
- DUCOURET J.-J., RIOULT J.-J. (1997) - Le Bocage Vitréen. Ille-et-Vilaine. Inventaire Général des monuments et des richesses artistiques de la France. Région Bretagne. A.P.I.B., 72 p.
- DURAND J. (1985) - Le Grès armoricain. Sédimentologie, traces fossiles, milieux de dépôt. *Mém. Doc. Centre Arm. Ét. Struct. Socle*, Rennes, 3, 150 p.
- DURAND S. (1960) - Notice de la carte géologique au 1/80 000, Rennes, 3^e éd.
- DURAND S. (1968) - Miocène et Pliocène en Bretagne. *Mém. Soc. géol. minéral. Bretagne*, vol. 13.
- DURAND-CLAYE L., DEBRAY P. (1890) - Répertoire des carrières de pierre de taille exploitées en 1889. Baudry édit., 309 p.
- ESTÉOULE J., ESTÉOULE-CHOUX J., PERRET P. (1972) - Étude des formations superficielles du Massif armoricain : caractères distinctifs et passage des altérites et des dépôts tertiaires aux formations quaternaires. *Bull. Soc. Géol. minéral. Bretagne*, (C), IV, 2, p. 97-106.
- ESTÉOULE-CHOUX J. (1983) - Altérations et silicifications au Tertiaire dans le Massif armoricain. *Géologie de la France* (2), n° 4, p. 345-352.
- ESTÉOULE-CHOUX J., PARIS F., GUIGUES J., DADET P. (1981) - Notice explicative, carte géol. France (1/50 000), feuille Fougères (283), Orléans : BRGM, 38 p. Carte géologique par Bellion G., Estéoule-Choux J., Le Hérisse A., Paris F., Marot A., Dadet P. (1981).

- GARLAN T. (1985) - Sédimentologie du Briovérien supérieur de Normandie et du Maine. Thèse 3^e cycle, univ. Caen, 166 p.
- Guerrot C., Calvez J.-Y., Bonjour J.-L., Chantraine J., Chauvel J.-J., DUPRET L., RABU D. (1992) - Le Briovérien de Bretagne centrale et occidentale : nouvelles données radiométriques. *C. R. Acad. Sci. Fr., Paris*, t. 351, série I, p. 1741-1746.
- GUIGUES J., DEVISMES P. (1969) - La prospection minière à la batée dans le Massif armoricain : *Mém. BRGM*, n° 71, 171 p.
- JIGOREL A. (1978) - Contribution à l'étude géologique des alluvions du cours moyen de la Vilaine. Considérations géotechniques. Thèse 3^e cycle, univ. Rennes, 153 p.
- JONIN M. (1981) - Un batholite fini-précambrien : le batholite mancellien (Massif armoricain, France). Thèse univ. Brest, 319 p.
- Kerforne (1920) - Antimoine dans le Massif armoricain. *Bull. Soc. géol. minéral. Bretagne*, t. I, fasc. 2.
- KERFORNE (1921) - Notice géologique sur le département d'Ille-et-Vilaine. *Bull. Soc. géol. minéral. Bretagne*, vol. II, p. 16-63.
- KLEIN Cl. (1973) - La dissection de la pénélaine de l'Ouest de la France – extrait de la thèse d'état, Massif Armoricain et Bassin de Paris.
- LECHARTIER M. (1903) - De la chaux en agriculture et dans l'industrie. *Bull. Soc. Sci. ét. méd. Ouest*, t. XII, p. 25-56.
- LE CORRE C. (1977) - Le Briovérien de Bretagne centrale : essai de synthèse lithologique et structurale. *Bull. BRGM*, Fr., I, n° 3, p. 219-254.
- LE CORRE C., AUVRAY B., BALLÈVRE M., ROBARDET M. (1991) - Le Massif armoricain. *Bull. Sci. géol.*, n° 1-4, p. 31-103.
- LEMOINE J., STEFF Y., TANGUY-SCHROER J., MARESCHAL L. (1996) - Le Pays de Vitré. Apogée édit. Rennes.
- LE ROUGE G., BESOMBES J.-C., LE GALL J., GIGOT P., SAVATON P., PIVETTE B., LEBRET P., VERNHET Y. (2009) - Carte géol. France (1/50 000), feuille Ernée (284), Orléans, BRGM. Notice explicative par Lerouge G., Besombes J.-C., Cuney M., Le Gall J., Gigot P., Pivette B., Lebret P., Vernhet Y., Gauquelin J.-L., avec la collaboration de Chèvremont Ph. (2009).
- LE ROUX G., PROVOST A. (1990) - Carte archéologique de la Gaule : l'Ille-et-Vilaine. Académie des Inscriptions et Belles Lettres, Paris.
- LUDWIG K.-R. (1999) - Users Manual for Isoplot/Ex. version 2. A geochronological toolkit for Microsoft Excel. *Berkeley Geochronology Center. Spec. Pub.* 1a, 43 p.
- MANSUY C. (1983) - Les microsphères du Protérozoïque supérieur armoricain (Briovérien) : nature, répartition stratigraphique, affinités biologiques. Thèse 3^e cycle, univ. Rennes, 108 p.

- MEURET J.-C. (1993) - Peuplement, pouvoir et paysage sur la marche Anjou-Bretagne (des origines au Moyen-Âge). *Soc. archéol. hist. Mayenne*, Laval, suppl. n° 4, 656 p.
- MEYNIER A. (1940) - La formation du réseau hydrographique de la Vilaine. Travaux du laboratoire de Géographie de l'Université de Rennes, n° 11-4 p.
- MILON Y. (1937) - Contribution à l'étude de la transgression pliocène. *C. R. Soc. géol. minéral. Bretagne*, t. 2, p. 4-9.
- MILON Y., LUCAS G. (1933) - Sur l'origine marine des sables pliocènes d'Ille-et-Vilaine. *C. R. som. Soc. géol. Fr.*, t. 11, p. 175-176.
- MONTAGNÉ L., GUINARD E. (1995) - Mémoire en images: Vitré, Alan Sutton édit., Joué-les-Tours, 128 p.
- MULOT B. (1985) - L'or de Balazé (Ille-et-Vilaine). Étude archéologique et minière. Rapport manuscrit inédit. Archives du SGR/PAL du BRGM Nantes.
- PARIS F, RICKARDS B., SKEVINGTON D. (1980) - Les assemblages de Graptolithes du Llandovery dans le synclinorium de Ménez-Bélaïr (Massif Armoricaïn). *Géobios*, n° 13, fasc. 2, p. 153-171.
- PASTEELS P. (1970) - Uranium - Lead Radioactive Ages of Monazite and Zircon from the Vire-Carolles Granite (Normandy). A case of Zircon-Monazite Discrepancy. *Eclogae geol. Helv.*, vol. 63/1, p. 231-237.
- PASTEELS P., DORÉ F. (1982) - Âge of the Vire-Carolles granite. In Odin (1982). *Numerical dating in stratigraphy*, p. 784-790.
- PLAINE J. (1976) - La bordure sud du synclinorium paléozoïque de Laval (Massif armoricaïn). Stratigraphie-volcanisme-structure. Thèse 3^e cycle, univ. Rennes, 212 p.
- Ponts et Chaussées, Laboratoire Régional de Saint-Brieuc, dossier n° 67/62/3 TMCH RN157, étude géotechnique et géophysique.
- ROUAULT M. (1851) Note préliminaire sur une nouvelle formation (étage du Grès armoricaïn) découvert dans le terrain silurien inférieur de la Bretagne. *Bull. Soc. Géol. France, Paris*, (2), 7, p. 724-744.
- THOMAS É., OUTIN J.-M., QUÉTÉ Y., CARN A., RIVIÈRE J.-M., BLANCHET S. (2000) - Notice explicative, carte géol. France (1/50 000), feuille Montfort-sur-Meu (316). Orléans : BRGM, carte géologique par Thomas E., Outin J.-M.
- TOULMOUCHE A. (1835) - Essai d'une description géologique et minéralogique du département d'Ille-et-Vilaine. *Ann. Mines Fr.*, t. VIII, p. 349.
- TRAUTMANN F., CARN A. (1997) - Notice explicative, carte géol. France (1/50 000), feuille La Guerche-de-Bretagne (354). Orléans : BRGM, 65 p. Carte géologique par Trautmann F., Clément J.-P. (1997).

- TRAUTMANN F., BECQ-GIRAUDON J.-P., CHEVREMONT P., GUERROT C., THIEBLEMONT D. (2002) - Datation à 378 Ma du massif du Pertre (Ille-et-Vilaine, Mayenne) : un leucogranite per-alumineux d'âge Dévonien moyen à supérieur en Bretagne centrale. *Géologie de la France*, n° 1, p. 65-80. (disponible sur le site internet <http://geolfrance.brgm.fr>).
- TRAUTMANN F., PARIS F., CARN A. (1999) - Notice explicative, carte géol. France (1/50 000), feuille Rennes (317), Orléans : BRGM, 85 p. Carte géologique par Trautmann F., Paris F. (2000).
- TRIGER, GUILLIER, MILLE, THORÉ (1865) - Profil géologique de la ligne de chemin de fer de Paris à Brest, réseau de l'Ouest (Paris).
- TROMELIN G. (de), LEBESCONTE P. (1877) - Observations sur les terrains primaires du Nord du département d'Ille-et-Vilaine. *Bull. Soc. géol. Fr.*, (3), t. IV, p. 586.
- VANDERNOTTE L. (1913) - Contribution à l'étude géologique des roches éruptives de la bordure sud-est du Massif armoricain. Thèse univ. Paris, 188 p.
- VERNHET Y. (2010) - Carte géol. France (1/50 000), feuille Craon (390). Orléans, BRGM. Notice explicative par Vernhet Y., Pivette B.
- VERNHET Y., CHÈVREMONT P. (1997) - Carte géol. France (1/50 000), feuille Landivy (248). Orléans, BRGM. Notice explicative par Vernhet Y., Chèvremont Ph., Langevin C. (1997).
- VERNHET Y., LEROUGE G., BESOMBES J.-C., LE GALL J., GIGOT P., SAVATON P., LEBRET P. *et al.* (2009) - Carte géol. France (1/50 000), feuille Mayenne (285). Orléans, BRGM. Notice explicative par Vernhet Y., Lerouge G., Besombes J.-C., Le Gall J., Gigot P., Pivette B., Lebrét P., Cuney M., Thiéblemont D. (2009).
- VERNHET Y., PLAINE J., TRAUTMANN F., CLEMENT J.-P. (2009) - Carte géol. France (1/50 000) feuille Cossé-le-Vivien (355). Orléans, BRGM. Notice explicative par Vernhet Y., Plaine J., Trautmann F., Pivette B., avec la collaboration de Chèvremont P., Bourdillon C. (2009).

AUTEURS DE LA NOTICE ET DE LA CARTE

NOTICE

La coordination de cette notice a été assurée par Y. VERNHET, ingénieur-géologue au BRGM.

Les différents chapitres ont été rédigés par :

– F. TRAUTMANN, ingénieur-géologue au BRGM, pour toutes les parties relatives au Néoprotérozoïque et au Méso-Cénozoïque (sédimentaire et cristallin; descriptions et conditions de formation des terrains, tectonique, géodynamique). Ces chapitres ont été relus et complétés par Y. VERNHET ;

– F. LACQUEMENT, ingénieur-géologue au BRGM, pour les paragraphes relatifs au Paléozoïque (descriptions et conditions de formation des terrains, tectonique, géodynamique) ;

– B. PIVETTE, hydrogéologue consultant, basé à Brecé (53) pour les ressources en eau ;

Les chapitres « Introduction », « Géologie de l’environnement », « Substances utiles et carrières », « sites remarquables et itinéraires » ont été rédigés par F. TRAUTMANN, et complétés par F. LACQUEMENT et Y. VERNHET.

Les parties « Archéologie et Préhistoire » et « Documents et collections consultables » sont l’œuvre de F. Trautmann.

Les auteurs remercient pour leur collaboration :

– M. TEGYEY, D. THIÉBLEMONT, A. COCHERIE, C. GUERROT (ingénieurs BRGM) ;

– É. DENIS, géologue (Géosciences Rennes 1) ;

– A. DAVENEL et P. HAVEZ (Entreprise HÉRIAUX).

CARTE

La carte de Vitré n° 318 a été levée par :

– F. TRAUTMANN, ingénieur-géologue au BRGM, pour les terrains du Néoprotérozoïque supérieur (sédimentaires et cristallins) et formations associées (filons divers, formations superficielles et d’altération), de 1998 à 2003 ;

– F. LACQUEMENT, ingénieur-géologue au BRGM, pour les terrains du Paléozoïque et formations associées (filons divers, formations superficielles et d’altération), de 2003 à 2011 ;

– L. BECCALETTO, ingénieur-géologue au BRGM, pour les formations superficielles (2009).

La coordination a été assurée par Y. VERNHET, ingénieur-géologue au BRGM.

ANNEXE

ANNEXE 1 - DATATION DE LA GRANODIORITE DE BALAZÉ

(Méthode U/Th/Pb des teneurs mesurées sur monazites
par A. Cocherie, 2002)

Introduction - Méthodologie

La méthode retenue s'appuie sur la mesure des teneurs en U, Th et Pb à la microsonde électronique. L'âge individuel pour chaque point est calculé selon la procédure décrite dans Cocherie *et al.* (1998). Lorsqu'une population homogène de points est identifiée, un âge isochrone peut être calculé, ainsi que son erreur, à l'aide du diagramme isochrone $U/Pb = f(Th/Pb)$ selon la méthode définie dans Cocherie et Albarède (2001). Cette méthode permet de distinguer, sur les grains issus d'une même roche, des événements séparés de 20 à 60 Ma (selon la gamme d'âges concernée). Si la composition en U et Th des grains ne varie pas favorablement ($Th/U \sim$ constante), on peut être amené à calculer l'âge à l'aide de la pente de l'isochrone dans le diagramme $Pb = f(Th^*)$ selon la procédure décrite dans Cocherie *et al.* (1998). Cette approche ne sera pas nécessaire pour les datations qui suivent. Tous les traitements statistiques utilisent le programme ISOPLOT de Ludwig (1999), version 2.49 (2001).

Monazite du granite de Balazé (BAL)

Très peu de grains de bonne qualité étaient disponibles. La mesure des teneurs en U, Th, et Pb, réalisée sur monazite, a été effectuée sur 122 points. La monazite est relativement abondante dans ce granite. Par contre, les grains sont le plus souvent altérés et comportent aussi des défauts. Sept points apparaissent à l'analyse comme n'ayant pas une composition de monazite: les analyses correspondantes ne sont donc pas traitées (l'ensemble des oxydes analysés n'est pas compris entre 97 % et 103 %).

Parmi les 115 analyses restantes, les 20 analyses issues du même grain sont écartées du fait de la dispersion anormale des âges individuels entre 742 ± 96 Ma et 366 ± 85 Ma. Il est probable que d'une part des traces d'un héritage protérozoïque apparaissent sans qu'il soit possible d'en préciser l'âge et que d'autre part les phénomènes d'altération aient engendré une perte de Pb radiogénique localement. Ce grain devenait donc inexploitable. Aucun des âges obtenus sur ce grain n'a été retenu dans ce qui suit.

Les 95 points restants sont à la fois homogène en Th et U (tabl. 1), c'est-à-dire que le rapport Th/U varie peu et donc que la régression linéaire, tracée à partir des points reportés dans le diagramme $Th/Pb = f(U/Pb)$, est mal contrainte. Le MSWD à 1,1 est bon (**fig. 1**), mais les âges Th-Pb et U-Pb, respectivement calculés sur les interceptes avec les axes Th/Pb et U/Pb sont mal définis à $578 +39/-35$ Ma et $521 +223/-266$ Ma et ils sont similaires dans la limite des erreurs

sur ces âges. Ceci confirme la signification géochronologique de la corrélation linéaire obtenue. Et ceci nous autorise donc à calculer l'âge des monazites au barycentre des points, là où la distance entre les deux hyperboles d'erreur est la plus faible : **571 ± 12 Ma (2σ)**.

On peut interpréter cet âge de cristallisation de la monazite comme étant celui de la mise en place du granite.

Lieu du calcul de l'âge U-Th-Pb		Isochrones de référence		
		Âge	(U/Pb)σ	(Th/Pb)σ
1,47935	34,0948	500	13,64	0,00
0	34,0948	500	0,00	44,55
1,47935	34,0948	640	10,50	0,00
1,47935	0	640	0,00	34,68
Pb (ppm) ± σ	U (ppm) ± σ	Th (ppm) ± σ	Âge isochrone ± 2σ Ma	
Balazé (BAL) 1078 ± 176	1605 ± 608	37 602 ± 4399	571 ± 12 (n =95)	

Tabl. 1 - Analyses à la microsonde électronique sur monazites de granitoïdes du Massif armoricain (le nombre de points retenus pour le calcul isochrone est indiqué entre parenthèses)

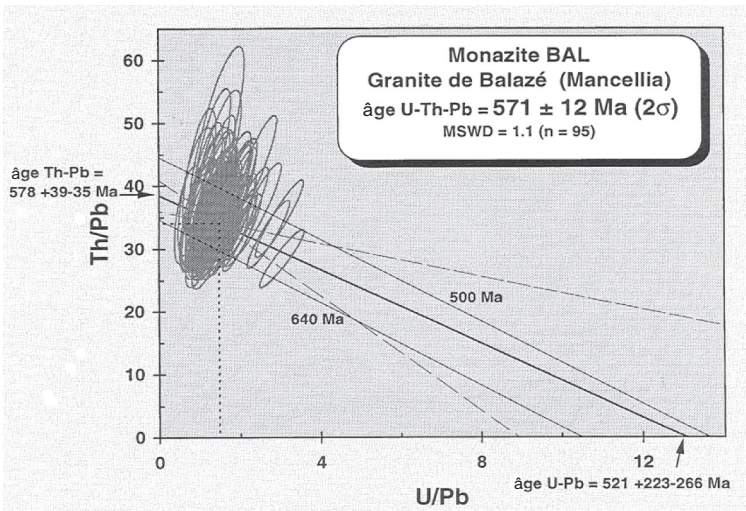


Fig. 1 - Diagramme isochrone Th/Pb = f(U/Pb) pour les monazites du granite de Balazé (BAL) (Cocherie, 2002)

MAGNETISME : Signal Analytique

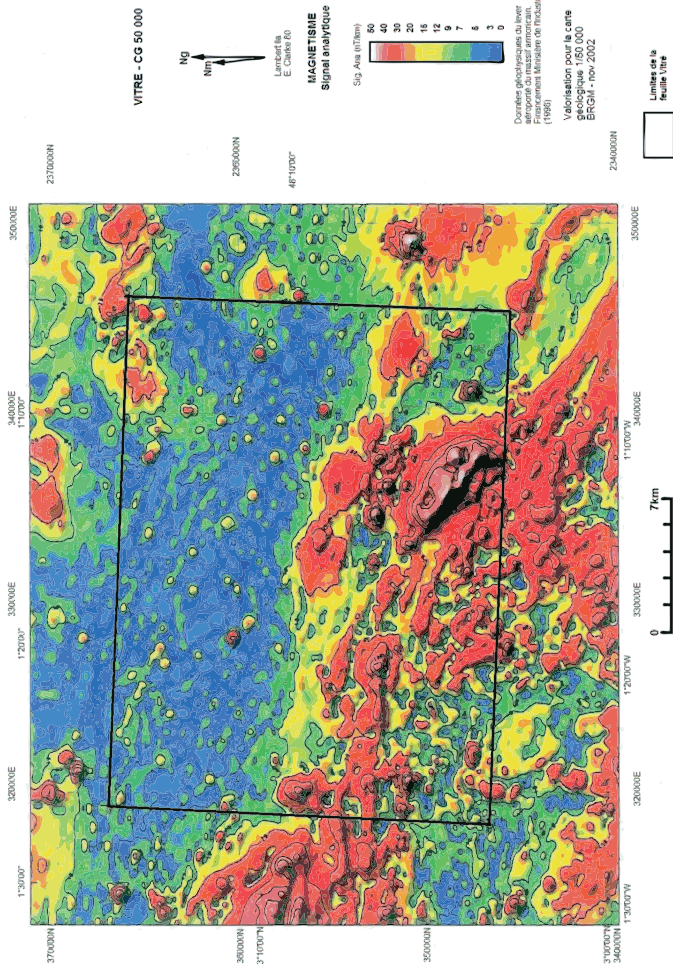


Fig. 4 - Cartes géophysiques de la région de Vitré (suite) : géophysique aéroportée (campagne BRGM, 1998)

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

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

Échelle 1/50 000

