

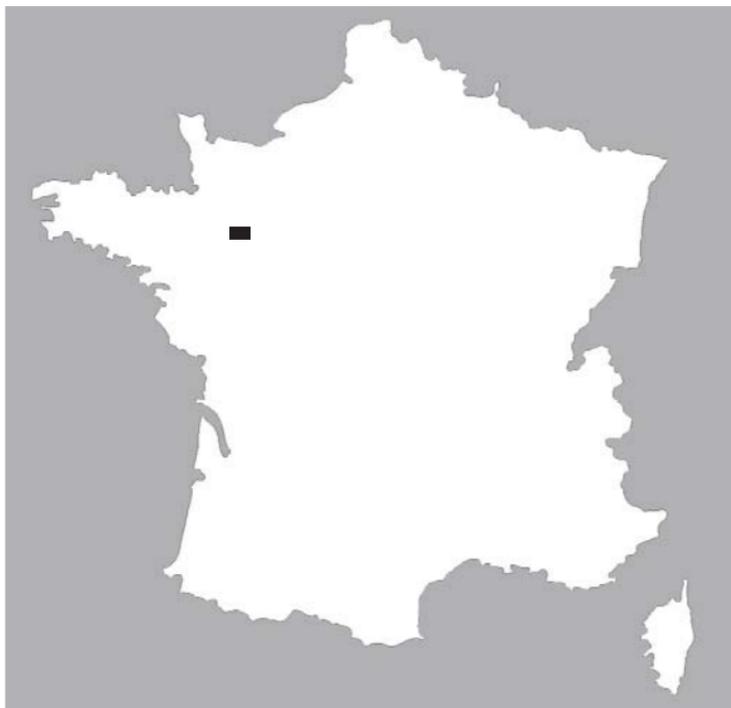
**CARTE
GÉOLOGIQUE
DE LA FRANCE
À 1/50 000**

LAVAL

par

J. LE GALL, Y. VERNHET, F. LACQUEMENT,
J.-L. GAUQUELIN, A. ROBERT, J. NAVEAU,
A. COCHERIE





LAVAL

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

Fougères	Ernée	Mayenne
Vitré	LAVAL	Evron
La Guerche- de-Bretagne	Cossé-le- Vivien	Meslay- du-Maine

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. GUENNOC, 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
LAVAL À 1/50 000**

par

**J. LE GALL, Y. VERNHET, F. LACQUEMENT, J.-L. GAUQUELIN,
A. ROBERT, J. NAVEAU, A. COCHERIE**

2011

**BRGM Éditions
Service géologique national**

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

– *pour la carte* : LE GALL J., GIGOT P., SAVATON P., LACQUEMENT F., POPRAWSKY Y., VERNHET Y. (2011) – Carte géol. France (1/50 000), feuille Laval (319). Orléans : BRGM. Notice explicative par Le Gall J., Vernhet Y., Lacquement F., Gauquelin J.-L., Robert A., Cocherie A., Naveau J. (2011) 261 p.

– *pour la notice* : LE GALL J., VERNHET Y., LACQUEMENT F., GAUQUELIN J.-L., ROBERT A., COCHERIE A., NAVEAU J (2011) – Notice explicative, Carte géol. France (1/50 000), feuille Laval (319). Orléans : BRGM, 261 p. Carte géologique par Le Gall J., Gigot P., Savaton P., Lacquement F., Poprawsky Y., Vernhet Y. (2011).

© BRGM, 2013. Tous droits de traduction et de reproduction réservés. Aucun extrait de ce document ne peut être reproduit, sous quelque forme ou par quelque procédé que ce soit (machine électronique, mécanique, à photocopier, à enregistrer ou tout autre) sans l'autorisation préalable de l'éditeur.

ISBN : 978-2-7159-1319-6

SOMMAIRE

RÉSUMÉ	11
ABSTRACT	13
INTRODUCTION	17
<i>SITUATION GÉOGRAPHIQUE</i>	17
<i>RELIEF</i>	17
<i>HYDROGRAPHIE</i>	19
<i>CADRE GÉOLOGIQUE RÉGIONAL – PRÉSENTATION DE LA CARTE</i>	19
<i>TRAVAUX ANTÉRIEURS</i>	21
<i>CONDITIONS D'ÉTABLISSEMENT DE LA CARTE</i>	23
<i>APPORTS SCIENTIFIQUES ET TECHNIQUES DES NOUVEAUX LEVERS</i>	24
DESCRIPTION DES TERRAINS	26
<i>NÉOPROTÉROZOÏQUE SUPÉRIEUR À CAMBRIEN (SÉDIMENTAIRE ET CRISTALLIN)</i>	26
Terrains sédimentaires : le briovérien des Domaines mancellien et centre-armoricain	26
Terrains cristallins : granite et leucogranites du Domaine mancellien (plutonisme cadomien ; Néoprotérozoïque supérieur)	34
<i>PALÉOZOÏQUE</i>	43
Ordovicien	45
Ordovicien-Silurien	52
Silurien	53
Dévonien	57
Carbonifère	65
Formations sédimentaires du Carbonifère	65
Complexes volcaniques acides interstratifiés dans les sédiments du Carbonifère inférieur	83
<i>ROCHES FILONIENNES OU EN PETITS CORPS</i>	90
<i>TERTIAIRE</i>	99
Formations sablo-graveleuses (âge indéterminé ou imprécis)	99
Grès et ferruginisations tertiaires	104
<i>QUATERNAIRE : FORMATIONS SUPERFICIELLES ET D'ALTÉRATION</i>	106
Formations d'altération	106

Formations limoneuses éoliennes et d'altération	107
Formations de pente	109
Formations alluviales	111
Dépôts anthropiques	114
CONDITIONS DE FORMATION DES ENTITÉS GÉOLOGIQUES	114
<i>NÉOPROTÉROZOÏQUE À CAMBRIEN BASAL</i>	115
Paléogéographie du Briovérien supérieur au Nord du synclinorium de Laval (Briovérien mancellien)	115
Origine du plutonisme granitique cadomien de la Mancellia	116
Paléogéographie du Briovérien supérieur au Sud du synclinorium de Laval (Briovérien de Bretagne centrale)	116
<i>PALÉOZOÏQUE : CADRE PALÉOGÉOGRAPHIQUE ET PALÉOCLIMATOLOGIQUE DE LA SÉDIMENTATION PALÉOZOÏQUE DU SYNCLINORIUM DE LAVAL</i>	117
Histoire ordovicienne	117
Histoire silurienne	118
Histoire dévonienne	119
Histoire carbonifère	121
<i>MÉSOZOÏQUE-CÉNOZOÏQUE</i>	125
ÉVOLUTION TECTONO-MÉTAMORPHIQUE	127
<i>DÉFORMATIONS ET MÉTAMORPHISMES DANS LES TERRAINS BRIOVÉRIENS</i>	127
Déformations et métamorphismes du Briovérien dans le domaine mancellien : l'orogénèse cadomienne	128
Déformations et métamorphismes du Briovérien dans le domaine de Bretagne centrale : l'orogénèse varisque	130
Fracturation dans les terrains briovériens (domaines mancellien et de Bretagne centrale)	134
<i>DÉFORMATIONS ET MÉTAMORPHISME DANS LES TERRAINS PALÉOZOÏQUES</i>	136
Phase de plissement E1 dans le Paléozoïque	137
Phase de plissement E2 dans le Paléozoïque	138
Métamorphisme varisque dans les terrains paléozoïques	139
<i>DÉFORMATIONS POST-VARISQUES</i>	140
SYNTHÈSE GÉODYNAMIQUE RÉGIONALE	141
<i>NÉOPROTÉROZOÏQUE SUPÉRIEUR À CAMBRIEN</i>	141
<i>PALÉOZOÏQUE</i>	142
<i>MÉSOZOÏQUE ET CÉNOZOÏQUE</i>	142

GÉOLOGIE DE L'ENVIRONNEMENT	145
<i>SOLS, VÉGÉTATIONS, ET CULTURES</i>	145
Introduction	145
Pédogenèse	145
Granulométrie	146
Charge en éléments grossiers	147
Caractéristiques physico-chimiques et chimiques	148
Propriétés agronomiques	149
<i>GÉOGRAPHIE HUMAINE</i>	151
Éléments de géotechnique	153
<i>RISQUES NATURELS</i>	154
Risques sismiques	154
Cavités souterraines	155
<i>RESSOURCES EN EAU</i>	155
Eaux superficielles	155
Eaux souterraines	159
<i>SUBSTANCES UTILES ET CARRIÈRES</i>	171
Matériaux	171
Gisements minéraux	173
<i>ITINÉRAIRE DE DÉCOUVERTE GÉOLOGIQUE ET AFFLEUREMENTS REMARQUABLES</i>	207
Itinéraire de découverte géologique de la carte de Laval empruntant la vallée de la Mayenne	207
PRÉHISTOIRE ET ARCHÉOLOGIE	211
DOCUMENTATION COMPLÉMENTAIRE	213
<i>DOCUMENTATION CARTOGRAPHIQUE</i>	213
Cartes IGN	213
Cartes géologiques	213
<i>DOCUMENTS CONSULTABLES</i>	213
<i>BIBLIOGRAPHIE</i>	213
AUTEURS DE LA NOTICE ET DE LA CARTE	229
<i>NOTICE</i>	229
<i>CARTE</i>	231
ANNEXE	233
<i>ÉTUDES GÉOCHRONOLOGIQUES</i>	235

LISTE DES FIGURES ET TABLEAUX DANS LE TEXTE

- Fig. 1 - Emplacement de la carte à 1/50 000 de Laval dans la carte géologique simplifiée du Massif armoricain et de la bordure occidentale du Bassin parisien **20**
- Fig. 2 - Position des analyses modales des granites d'Alexain et de La Croixille dans le diagramme Q (quartz), A (feldspaths alcalins), P (plagioclases) de Streckeisen **36**
- Fig. 3 - Courbes de distribution des Terres Rares des granites cadomiens d'Alexain et de La Croixille, des leucogranites et des microgranites en dyke. Comparaison avec la courbe enveloppe des profils de Terres Rares des granodiorites de la Mancellia (d'après les données de Jonin, 1981 et Autran *et al.*, 1983) **39**
- Fig. 4 - Courbes de distribution multi-éléments normalisées par rapport au manteau primitif des granites et leucogranites d'Alexain. Comparaison avec les courbes enveloppes des granites d'Alexain et Izé et des leucogranites de la Mancellia (d'après les données de Brown et D'Lemos, 1991) **40**
- Fig. 5 - Log synthétique des formations ordoviciennes, siluriennes et dévoniennes de la carte de Laval **44**
- Fig. 6 - Ancienne carrière de Maillé montrant la discordance angulaire entre les barres gréseuses de la Formation du Grès armoricain (Ordovicien inférieur) et les siltites du Briovérien supérieur (dessin Le Gall, d'après photographie) **46**
- Fig. 7 - Formations du Carbonifère de la carte de Laval (d'après Pelhâte, 1979 : *in* Morzadec *et al.*, 1979 ; modifié et complété) **64**
- Fig. 8 - Coupe détaillée de la Formation de L'Huisserie (Tournaisien), levée au moulin de Belle-Poule, montrant l'empilement de séquences sédimentaires (d'après Pelhâte, 1967) **66**
- Fig. 9 - Photo du front est de la carrière de Saint-Pierre-La-Cour (Nord-Est à gauche). Les calcaires de Laval forment le cœur anticlinal de couleur rosâtre **Hors texte**
- Fig. 10 - Courbes de distribution des Terres Rares des dolérites de la carte de Laval. Comparaison avec les courbes moyennes obtenues sur les dolérites de la Mancellia (Le Gall, 1999), de la carte de Landivy (Thiéblemont, 1997) et de la région de Saint-Malo (Lahaye *et al.*, 1995) **98**
- Fig. 11 - Courbes de subsidence des formations paléozoïques du synclinorium de Laval **120**

Fig. 12 - Coupe géologique suivant la vallée de la Mayenne du Nord de Montfleurs jusqu'à Laval (J. Le Gall, 2009)	Hors texte
Fig. 13 - Carte de la carrière de Saint-Pierre-la-Cour. Le terme « argelettes » correspond aux dépôts de cendres intercalés entre les calcaires « waulsortiens » et les schistes de Laval	Hors texte
Fig. 14 - Épicentres relevés dans le département de la Mayenne (d'après le site www.sisfrance.net)	158
Fig. 15 - Variations saisonnières de la nappe enregistrées sur le piézomètre de Laval	162
Fig. 16 - Variations saisonnières de la nappe enregistrées sur le piézomètre de La Gravelle	163
Fig. 17 - Indices de manganèse dans la région de Laval	180
Fig. 18 - Répartition des points aurifères alluvionnaires dans les domaines néoprotérozoïque (« Briovérien ») et paléozoïque. Relations avec les structurations cadomienne et varisque. Régions d'Allonnes, Rennes, Vitré, Laval, Pontorson, Argentan (fond géologique d'après la carte géologique à 1/1000 000 de la France par J. Chantraine <i>et al.</i> , 1996 ; indices alluvionnaires d'après J. Guigues et P. Desvismes, 1969) Y. Vernhet, 2009	Hors texte
Fig. 19 - Limite de la concession minière de Port-Brillet, et position des différents indices (<i>in</i> Bellanger E., 1921) (Annales des Mines, 11 ^e série, tome XII)	184
Fig. 20 - Limite de la concession or-antimoine de la Lucette (BRGM, 1995 ; rapport R38443)	186
Fig. 21 - Localisation sur plan d'exploitation du site de la mine de la Lucette (BRGM, 1995 ; rapport R38443)	187
Fig. 22 - Coupes schématiques du gisement de la Lucette (rapport Bastit, 1930)	190
Fig. 23 - Plan de l'ensemble des travaux au niveau -33 (niveau où tous les filons sont présents) (Guigues, 1978, d'après Serment (1978) complété)	191
Fig. 24 - Projection verticale du filon Georges et pitch des colonnes minéralisées en Au et Sb (H. Bellanger, 1921, modifié ; <i>in</i> Guigues 1978)	192
Fig. 25 - Limite de la concession de Saint-Pierre-la-Cour et position des cuvettes houillères des Germandières, des Effretais, de la Balorais, de l'Embûche, de Launay-Villiers (Mulot, 1974)	198

Fig. 26 - Limite de la concession houillère du Genest et position des anciens travaux (d'après les archives du Service des Mines de Nantes, complétées par Mulo, 1974)	200
Fig. 27 - Bassin anthracifère de La Baconnière. Limites de la concession et position des travaux (Mulo, 1974)	202
Fig. 28 a, b, c - Itinéraire de découverte géologique de la carte Laval : position des points d'observation remarquables (fond IGN 1/25 000 Laval n° 1418E)	204-206

TABLEAUX

Tabl. 1 - Compositions chimiques (éléments majeurs en pourcentages, traces et Terres Rares en ppm) des granites et leucogranites cadomiens, des microgranites et dolérites varisques de la carte Laval	38
Tabl. 2 - Quelques séismes ressentis dans la région (Vogt <i>et al.</i> , 1979)	156
Tabl. 3 - Séismes dont les épicentres figurent dans le département de la Mayenne (53) (Vogt <i>et al.</i> , 1979)	157
Tabl. 4 - Caractéristiques des principaux cours d'eau présents sur la feuille Laval	159
Tabl. 5 - Caractéristiques des prises d'eau	159
Tabl. 6 - Caractéristiques des captages exploités situés sur ou à proximité de la feuille Laval	166
Tabl. 7 - Caractéristiques des captages abandonnés situés sur ou à proximité de la feuille Laval	167
Tabl. 8 - Caractéristiques des deux forages d'essai de Chénot et du moulin de Cornesse	168
Tabl. 9 - Caractéristiques principales des captages d'eau potable de la feuille Laval	170
Tabl. 10 - Principales carrières répertoriées dans la banque de données du sous-sol (BSS, BRGM)	174
Tabl. 11 - Indices minéralisés répertoriés dans la banque de données du sous-sol (BSS, BRGM)	175-176
Tabl. 12 - Les concessions houillères du bassin de Laval (BRGM, 1979)	196

LISTE DES FIGURES ET TABLEAUX EN ANNEXE

Fig. 1 - Diagramme isochrone Th/Pb vs U/Pb pour les analyses des grains de monazite du dyke microgranitique n° 1973	239
---	------------

Fig. 2 - Ensemble des analyses sur zircons du dyke microgranitique n° 1973 portées dans le diagramme de Tera et Wasserburg	241
Fig. 3 - Diagramme Concordia conventionnel pour les zircons les plus récents extraits du dyke microgranitique n° 1973	243
Fig. 4 - Diagramme Concordia conventionnel pour l'ensemble des zircons du dyke microgranitique n° 1973	244
Fig. 5 - Diagramme isochrone Pb vs Th* pour l'ensemble des analyses sur les grains de monazite du dyke monzogranitique n° 109	245
Fig. 6 - Ensemble des analyses sur zircons du dyke microgranitique n° 109 portées dans le diagramme de Tera et Wasserburg	250
Fig. 7 - Diagramme Concordia conventionnel pour les zircons les plus récents extraits du dyke microgranitique n° 109	251
Fig. 8 - Analyses sur zircons du dyke de l'ignimbrite n° 2091 portées dans le diagramme de Tera et Wasserburg	253
Fig. 9 - Diagramme Concordia conventionnel pour les zircons les plus récents extraits de l'ignimbrite n° 2091	255
Fig. 10 - Diagramme Concordia conventionnel pour les zircons les plus anciens extraits de l'ignimbrite n° 2091	256
Fig. 11 - Analyses sur zircons de la volcanite n° 2154 portées dans le diagramme de Tera et Wasserburg	259

TABLEAUX

Tabl. 1 - Résumé des analyses à la microsonde électronique	238
Tabl. 2 - Analyses U-Pb (Laser-Neptune) sur zircons du dyke microgranitique n° 1973	240
Tabl. 3 - Analyses U-Pb (Laser-Neptune) sur zircons avec correction du Pb par la méthode du ²⁰⁴ Pb. Dyke microgranitique n° 1973	242
Tabl. 4 - Analyses U-Pb (Laser-Neptune) sur zircons. Dyke microgranitique n° 109	248
Tabl. 5 - Analyses U-Pb (Laser-Neptune) sur zircon avec correction du Pb par la méthode du ²⁰⁴ Pb. Dyke microgranitique n° 109	249
Tabl. 6 - Analyses U-Pb (Laser-Neptune) sur zircons. Ignimbrite n° 2091	252
Tabl. 7 - Analyses U-Pb (Laser-Neptune) sur zircon avec correction du Pb par la méthode du ²⁰⁴ Pb. Ignimbrite n° 2091	254
Tabl. 8 - Analyses U-Pb (Laser-Neptune) sur zircons. Cinérite n° 2154	258

RÉSUMÉ

La carte de LAVAL à 1/50 000 est localisée dans la partie nord de la région des Pays de la Loire, dans le département de la Mayenne (53), avec une légère incursion à l'Ouest en Ille et Vilaine (35). Elle se situe dans la partie centre-est du Massif armoricain, à cheval sur deux domaines géologiques bien distincts séparés par le Cisaillement nord-armoricain (CNA) :

– au Nord le Domaine nord-armoricain, ou Domaine mancellien, représenté par des terrains néoprotérozoïques sédimentaires et cristallins, et le bassin paléozoïque de Laval constitué de terrains sédimentaires et magmatiques de l'ère primaire ;

– au Sud, l'unité de Bretagne centrale, ou Domaine centre-armoricain, représentée par des terrains sédimentaires d'âge néoprotérozoïque à cambrien basal.

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 Précambrien 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 engendrant 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 de la Formation du Grès armoricain. La présence ou non, selon les secteurs (*cf.* carte Cossé-le-Vivien), 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 et du 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 s'ouvre progressivement tout au long du Tournaisien-Viséen, les sédiments deviennent de plus en plus carbonatés (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 dénommée « 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 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 ne s'effectue qu'au Crétacé supérieur avec la grande transgression cénomaniennne, ainsi que l'attestent les argiles fossilifères observées à la base des grands épandages sablo-graveleux (Laval, quartier Saint-Nicolas ; Glaintin près de Mayenne). Une partie des sables et graviers ici présents a probablement été transportée d'Ouest en Est par les fleuves descendant du Massif armoricain et a été déposée en avant de la transgression sur la bordure littorale.

La mer se retire définitivement à la fin du Cénomanienn, faisant émerger toute la région.

Au cours du Tertiaire, des petits fossés d'effondrement, probablement déjà initiés avant cette période, vont s'individualiser distinctement et permettre le piégeage d'importants dépôts sablo-graveleux résultant de la reprise de matériaux préexistants. Le milieu est 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 lœss et le système de terrasses fluviales étagées.

ABSTRACT

The 1:50,000-scale Laval map is located in the northern part of the Pays de la Loire Region. It mostly covers the Mayenne Department, with a small part of the Ille et Vilaine Department in the west. Geologically, it lies in the central-eastern part of the Armorican Massif, straddling two distinct domains separated by the North-Armorican Shearzone (CNA on the map). These are the:

- The North-Armorican – or Mancellian – Domain in the north, consisting of sedimentary and crystalline Neoproterozoic rocks and the Paleozoic Laval Basin hosting sedimentary and magmatic deposits;
- The Central Brittany Unit or Central Armorican Domain in the south, represented by Neoproterozoic to Early Cambrian rocks.

The diversity of these underlying rocks explains the highly diverse landscapes found in this map area.

The geological history of this area covers about 600 million years, from the Precambrian until the Quaternary. The oldest, Brioverian, rocks consist of

marine accumulations of several hundreds of metres of sand and clay, whose compaction led to the immature sandstone and siltstone-argillite found today. In the north, this detrital sedimentation, which started in the Neoproterozoic, was interrupted by the Cadomian orogenic phase that caused folding of the rocks and was accompanied by the emplacement of the Cadomian granodiorite batholith. The sedimentary rock near this intrusion was subjected to contact metamorphism, as shown by the presence of hornfels and spotted slate. In the south, the sedimentation continued until the Early Cambrian and deformation of the rocks by the Variscan orogenic phase.

Starting with the Ordovician, the sea progressively invaded the region, leading to the coastal-marine deposits of the Armorican Sandstone. The presence, or not depending on the area, of this formation on the south edge of the Laval Basin, (cf. the Cossé-le-Vivien map area), is without any doubt related to strike-slip faulting along the CNA and associated faults. During the Ordovician and the Silurian, both sea level and basin depth fluctuated, with successive deposits of proximal sand (the Armorican and Saint-Germain-sur-Ille sandstone formations) and distal clay (Andouillé Formation, Silurian ampelites). During the Early Devonian, the Armorican massif was once more marked by the deposition of sandy sediment (Gahard Sandstone Formation) followed by carbonates (Saint-Cénére Limestone Formation), but still in a near-shore marine environment.

No Middle or Late Devonian deposits are found in the map area, which might indicate a partial emergence of the region. This sedimentary hiatus corresponds to the early growth of the Variscan mountain chain, with which a dolerite-dyke swarm and a first acid-volcanic activity are associated.

The Early Carboniferous saw a progressive marine transgression over the region, with terrigenous and lacustrine deposits that slowly evolved into marine deposits (L'Huisserie Formation), with a marked unconformity over older rocks. The depositional environment was very unstable, with major facies and thickness variations and conglomerate deposits, the whole being deposited in a steep-sided subsiding basin whose edges were constantly reactivated by border faults. Coal deposits formed in the most protected areas, where plant material could be preserved over a long enough period.

This Tournaisian-Viséan period was regionally marked by major magmatic activity, which caused great rhyolitic and ignimbritic acid-volcanic deposits, including bomb and ash falls, intercalated in the L'Huisserie Formation. During this time, the region was also subjected to major faulting, such as the North-Armorican Shearzone (CNA), that brought Brioverian and Paleozoic rocks in contact. These major faults were certainly reactivated repeatedly during the Carboniferous. The marine basin progressively opened throughout the Tournaisian-Viséan, the sediments becoming increasingly carbonate-rich

(Laval-Sablé Limestone Formation). At that time, the Laval basin became a true carbonate platform. The sea was warm and shallow, with a few high points allowing the development of coral reefs. At the end of the Viséan, the sea transgressed and the shelf became clayey. Suddenly, connected with the reopening of the basin (tectonic movements), the sedimentation again became fine detrital (Heurtebise Formation, formerly known as "Laval shale") and then very rapidly coarse grained and conglomeratic (Baconnière Formation). After this, the sedimentary environment became progressively lacustrine, with several coal layers. Between the Early Namurian and the Stephanian (Westphalian?), the growth of the Variscan mountain chain was accompanied by major folding, creating the Laval synclinorium and affecting all of Central Brittany. The Laval basin was filled, the region rose entirely above baselevel, and erosion became active. During the Late Carboniferous, erosion products from Precambrian rocks were deposited in local depressions, such as the Stephanian Saint-Pierre-la-Cour basin filled with marshy deposits favouring the formation of coal layers. The region remained emerged and subject to weathering, erosion and flattening of the relief until at least the Late Cretaceous.

The sea only returned over the area during the Late Cretaceous with the great Cenomanian transgression, as is shown by fossiliferous claystone at the base of the large sand-and-gravel deposits of Laval (Saint-Nicolas district) and Glaintin near Mayenne. Part of this sand and gravel was probably transported from west to east by rivers flowing from the Armorican Massif and deposited before the transgression over the coastal area.

By the end of the Cenomanian, the whole region finally emerged from the sea.

During the Tertiary, small subsidence grabens, probably pre-existing, started trapping major sand-and-gravel deposits resulting from the erosion of older rocks. The environment was continental, fluvial, lacustrine to marshy, in a warm and humid or dry climate favouring lateritization-ferruginization ("roussard") and silicification (hard cap, silcrete) processes.

During the Quaternary, weathering and erosion of the rocks continued, especially under the effects of successive glacial and interglacial periods that facilitated the formation of colluvial and creep deposits. During the same period, the main loess and silt layers were created as well, as was the system of stepped river terraces.

INTRODUCTION

SITUATION GÉOGRAPHIQUE

La zone couverte par la coupure à 1/50 000 de Laval se situe pour l'essentiel dans le département de la Mayenne (région des Pays de la Loire) dont la préfecture, la ville de Laval, est traversée par la limite méridionale de la carte. Seule une étroite bande de terrain jouxtant sa limite ouest dépend du département de l'Ille et Vilaine (région Bretagne). Le secteur cartographié appartient à la province du Maine et plus spécifiquement du Bas-Maine par opposition au Haut-Maine qui s'étend à l'Est (département de la Sarthe). Ces deux appellations n'impliquent aucune référence à l'altitude, le Bas-Maine étant anciennement la partie la plus déshéritée de cette région par sa nature plus âpre et plus pauvre (Musset, 1917).

Outre la ville de Laval, les principales agglomérations présentes sur la carte sont par ordre d'importance : Saint-Berthevin, Changé, Port-Brillet, Andouillé, Le Genest – Saint-Isle, Saint-Pierre-la-Cour, Bourgneuf-la-Forêt, Juvigné, Saint-Ouën-des-Toits, La Baconnière et Chailland.

RELIEF

Le point culminant de la carte (208 m) est situé à l'extrémité orientale du bois de Chatenay, implanté sur une crête de Grès armoricain. Cette altitude est sensiblement identique à celle relevée plus à l'Est sur le granite de La Croixille avec 207 m au Haut-Réseul. Le point le plus bas (49 m) est mesuré dans le lit de la Mayenne dans la traversée de Laval, au Sud-Est de la carte.

Les grands traits morphologiques de la carte sont tributaires des unités géologiques, elles-mêmes sous le double contrôle lithologique et structural, tel que l'exprime clairement le modèle numérique de terrain (MNT) de la carte. L'examen de ce dernier souligne l'importance des grands accidents d'orientation SW-NE qui découpent le socle cadomien et sa couverture paléozoïque. Ces accidents sont particulièrement nets dans la partie nord de la carte où ils affectent des unités rigides représentées par les granites cadomiens et leur ceinture métamorphique ainsi que par la couverture du Paléozoïque inférieur armée par la formation du Grès armoricain. La trace de ces accidents s'estompe dans le secteur central et méridional de la carte où se développent de puissantes formations à dominante schisteuse appartenant au Siluro-Dévonien et au Carbonifère. Les principales lignes de crête sont constituées par le Grès armoricain à l'image des barres rocheuses orientées N110°E du bois de Chatenay, ou de celles orientées N120° - 130°E entre Clivoy et la vallée de la Mayenne (Château d'Orange), ces dernières se prolongeant vers l'Est en adoptant une direction en gros E-W. En forêt de Mayenne, l'ossature du relief

est également dessinée par la formation du Grès armoricain (cartes Laval et Ernée).

Bien que plus modestes, des lignes de reliefs se perçoivent dans le secteur central et méridional de la carte. Elles sont surtout le fait de la formation gréseuse dévonienne de Gahard comme par exemple celle courant de La Baconnière à Bourgneuf-la-Forêt en passant par Saint-Ouën-des-Toits. D'autres exemples se voient de part et d'autre de la vallée de la Mayenne à la hauteur de Saint-Jean-sur-Mayenne.

Ces reliefs délimitent des zones déprimées, mollement vallonnées, dans lesquelles le contrôle lithologique s'exerce difficilement à l'instar du secteur carbonifère du bassin de Laval ou des terrains briovériens développés dans l'angle sud-ouest de la carte, et dans une moindre mesure du secteur de Juvigné et de celui au Sud de La Croixille, de l'Ouest de Chailland et d'Andouillé.

Selon les vues de R. Musset (1917), l'origine des variations de relief du Bas-Maine serait liée à l'évolution de plusieurs plates-formes d'érosion étagées, dont deux principales concernent le territoire de cette carte :

- la plate-forme de la forêt de Mayenne, développée au Nord de la carte, et portant des reliefs pouvant atteindre 200 m (bois de Chatenay, granite de La Croixille, crêtes gréseuses entre Bourgneuf-la-Forêt et La Baconnière, extrémité sud de la forêt de Mayenne) ;
- la plate-forme de Jublains, vieille surface d'érosion située à une altitude moyenne de 140 m et dans laquelle s'est enfoncé le réseau hydrographique actuel.

Cette vision de cycles d'érosion successifs (polycyclisme) sera fermement critiquée par C. Klein (1973) pour qui ces prétendues surfaces façonnées au cours d'une longue histoire complexe (pénéplaine de l'Ouest de la France) sont surtout contraintes par leur nature lithologique et/ou structurale et en aucun cas cycliques. Les travaux récents confirment cette opinion en mettant l'accent sur le rôle prééminent de la tectonique (zones en surrection) dans le développement du relief, le rôle de l'eustatisme et du climat étant négligeable dans l'incision du socle armoricain (Bonnet, 1998).

Les paysages du Bas-Maine sont bocagers. Il n'y a pas de plaine, pratiquement plus de landes et peu de forêts. Ces dernières couvrent encore les principaux massifs armés de puissantes formations paléozoïques gréseuses (forêt de Mayenne, bois de Chatenay) ou, au contraire, constitués d'épaisses séries schisteuses altérées appartenant soit au Paléozoïque (bois de Misedon, bois des Gravelles) soit au Briovérien (forêt du Pertre).

HYDROGRAPHIE

Deux bassins versants figurent sur le territoire de cette carte :

- celui du haut bassin de la Vilaine, fleuve prenant sa source près de Juvigné, et limité à l'Ouest d'une ligne joignant les hauteurs du massif de La Croixille – Bourgneuf-la-Forêt – Saint-Pierre-la-Cour ;
- celui du cours moyen de la Mayenne et de ses deux affluents majeurs de la rive droite, le Vicoïn et l'Ernée. Ces deux rivières et leurs tributaires drainent une large surface de la carte comprise entre Bourgneuf-la-Forêt et Saint-Berthevin pour la première et entre Chailland et Saint-Jean-sur-Mayenne pour la seconde.

Les cours d'eaux principaux s'écoulent vers le Sud avec des parcours influencés par le double contrôle lithologique et structural exercé par les formations géologiques. Le meilleur exemple concerne l'Ernée dont le parcours méandrique, développé sur le granite d'Alexain et sa ceinture métamorphique dans le secteur d'Andouillé, contraste avec le parcours rectiligne lors du franchissement des barres rocheuses de Grès armoricain à l'Ouest du château d'Orange.

L'influence du contrôle lithologique se perçoit également dans le développement de nombreuses dépressions à fond imperméable, installées dans des zones couvertes d'altérites ou de colluvions et alluvions remaniant les altérites argileuses, favorisant l'implantation d'étangs surtout concentrés dans la partie haute du bassin versant du Vicoïn (étang de la Chaîne à Bourgneuf-la-Forêt ; étangs de Launay-Villiers et de Port-Brillet). Quant au contrôle structural, il rend compte du parcours rectiligne, parfois décalé en baïonnette, de très nombreux cours d'eau, guidés par plusieurs réseaux de fractures (N0° à N30°E ; N45°E) à l'image du cours de la Mayenne. Rivière principale de la carte, la Mayenne s'écoule vers le Sud avec une pente moyenne forte, de 1,09 m par km entre Mayenne et Laval, indiquant que la régularisation de sa vallée n'en est qu'à ses débuts (Musset, 1917). Cette forte pente a nécessité très tôt un aménagement de son cours sous forme de nombreux barrages et écluses pour rendre la rivière navigable (dès 1834, 39 barrages étaient construits entre Mayenne et Château-Gontier). Les différentes étapes de creusement de la vallée de la Mayenne seront évoquées lors de l'étude des terrasses, développées tout le long de son cours.

CADRE GÉOLOGIQUE RÉGIONAL – PRÉSENTATION DE LA CARTE

À l'exception de quelques placages de sédiments meubles appartenant à l'histoire tertiaire et quaternaire, la carte géologique de Laval à 1/50 000 se compose uniquement de terrains précambriens et paléozoïques appartenant à l'extrémité orientale du Massif armoricain (fig. 1).

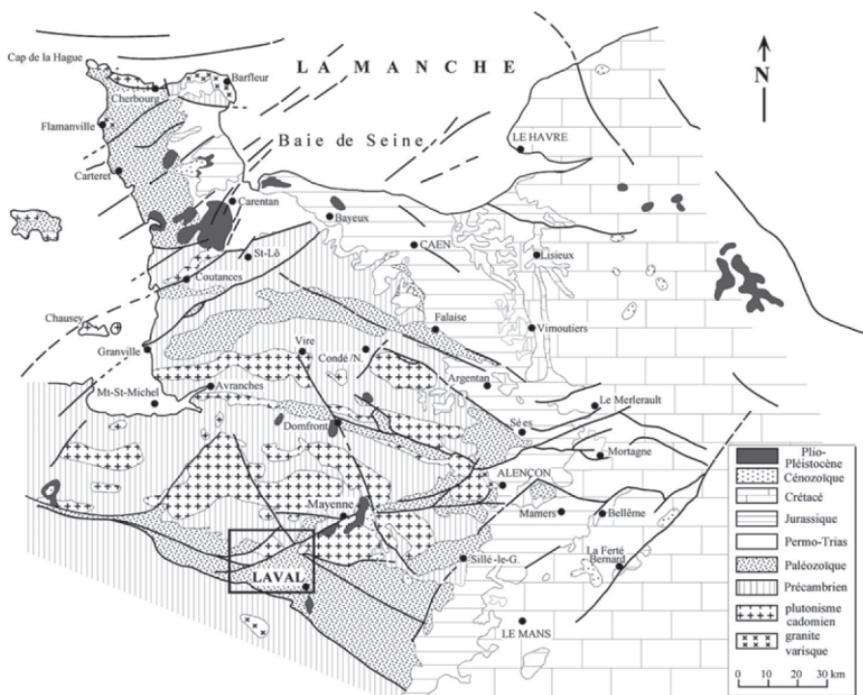


Fig. 1 - Emplacement de la carte à 1/50 000 de Laval dans la carte géologique simplifiée du Massif armoricain et de la bordure occidentale du Bassin parisien

Les terrains précambriens sont représentés par une puissante série grésopélitique à passées conglomératiques, largement affectée par le métamorphisme thermique induit par les granitoïdes cadomiens, et attribuée au groupe supérieur du Briovérien (Néoprotérozoïque supérieur à phtanites remaniées). Ces terrains qui couvrent une vaste surface au Nord et dans le quart sud-ouest de la carte seront déformés au cours de l'orogénèse cadomienne et injectés de granites et granodiorites vers 540 Ma (batholites d'Alexain et de La Croixille).

Sur la bordure sud du bassin de Laval, les terrains briovériens présentent de grandes affinités sédimentologiques avec ceux de la Mancellia. Ils sont cependant situés dans un contexte structural très différent correspondant à celui du Domaine centre-armoricain (ou de Bretagne centrale). Non touchés par le métamorphisme de contact cadomien, ils présentent une structuration majeure identique à celle des formations paléozoïques et acquise au cours de la phase varisque (Carbonifère supérieur).

Les terrains paléozoïques discordants sur le socle cadomien sont impliqués dans deux structures varisques : l'extrémité méridionale du synclinal de la forêt de Mayenne au Nord de la carte qui se raccorde à la structure varisque majeure représentée par le synclinorium de Laval. Dans ce dernier, appelé également bassin de Laval, est préservée une couverture paléozoïque puissante de plus de 3 000 m et qui s'échelonne de l'Ordovicien inférieur au Carbonifère supérieur.

Deux grandes coupures scindent cette couverture, l'une placée entre le Dévonien moyen et le Carbonifère inférieur et qui correspond à l'enregistrement de mouvements liés à la phase bretonne de l'histoire varisque, l'autre, située au Carbonifère entre le Namurien et le Stéphaniens, qui sépare les terrains paléozoïques affectés par les déformations varisques de ceux post-tectoniques (terrains houillers stéphaniens du bassin de Saint-Pierre-la-Cour).

TRAVAUX ANTÉRIEURS

La première carte géologique du département de la Mayenne fût établie par É. Blavier en 1837. Il s'agit pour l'essentiel d'une représentation lithologique mettant l'accent sur les ressources minérales du département en terme de roches exploitables, soit en mines (houille, anthracite et manganèse), soit en carrières (ardoise, marbre, pierre à chaux, pierre à bâtir, sable, argile et marnes). Les données stratigraphiques et structurales passent largement au deuxième plan, à l'exception de la discordance angulaire, parfaitement décrite entre les terrains houillers du bassin de Saint-Pierre-la-Cour en strates horizontales et les couches verticales des terrains plus anciens.

Il faut attendre les travaux de D.-P. Oehlert* (* les initiales D.-P. désignent conjointement les travaux de Daniel Oehlert et de sa femme Pauline) pour voir,

en 1882, la publication de la première synthèse géologique du département de la Mayenne, accompagnée d'une carte géologique de l'arrondissement de Laval, dressée par J. Triger. Celui-ci, disparu prématurément en 1867, laissa, en effet, inachevé son projet de lever de la carte géologique de l'ensemble du département de la Mayenne. Les fragments disponibles furent rassemblés par D.-P. Oehlert et joints à sa propre étude sous forme d'une carte qui, selon ses dires, « est loin d'être à l'abri de tout reproche ». Cependant si cette carte est guidée avant tout par des préoccupations d'ordre surtout minéralogique, les grandes structures régionales sont esquissées à l'image du bassin houiller de La Baconnière dans lequel figurent en surcharge les principales couches de combustible. Dans ses notes accompagnant la carte, D.-P. Oehlert dresse les grandes lignes de la stratigraphie régionale en décrivant et classant les différents terrains pour lesquels il joint, en fonction de leur nature, une énumération du contenu paléontologique permettant leur attribution stratigraphique.

La première véritable carte géologique régionale, la carte à 1/80 000 de Laval, sera publiée en 1905, fruit des travaux de D.-P. Oehlert pour les levés de la moitié orientale de la carte, aidé d'A. Bigot et de H. Matte pour ceux de l'autre moitié. Signalons qu'à la même époque, paraît une carte géologique à 1/250 000 des environs de Laval et Sablé-sur-Sarthe, œuvre de C. Pellegrin (1904), travail qui sera critiqué par D.-P. Oehlert (1904).

La carte de Laval à 1/80 000 représente un document fondamental qui ne sera pas amélioré par la suite. En effet, la seconde édition de la carte (Milon *et al.*, 1960), reprend les contours initiaux en y apportant quelques modifications de détail (secteur de Chailland par exemple) mais, malheureusement, en perdant d'autres renseignements précieux en particulier l'emplacement de nombreuses carrières abandonnées et de gisements fossilifères et en omettant certains reports tels que le dyke doléritique de Saint-Germain-d'Anxure.

Sur cette première édition de la carte de Laval, les contours des grands ensembles géologiques sont parfaitement tracés compte-tenu de la précision des fonds topographiques disponibles pour 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) explique 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 de nature 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).

Enfin, la carte de Laval au 1/50 000 bénéficie des travaux récents réalisés lors des levés des cartes géologiques voisines déjà publiées en particulier Évron, Sillé-le-Guillaume, Villaines-la-Juhel, Mayenne, Ernée, Cossé-le-Vivien, Craon, ou en cours de publication comme Vitré.

CONDITIONS D'ÉTABLISSEMENT DE LA CARTE

La réalisation de la présente carte s'est surtout heurtée aux difficultés liées à la pénurie d'affleurements, en raison essentiellement de l'épaisse couverture d'altérites argilo-limoneuses recouvrant l'ensemble des formations sédimentaires précambriennes et paléozoïques, et de placages d'arènes limoneuses disposés sur les massifs granitiques. À cette difficulté majeure s'ajoutent la surface importante des prairies bocagères et des zones boisées, et, enfin, le développement des glaciers de solifluxion (head) jalonnant les crêtes gréseuses, et des colluvions colmatant les vallons.

Compte-tenu de ces contraintes, la cartographie de détail réalisée à l'échelle du 1/25 000 s'est largement appuyée sur l'analyse des « pierres volantes » en surface des quelques labours profonds. Ce travail n'a pu être conduit à bien que grâce à un ratissage systématique effectué durant les périodes hivernales, entre les mois d'octobre et d'avril, de 2004 à 2008 par J. Le Gall, P. Gigot et P. Savaton, maîtres de conférences à l'Université de Caen, ainsi que par F. Lacquement (2004-2011), et Y. Vernhet (2010), ingénieurs géologues au BRGM, et Y. Poprawsky, stagiaire BRGM (2005 à 2006), pour les levés des terrains paléozoïques et briovériens de l'angle sud-ouest de la carte.

De nombreux petits sondages à la tarière à main ont permis de juger de l'épaisseur du manteau d'altérites. La plupart des très nombreuses petites carrières artisanales qui ont servi de base d'observation aux travaux antérieurs (cf. 1^{ère} édition de la carte à 1/80 000 de Laval) sont aujourd'hui comblées et, hormis la grande exploitation de la cimenterie Lafarge à Saint-Pierre-la-Cour et la nouvelle carrière de granulats de La Croixille, il n'existe aucune carrière en

activité sur le territoire de la carte. En outre, très peu de nouvelles infrastructures routières ou de grandes constructions ont été réalisées durant la période des levés à l'exception du secteur périphérique de l'agglomération lavalloise (nouvelle rocade nord-ouest entre le pont de Pritz et le raccordement à la route de Rennes à l'Ouest de Saint-Berthevin ; zones industrielles des Touches et des Morandières à l'Est de Laval) et de la déviation de La Baconnière.

La photo-interprétation a été réalisée à partir des clichés à 1/25 000 de la mission de 1971 de l'Institut Géographique National (IGN), sur lesquels apparaissent de nombreuses structures (plis et failles) spécialement au voisinage de la vallée de la Mayenne dans les formations sédimentaires à forts contrastes lithologiques telle la formation dévonienne de Saint-Cénére constituée d'un fond schisteux armé de barres carbonatées. En revanche, l'importance de la couverture d'altérites développée sur le reste de la carte masque complètement les structures et seul l'utilisation du Modèle Numérique de Terrain (MNT au pas de 50 m, de l'ensemble de la surface de la carte Laval) révèle encore les grandes structures régionales : failles majeures et modelé structural.

Les lames minces de roches ont été confectionnées par A. Hunout, litholamelleur au Département des Sciences de la Terre de l'Université de Caen. L'étude pétrographique des termes grenus et filoniens a été complétée par 12 analyses chimiques en éléments majeurs et traces réalisées en 2005 au CRPG de Nancy.

Quatre études géochronologiques ont été réalisées par A. Cocherie (BRGM) en janvier 2011 (*cf.* annexe). Elles concernent deux dykes de microgranite, intrusifs dans le granite d'Alexain, une ignimbrite située à la base de la Formation de L'Huisserie (Tournaisien) et une cinérite prélevée au toit des calcaires de Laval-Sablé exploités dans la carrière de Saint-Pierre-la-Cour.

Enfin, quelques analyses granulométriques ont été effectuées au laboratoire de Morphologie Continentale et Côtière du CNRS à Caen, sur les altérites argilo-limoneuses pour comprendre leur développement et juger de l'influence éolienne sur leur origine.

APPORTS SCIENTIFIQUES ET TECHNIQUES DES NOUVEAUX LEVERS

Les principaux apports venant en complément du travail fondamental concrétisé par la première édition de la carte de Laval à 1/80 000 (Oehlert *et al.*, 1905) concernent :

- 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) ;
- le tracé détaillé des cortèges filoniens (dolérites, microgranites, quartz) ;

- la cartographie aussi exacte que souhaitée des formations paléozoïques, ceci compte-tenu des médiocres conditions d’affleurements ;
- la cartographie des différents réseaux de failles.

Cet effort a permis de représenter les horizons carbonatés de la formation dévonienne de Saint-Cénéry et surtout d’améliorer la représentation des bassins carbonifères de la carte avec :

- la reconnaissance de la Formation de Changé sous l’ensemble des termes carbonatés du bassin (calcaires de Sablé et de Laval) ;
- le regroupement des anciennes formations des calcaires de Sablé et de Laval au sein d’une seule Formation de Laval-Sablé en raison de leur même altitude stratigraphique et d’une variété de faciès liée au caractère plus ou moins proximal ou distal de la sédimentation carbonatée ;
- la découverte d’un ensemble de siltites pyriteuses à radiolaires encaissant certaines lentilles carbonatées distales ;
- la cartographie détaillée du remplissage du bassin de La Baconnière avec la représentation des niveaux conglomératiques et les indications des anciennes fouilles de roches combustibles ;
- l’étude approfondie des roches volcaniques situées à la base des terrains carbonifères avec le recensement des faciès et l’analyse de leur mode de gisement : coulée de lave, coulée pyroclastique, projections de cendres, matériaux volcano-sédimentaires ;
- l’identification et la cartographie d’un ensemble volcano-sédimentaire (cinérites et tuffites) situé entre les carbonates de la Formation de Laval-Sablé et les sédiments détritiques fins de la Formation d’Heurtebise ;
- la cartographie des éléments structuraux des terrains néoproterozoïques et paléozoïques avec essai de caractérisation des déformations varisques selon leur chronologie ;
- le tracé des grands accidents varisques NE-SW découpant le socle cadomien (granite et auréoles métamorphiques) et la couverture paléozoïque et dont la cinématique s’inscrit dans le fonctionnement de l’accident majeur centre armoricain ;
- la cartographie des terrasses alluviales étagées de la Mayenne et de l’Ernée ainsi que des formations superficielles et d’altération, quasiment absentes sur les anciennes cartes, et dont le rôle est fondamental en termes d’agriculture, d’aménagement régional et d’hydrologie.

DESCRIPTION DES TERRAINS

NÉOPROTÉROZOÏQUE SUPÉRIEUR À CAMBRIEN (SÉDIMENTAIRE ET CRISTALLIN)

Les terrains néoprotérozoïques présents sur la feuille de Laval sont localisés dans la moitié nord de la carte, en limite des terrains paléozoïques et au contact des massifs granitiques, et dans la partie sud-ouest de la feuille entre La Gravelle et Loiron, en bordure sud du bassin paléozoïque de Laval. Ces terrains appartiennent à deux ensembles structuraux bien distincts :

– au Nord, le Domaine mancellien (ou Domaine nord-armoricain) au niveau duquel les terrains briovériens ont enregistré les déformations souples cadomiennes et subi les effets de la mise en place des massifs granitiques cadomiens datés autour de 540 Ma. Ces formations sont d'âge néoprotérozoïque supérieur ;

– au Sud du bassin paléozoïque de Laval, le Domaine de Bretagne centrale (ou Domaine centre-armoricain) où les terrains « briovériens » sont peu ou pas affectés par la phase de plissement cadomienne, et n'ont subi aucun métamorphisme de contact d'âge cadomien. Ces terrains ont une structuration identique et contemporaine de celle des terrains paléozoïques, attribuée à la phase varisque (Carbonifère supérieur). Ces roches sont d'âge néoprotérozoïque supérieur à cambrien basal.

On distingue donc, sur cette zone d'études, deux ensembles « briovériens » :

- le Briovérien mancellien (noté *b2M*) (Néoprotérozoïque supérieur) ;
- le Briovérien du Domaine centre-armoricain (ou de Bretagne centrale) (noté *b2C*) (Néoprotérozoïque supérieur à Cambrien basal).

Terrains sédimentaires : le Briovérien des Domaines mancellien et centre-armoricain

Briovérien du Domaine centre-armoricain (*b2C*) (Néoprotérozoïque supérieur à Cambrien basal)

Les terrains briovériens de Bretagne centrale visibles ici sur la bordure sud du synclinal paléozoïque de Laval sont, au niveau des faciès, sensiblement identiques à ceux présents au Nord dans le domaine mancellien. Comme ceux-ci, ils sont, à l'exception de vagues traces algaires, azoïques. Ils n'en diffèrent que par leur structuration acquise non pas au cours de la phase orogénique cadomienne comme au Nord mais bien au cours de la phase varisque (Carbonifère supérieur) affectant dans ce domaine central l'ensemble des terrains néoprotéro-paléozoïques. Cette structuration se caractérise ici par une orientation moyenne des couches selon une direction N100° à N120°E, alors

que l'orientation majeure des terrains briovériens, en domaine mancellien, est de l'ordre de N50° à N70°E.

Au point de vue âge, les différentes études réalisées à partir des années 1970-80, notamment par C. Le Corre (1976, 1977) et J. Chantraine *et al.* (1982, 1988), ont conduit à la révision de l'âge de ce Briovérien du Domaine centre-armoricain et à le considérer non plus comme étant strictement limité au Néoprotérozoïque mais s'étendant au moins jusqu'au Cambrien basal. Ces résultats ont été par la suite confirmés non seulement par les datations effectuées sur les terrains briovériens et sus-jacents par J.-L. Bonjour *et al.* (1987-88) et C. Guerrot *et al.* (1992), mais également par les différents levés cartographiques effectués sur les cartes voisines (Meslay-du-Maine, Ménillet *et al.*, 1988 ; La Guerche-de-Bretagne et Rennes, Trautmann *et al.*, 1997, 2000 ; Cossé-le-Vivien et Craon, Vernhet *et al.*, 2009, 2010 ; Château-Gontier, Brossé *et al.*, 1988 ; Segré, Janjou *et al.*, 1998). Ces terrains briovériens de Bretagne centrale sont maintenant clairement admis comme étant d'âge néoprotérozoïque supérieur (Briovérien supérieur post-phantitique) à Cambrien basal, avec donc une continuité de la sédimentation au moins jusqu'au début du Cambrien. Il reste toutefois encore une question majeure à se poser : à quel moment du Cambrien cesse cette phase de sédimentation ?

S'il existe localement une discordance angulaire cartographique minimale ($\leq 5^\circ$) entre le Briovérien et les terrains paléozoïques, celle-ci ne fait que caractériser le cachet transgressif de ces derniers (grande transgression ordovicienne) sur les formations briovériennes.

Les terrains briovériens visibles ici sur cette bordure sud du bassin de Laval sont à tout point vue identiques à ceux observés plus au Sud sur les feuilles de Cossé-le-Vivien et de Craon (Vernhet *et al.*, 2009, 2010). On y retrouve deux faciès majeurs non métamorphisés, d'une part des niveaux à dominante silto-argileuse (notés b2CS), d'autre part des bancs de grès dominants, fins à grossiers, plus ou moins immatures (notés b2CG).

Aucun faciès conglomératique ou carbonaté n'a été ici repéré. Il en est de même pour les niveaux grés-quartzitiques visibles plus au Sud, sur Ballot (feuille de Cossé-le-Vivien) et surtout sur la feuille de Craon, dans l'environnement proche du synclinal de Martigné-Ferchaud, et qui par leur faciès annoncent très clairement la sédimentation ordovicienne.

Les roches ici-présentes sont situées dans un contexte structural très particulier, en plein dans la zone de passage du Cisaillement majeur nord-armoricain (CNA) et en limite nord du massif leucogranitique du Pertre. Il en résulte une altération extrêmement évoluée de ces roches avec une argilisation quasi-totale sur l'ensemble de la zone, probablement liée aux nombreux filons et filonnets de quartz lardant tout le secteur et jouant le rôle de drains. La roche,

lorsqu'elle est visible, n'est majoritairement qu'à l'état de plaquettes pour les siltites ou de petits blocs pour les grès, plus ou moins altérés et éparpillés dans les champs.

Remarque : en l'absence d'affleurements ces faciès ont été notés, pour ceux qui sont altérés mais encore identifiables avec la notation suivie de la lettre *A* (exemple : b2CG*A*), les niveaux complètement argilisés et indifférenciables étant figurés avec la notation précédée de la lettre *A* (exemple : *A*b2CG). Cette règle est applicable à l'ensemble des terrains paléozoïques et briovériens présents sur cette carte.

Les descriptions présentées ci-dessous des deux faciès majeurs sont issues et résumées de la notice de la carte sous-jacente de Cossé-le-Vivien (Vernhet *et al.*, 2009).

b2CS. Siltites, argilites dominantes, saines. Ces faciès silteux, dominants plus au Sud, ne s'observent ici que très ponctuellement, uniquement sous la forme de petites plaquettes disséminées, au Nord de Ruillé-le-Gravelais, à l'Ouest au niveau de La Gravelle, et à l'extrémité ouest de la carte en bordure du ruisseau des Trois-Fontaines (forêt du Pertre). Ils alternent dans toute la région avec des bancs gréseux, selon une direction moyenne de N115° à N120°E. Ces faciès fins sont constitués de siltites homogènes, plus ou moins straticulées, à aspect varvé, avec des passées réduites à tendance argilitique. Elles présentent localement un caractère sub-ardoisier, trop fruste cependant pour les rendre économiquement exploitables. En plaques massives sombres à noires à l'état sain, elles sont ici en plaquettes d'épaisseur millimétrique, grises, gris-verdâtre, gris-bleuté, à brunes lorsque l'altération est très prononcée.

Elles se composent principalement de quartz en petits éléments anguleux ($\leq 50 \mu\text{m}$), de chlorite et muscovite détritiques, parfois de quelques grains très altérés de feldspath (essentiellement de plagioclases acides), de biotite altérée, de tourmaline, zircon, leucoxène, pyrite, oxydes et hydroxydes. La matrice est très abondante et quartzo-sériciteuse. Les passées argilitiques sont essentiellement composées d'illites et chlorite et fortement chargées en particules opaques. La proportion en illites est nettement supérieure à celle de la chlorite, à plus de 55 %.

b2CG. Grès fins, grauwackes, sains. Les quelques éléments en volantes dispersés dans les champs permettent de distinguer au Sud de La Gravelle quelques barres gréseuses dont les puissances et extensions restent cependant indéfinies en raison de l'importance de la couverture altéritique. Ces grès, massifs et sombres à l'état sain, sont, à l'état altéré, gris, bruns à verdâtres, fréquemment désagrégés, à caractère sableux et à débit quelconque. Ce sont des grès à grain très fin à moyen, et surtout des grauwackes fines à grossières, évoluant entre un pôle quartzeux et un pôle phylliteux.

Ces grès immatures sont riches en éléments anguleux non classés de :

- quartz, dominant, mono ou polycristallin, anguleux ou en esquilles, dont certains d'origine volcanique ;
- de feldspaths, essentiellement plagioclasiques (type albite), plus ou moins séricitisés, avec accessoirement du feldspath potassique ;
- de fragments de roches tels que microquartzite, phthanite, grès, siltite, microgranite, volcanites acides ou basiques.

Quelques grandes paillettes détritiques de muscovite et de biotite chloritisée, ainsi que quelques grains de tourmaline, de zircon, d'épidote, de la pyrite et des oxydes et hydroxydes de fer y sont également observables.

La matrice est abondante (20 à 40 %) et principalement constituée de petits grains de quartz, de feldspaths et surtout de fines paillettes de séricite et chlorite.

Tous ces terrains silteux et gréseux subissent dans la région une altération très évoluée se traduisant par une forte couverture d'altérites (*A*b2CG, *A*b2CS) argileuses sur les siltites, argilo-sableuses sur les grès.

Ces faciès silteux et gréseux sont assimilables à des dépôts de type turbidites mis en place dans un bassin marin tectoniquement instable, alimenté de façon rythmique et périodique par des matériaux accumulés sur ses bordures et remis en mouvement sous des effets d'instabilités gravitaires.

Briovérien du Domaine mancellien (b2M) (Néoprotérozoïque supérieur s.s.)

Ces terrains sédimentaires sont essentiellement représentés par des alternances de siltites, d'argilites, et de grès plus ou moins matures (grauwackes), affectés par des plis d'âge cadomien et un métamorphisme régional de faible intensité. Ces terrains sont ensuite, dans un laps de temps probablement relativement court, intrudés par les différents massifs granitiques du batholite mancellien (dont ceux de La Croixille et d'Alexain). Ceux-ci vont engendrer au sein des terrains situés dans leur voisinage immédiat un métamorphisme de contact (thermo-métamorphisme) se marquant par une recristallisation et des néoformations minérales plus ou moins poussées (auréoles des cornéennes et des « schistes tachetés »). L'âge de ce Briovérien mancellien est parfaitement calé, d'une part par la présence plus au Nord et régionalement de conglomérats cambriens (les « poudingues pourprés ») reposant clairement en discordance sur ceux-ci, et d'autre part par ces intrusions granitiques postérieures à ces dépôts et datées entre 551 ± 36 Ma (Fouillac *et al.*, méthode Rb/Sr, 1986) et 540 ± 10 Ma (Pasteels et Doré, méthode U/Pb sur monazite, 1982).

Ces terrains sont à tout point de vue identiques à ceux observables plus au Nord sur les feuilles de Mayenne (Vernhet *et al.*, 2009) et d'Ernée (Lerouge *et al.*, 2009) et attribués au Briovérien supérieur « *post-phtanitique* » (b2), à intercalations conglomératiques et clastes de phtanite.

Deux types de faciès peuvent être distingués à l'échelle régionale :

- les terrains « peu ou pas métamorphiques » simplement affectés par un métamorphisme régional de faible intensité (b2MS) ;
- les terrains métamorphiques affectés par un métamorphisme thermique lié aux granitoïdes cadomiens (b2MS, b2MK).

Briovérien mancellien non métamorphique

b2MS. Siltites et argilites dominantes. Ce faciès correspond aux formations silto-gréseuses non touchées par le métamorphisme de contact cadomien mais ayant malgré tout été affectées par un métamorphisme régional de faible intensité associé à la phase de plissement cadomienne. Ces terrains sont sur la feuille de Laval très peu représentés, limités à une étroite bande de siltites jouxtant la limite orientale de la carte, au voisinage de Bourgon.

Ces roches sont comme dans toute la région (Ernée où elles prédominent, Mayenne), à grain fin, homogènes, majoritairement silteuses, straticulées, rubanées, avec quelques variations dans la taille des grains et dans les proportions minérales, se traduisant par de fines intercalations argilitiques à gréseuses. Elles sont, à l'état altéré, de couleur verte à gris-bleuté, sous forme de petites plaquettes éparpillées dans les labours, devenant de plus en plus sombres et massives à débit en plaques à l'état sain. Elles présentent un caractère ardoisier très médiocre, en raison notamment des fréquents plans de fracturation les recoupant. Quelques figures sédimentaires, de courant ou de charge, y ont été observées sur les cartes voisines (Mayenne, Landivy).

Elles sont principalement composées de quartz en petits éléments anguleux, de plagioclases, de phyllites (illite potassique, chlorite magnésienne) avec, accessoirement, du zircon, de la pyrite et des minéraux opaques.

Ces horizons sont traditionnellement interprétés comme des dépôts de type turbidites (Garlan, 1985). Ils se sont mis en place dans un bassin marin situé en bordure d'une zone tectoniquement instable, régulièrement alimenté par les matériaux accumulés en marge de celui-ci et remis en mouvement sous des effets d'instabilités gravitaires (courants de turbidité). La puissance de cette série est inconnue, certainement de l'ordre de plusieurs centaines de mètres.

Briovérien mancellien métamorphique (b2MK, b2MS) (métamorphisme de contact induit par les granitoïdes cadomiens)

Sur le territoire de la carte de Laval, la quasi-totalité des terrains briovériens situés au Nord du synclinorium de Laval est, en dehors du secteur de Bourgon, affectée par un thermo-métamorphisme induit par l'intrusion des massifs granitiques cadomiens d'Alexain et de La Croixille. Ces terrains métamorphiques occupent quatre secteurs, respectivement d'Est en Ouest :

- le secteur d'Andouillé où les roches métamorphiques sont exposées en falaise le long de la rive droite de la Mayenne, au Sud de Rochefort, entre la Perrière et l'Ame. De bonnes observations complémentaires peuvent être réalisées également dans la cluse de l'Ernée aux environs du Château du Ménil, au Bas-de-la-Lande et à la Chéloire. Signalons enfin l'ouverture d'une nouvelle carrière exploitant les cornéennes juste en dehors de la carte au Sud-Est de Montfleurs ;
- le secteur de Chailland dans lequel les meilleures observations se réalisent dans la vallée du ruisseau de Villeneuve et dans d'anciennes carrières de granulats (Sud de la Meltaie et Pont-de-Courgès) ;
- le secteur de Juvigné exposant les métamorphites dans la haute vallée de la Vilaine (Étang-Neuf ; moulin de Chatenay) ainsi que plus ponctuellement (ancienne carrière de Courteille dans l'angle nord-ouest de la carte) ;
- le secteur sud de La Croixille dans lequel se situe la carrière en exploitation de la Châtaigneraie (groupe Pigeon).

Le métamorphisme de contact des terrains briovériens de la carte de Laval se situe pour l'essentiel dans le faciès des cornéennes (b2MK) avec recristallisation totale à quasi-totale de la roche parent. Cette caractéristique est celle des faciès appartenant à l'auréole interne, la plus proche des intrusions granitiques. Seul, dans le secteur méridional d'Andouillé, un étroit faisceau d'argilites et de siltites discrètement métamorphiques se range dans le faciès des « Schistes tachetés » (b2MS) typique de l'auréole externe. Abstraction faite du rôle des accidents, le développement respectif de ces auréoles est conditionné par la géométrie du contact entre les corps granitiques et l'encaissant briovérien. L'importance des auréoles de cornéennes plaide ici pour des contacts peu inclinés, à l'image de celui observable dans les escarpements de la rive droite de la vallée de la Mayenne, où les granites à grain fin de la bordure du batholite d'Alexain plongent faiblement vers le SSW sous les faciès de schistes à galets cornéifiés du Briovérien. De même, l'allure cartographique des deux contacts non faillés limitant au Nord-Est et Sud-Ouest le massif de La Croixille avec le Briovérien est plus compatible avec un faible pendage du plan de contact qu'avec un contact verticalisé.

• **L'auréole des « Schistes tachetés » (b2MS)**

Cette auréole thermo-métamorphique distale (b2MS) n'a été reconnue qu'au Sud du secteur d'Andouillé, sous la forme de faciès fins, tachetés, affleurant de part et d'autre de la vallée de la Mayenne, juste au Nord du Paléozoïque du synclinorium de Laval. Ils s'observent, en particulier, sous la discordance du Grès armoricain, aussi bien en rive droite (Nord du Château d'Orange et la Maigrie) qu'en rive gauche (ancienne carrière de Camp-Français).

b2MS. Siltites et argilites tachetées. Le métamorphisme de contact se solde dans ces faciès fins par l'apparition de discrètes taches sombres millimétriques qui, au microscope, se révèlent être des petits blastes ovalaires de cordiérite toujours intégralement pinitisée. Le fond de la roche est constitué d'une matrice à grain fin, quartzo-argileuse, affectée d'une schistosité assez fruste soulignée par des alignements de phyllites (biotites décolorées et chlorite). Les blastes de cordiérite apparaissent statiques vis-à-vis de cette schistosité cadomienne. Ces relations impliquent donc une mise en place tardive des intrusions granitiques par rapport à la phase plicative cadomienne, en accord avec les observations réalisées dans les ceintures situées plus au Nord, telles que celle bordant le massif de Fougères (notice de la carte Landivy ; Vernhet *et al.*, 1997).

• **L'auréole des cornéennes (b2MK, b2MCgK)**

La ceinture de cornéennes, largement étendue, s'est développée à partir de l'ensemble des faciès lithologiques du Briovérien supérieur régional, décrits sur les cartes géologiques limitrophes (Mayenne, Ernée et Évron), hors ceinture métamorphique.

Elle rassemble trois grands faciès lithologiques :

- des argilites et siltites à fines intercalations gréseuses, transformées en cornéennes tachetées à litage bien exprimé (cornéennes rubanées) ;
- des grès à matrice argileuse (grauwackes) en bancs décimétriques à métriques, métamorphisés en cornéennes massives, très compactes, pauvres en cordiérite ;
- des conglomérats à galets disséminés dans une matrice fine (« Schistes à galets ») évoluant en cornéennes tachetées, jamais litées, renfermant des galets épars de nature surtout quartzeuse.

Seul ce dernier faciès a pu être retenu en cartographie (b2MCgK). Les deux premiers, trop intimement imbriqués, ont été réunis sous la même appellation de cornéennes tachetées et massives (b2MK).

b2MK. Cornéennes tachetées et massives. Les cornéennes tachetées correspondent à des roches grises à gris-verdâtre lorsqu'elles sont fraîches, devenant franchement verdâtres quand elles sont altérées. Elles présentent souvent un aspect rubané caractéristique, associant d'anciens lits pélitiques où

abondent les taches de cordiérite, et des lits gréseux, plus clairs, pauvres en cordiérite, et qui ressortent en relief. La matrice, plus ou moins recristallisée, développe une texture granoblastique polygonale, typique des recuits thermiques, associant quartz, biotite brune en voie de chloritisation, plagioclase et cordiérite. Cette dernière, en taches ovales ou amiboïdes, est toujours entièrement pinitisée et envahie par de la muscovite tardive en grandes plages poecililitiques. Parmi les minéraux accessoires, la tourmaline brun-vert, cristallisée tardivement, est la plus fréquente. Les plus beaux faciès de cornéennes, eu égard à leur fraîcheur, sont exploités comme granulats dans la carrière de La Croixille (la Châtaigneraie) où s'observe leur contact avec le granite de La Croixille.

Lorsque le degré de recristallisation des cornéennes demeure modéré, la trace d'une schistosité peut encore être préservée. Dans ce cas, et conformément aux observations réalisées dans les faciès de « schistes tachetés », les blastes de cordiérite apparaissent tardifs par rapport à cette schistosité. Notons que lorsque les cornéennes sont impliquées dans les couloirs de déformation varisque, la schistosité qui en résulte affecte l'ensemble de la roche, taches de cordiérite comprises. C'est l'exemple des cornéennes tachetées exposées dans la tranchée de la D31 à l'Ouest de Chailland (le Tertre) au contact du gros filon de quartz matérialisant le passage de l'accident majeur Bourgon – Chailland.

b2MCgK. Conglomérats cornéifiés. Des faciès de cornéennes tachetées, sans litage apparent, et renfermant des galets disséminés, s'observent dans le seul secteur d'Andouillé. Ils constituent en particulier les escarpements de la rive droite de la Mayenne, au Sud de Rochefort, dès le contact avec le granite d'Alexain, et se poursuivent vers le Sud jusqu'à l'Ame. D'autres faciès sont entaillés par la vallée de l'Ernée, en rive gauche, au Sud d'Andouillé (l'Épinay) et au Nord-Ouest du Chéloire.

Les cornéennes renferment des éléments de quartz hétérométriques, anguleux, dispersés dans une matrice silteuse recristallisée où abondent les blastes de cordiérite pinitisée. Les galets de taille pluri-centimétrique sont uniquement de nature quartzreuse et d'origine filonienne (quartz polycristallin). Dans l'affleurement au Nord de l'Ame se décèle, au microscope, des figures sédimentaires de type slump.

Au Sud du Petit-Coudray, en rive droite de la Mayenne, un faciès de conglomérat lessivé a été recueilli en labours. Ce faciès dérive d'une grauwacke grossière à matrice gréseuse réduite, riche en grains de quartz anguleux, mal classés, côtoyant des feldspaths (plagioclase dominant, orthose rare), et de nombreux fragments de roches. En l'absence de taches de cordiérite, le thermométamorphisme se décèle uniquement grâce au recuit thermique. Les nombreux galets, bien arrondis et d'un diamètre de 1 à 3 cm, sont toujours à dominante quartzreuse, mais sont accompagnés ici de quelques galets de roches éruptives

(microgranite surtout) et de rares galets de microquartzites sombres à cubes de pyrite qui pourraient représenter d'anciennes phanites.

Terrains cristallins : granites et leucogranites du Domaine mancellien (plutonisme cadomien ; Néoprotérozoïque supérieur)

L'activité plutonique cadomienne est particulièrement intense dans le domaine mancellien, où, en limite méridionale, s'inscrit la carte de Laval. Elle se traduit par l'injection du vaste batholite mancellien (Jonin, 1981) composé de nombreux massifs de granites et granodiorites (granodiorites de la Mancellia) accompagnés de petits stocks de leucogranites. L'ensemble de ce plutonisme auquel appartiennent les massifs d'Alexain et de La Croixille se met en place à la fin des temps précambriens et caractérise les dernières étapes de l'édification de la chaîne cadomienne.

Granite d'Alexain

Le massif d'Alexain – Deux-Évailles, désigné également sous le nom de massif de Mayenne, s'étend entre cette dernière ville au Nord jusqu'au bassin de Laval au Sud. Sur le territoire de la carte de Laval, seule apparaît l'extrémité sud-ouest du massif qui se prolonge largement vers l'Est sur les cartes voisines d'Évron (Mary et Giordano, 1988) et de Mayenne (Vernhet *et al.*, 2009). Vers l'Ouest, ce massif sert de soubassement au synclinal de la forêt de Mayenne et plus particulièrement à sa terminaison méridionale dans le secteur de Chailland.

Trois faciès pétrographiques sont reconnus : le faciès principal constitué par un granite gris à gros grain dépourvu de cordiérite, un faciès à grain fin gris localisé sur la bordure méridionale du précédent dans la vallée de la Mayenne, un faciès leucocrate à muscovite formant de petits stocks isolés à contours diffus dans le faciès principal.

$\rho\gamma^3$. **Granite gris à gros grain sans cordiérite.** Les faciès frais se cantonnent dans le fond des vallées, les surfaces hautes étant occupées par les faciès altérés recouverts d'un manteau d'arènes plus ou moins limoneuses. Dans ces conditions, les meilleurs sites d'observation se situent :

- dans la vallée de la Mayenne où subsistent de nombreuses anciennes exploitations, aussi bien en rive droite (la Nourrière, la Bliinière, Rochefort) qu'en rive gauche (le Plessis, la Richardière, la Basse-Houssinière, Rochefort) ;
- dans la vallée de l'Ernée (le Val) et la cluse du ruisseau affluent de Corbon (Saint-Germain-le-Guillaume) ;
- dans la vallée du ruisseau de Gastard.

Le granite d'Alexain est injecté dans les turbidites du Briovérien supérieur y induisant une auréole thermo-métamorphique de cornéennes, observable au Sud du massif dans le secteur d'Andouillé. Sur sa bordure occidentale, le granite est recouvert par les dépôts transgressifs du Paléozoïque du synclinal de la forêt de Mayenne qui débute par les bancs grossiers de la Formation arénigienne du Grès armoricain (la Grande-Bertincherterie). La discordance ne s'observe jamais directement surtout que nombre de contacts sont faillés, comme par exemple entre le Château de Clivoy et celui de la Sicorie.

• **Caractères pétrographiques**

Il s'agit d'une roche de teinte grise à l'état frais, hétérogranulaire à tendance porphyroïde dans laquelle les feldspaths sub-automorphes atteignent près de 1 cm. Elle se compose pour l'essentiel de quartz, feldspaths, biotite et de quelques paillettes de muscovite. Les enclaves sont pour ainsi dire inexistantes. L'examen microscopique, complété de quatre analyses modales auxquelles s'ajoutent celles publiées par M. Jonin (1981), révèle que les cristaux se répartissent dans les minéraux suivants :

- quartz, en plages xénomorphes ou, plus rarement, en cristaux sub-automorphes de 2 à 3 mm (30 % en moyenne) ;
- plagioclases, en prismes automorphes, zonés (à cœur d'oligoclase séricitisé avec grains d'épidote et bordure limpide albitique) (37 %) ;
- orthose perthitique, sub-automorphe à xénomorphe, renfermant des inclusions de quartz, de plagioclase et de biotite (22 %) ;
- biotite, en lamelles automorphes, plus ou moins chloritisée, englobant des apatites, des zircons et des aiguilles de rutile (un peu moins de 10 %) ;
- muscovite secondaire, en gerbes développées aux dépens des feldspaths et peut-être de la cordiérite (?).

Signalons enfin que des grenats résiduels, partiellement transformés en biotite, ont été reconnus dans la région d'Alexain (Brown, 1995).

Placées dans le diagramme de Streckeisen (fig. 2), les analyses modales se regroupent près de la limite entre les champs des granites (monzogranites) et des granodiorites, le point moyen se situant dans celui des granites ce qui justifie l'appellation utilisée sur cette carte. Le faible écart de pourcentages entre les teneurs en plagioclases et celles en orthose et le caractère erratique des variations n'ont pas permis de séparer en cartographie des faciès à plagioclases dominants, à orthose prépondérante, ou à teneur équivalente entre feldspaths tel que cela est proposé sur les nouvelles cartes de Mayenne et d'Ernée.

γ³. Granite gris à grain fin (faciès de bordure). Au Sud du massif d'Alexain, au contact avec la ceinture de cornéennes, se développe un faciès de granite à grain fin, localisé sur une bande d'environ 250 m de large dans la vallée

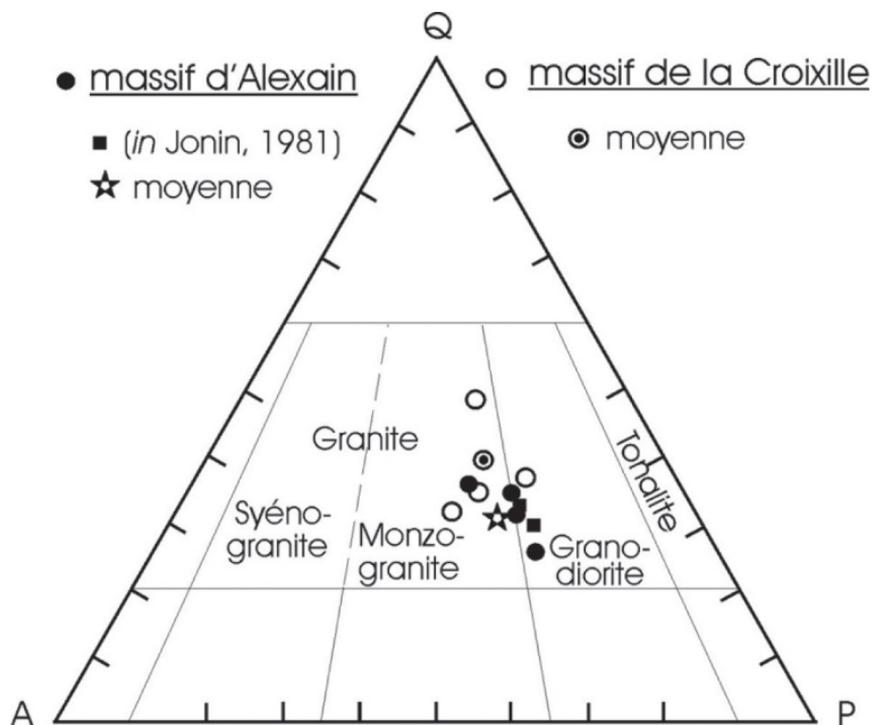


Fig. 2 - Position des analyses modales des granites d'Alexain et de La Croixille dans le diagramme Q (quartz), A (feldspaths alcalins), P (plagioclases) de Streckeisen

de la Mayenne. Le passage entre les deux faciès de granite est progressif et s'observe le mieux au Sud de la station d'épuration de Rochefort dans les escarpements dominant la rive gauche de la Mayenne. En revanche, ces faciès finement grenus font défaut dans la vallée de l'Ernée à l'Ouest d'Andouillé.

Ce faciès se caractérise par la taille des cristaux comprise entre 0,5 et 1 mm et son cachet plus leucocrate. Quelques grands prismes de plagioclase zoné et de biotite brune sont contenus dans un fond finement grenu composé de petites lattes enchevêtrées de plagioclase, de paillettes de biotite chloritisée, le tout cimenté par du quartz et de l'orthose.

^{Ly3}**ms. Granite d'Alexain : leucogranite à muscovite.** Plusieurs petits stocks à contours diffus de leucogranite ont été reconnus dans le massif d'Alexain. Le principal se situe dans l'angle nord-est de la carte, près du château de Marigny où subsistent d'anciennes exploitations. D'autres occurrences, plus limitées, existent dans le secteur d'Alexain au Nord-Est (la Pommeraie) et surtout au Sud (Nord-Ouest et Sud du Château de la Feuillée). La transition entre le faciès granitique et le leucogranite est progressive. Elle se marque par une diminution du grain, une raréfaction des biotites et un développement de grandes muscovites. L'analyse microscopique du faciès leucocrate souligne l'abondance de micropegmatites associant quartz et feldspath potassique, et conférant à la roche un cachet de granophyre. Les autres phases du fond microgrenu sont représentées par le quartz, l'orthose perthitique, le plagioclase séricitisé, la biotite chloritisée et la muscovite.

Caractères géochimiques du granite d'Alexain

Ce granite a fait l'objet, dans le cadre des levés de cette carte, de quatre analyses chimiques (éléments majeurs, traces et Terres Rares) réalisées au CRPG de Nancy (tabl. 1). Trois faciès présentent des caractéristiques géochimiques très comparables (éch. 1916 A : Rochefort rive gauche de la Mayenne ; éch. 1924 : confluence Mayenne – ruisseau d'Ouvrain ; éch. 1934 : ruisseau de Gastard, la Tourmontière). Seul le faciès prélevé au Petit-Reveux (éch. 1957) s'en écarte par une teneur plus élevée en SiO₂ (plus de 73 % contre 67 à 68 %) et en alcalins, et des concentrations plus faibles en Al₂O₃, fer total, MgO et CaO. Ces tendances rejoignent celles relevées dans les faciès leucocrates accompagnant le granite d'Alexain. Le granite d'Alexain possède un net cachet hyperalumineux (A/CNK > 1,1 ; corindon normatif compris entre 1,23 et 2,65) à l'image des granites et granodiorites de la Mancellia (Jonin, 1981 ; Autran *et al.*, 1983 ; Georget, 1986 ; Brown et D'Lemos, 1991). Quelle que soit leur teneur en SiO₂, les quatre échantillons analysés offrent des spectres de Terres Rares semblables, caractérisés par un fractionnement plus accusé des Terres Rares légères vis-à-vis des lourdes et par une anomalie négative en europium bien prononcée (fig. 3). Ces spectres s'inscrivent à l'intérieur des courbes enveloppes des Terres Rares

N° éch.	Granodiorite cadomienne						Microgranite		Dolérite varisque			
	1916A	1924	1934	1957	1949A	1955	1925	1944	1926	1946B	1958	1992
SiO ₂	67,80	68,23	67,77	73,61	75,90	75,84	67,12	67,96	48,34	47,49	55,07	47,68
Al ₂ O ₃	15,32	14,93	15,04	13,37	12,93	12,69	15,22	15,69	11,85	13,22	13,39	13,57
Fe ₂ O ₃	3,37	3,83	3,63	2,51	0,80	0,93	4,38	3,81	16,79	15,43	12,79	13,68
MnO	0,05	0,05	0,06	0,04	0,02	0,02	0,06	0,05	0,29	0,20	0,16	0,18
MgO	1,14	1,33	1,29	0,80	0,11	0,11	1,43	1,00	3,74	5,15	3,01	5,86
CaO	2,34	2,50	2,71	0,22	0,26	0,18	2,60	0,95	7,25	8,77	5,80	7,98
Na ₂ O	3,49	3,38	3,50	4,03	2,76	3,25	3,31	3,86	3,65	3,00	3,38	3,24
K ₂ O	3,40	3,38	3,19	3,61	5,71	5,18	3,25	4,21	1,06	0,54	2,16	1,34
TiO ₂	0,46	0,53	0,53	0,34	0,04	0,05	0,64	0,53	3,16	4,27	1,93	3,97
P ₂ O ₅	0,16	0,18	0,15	0,10	0,10	0,08	0,19	0,21	1,62	0,47	0,60	0,30
PF	1,46	1,41	1,50	1,23	0,80	0,79	1,67	1,70	1,83	1,27	1,66	2,06
Total	98,99	99,74	99,38	99,86	99,43	99,11	99,86	99,76	99,57	99,80	99,94	99,86
Cr	21	25	17	13	<L.D	<L.D	28	21	<L.D	41	59	41
V	47	56	57	28	<L.D	<L.D	3	65	44	135	410	146
Ni	8	10	8	5	<L.D	<L.D	10	8	5	35	10	18
Co	5,5	6,2	6,2	2,7	0,5	0,5	4,6	5,3	25,6	40,4	21,8	42,9
Rb	129,3	128,5	115,6	117	183,3	188,3	114,3	144,5	21,96	13,14	55,76	49,3
Sr	128,4	114,3	129,2	56,67	22,33	34,11	134,9	101,2	362,1	302,6	207,5	299,9
Y	31,12	31,39	28,51	31,8	12,63	18,13	33,87	42,59	65,59	34,99	54,43	28,23
Zr	163,4	190,9	190,2	115,8	29,6	38	200,1	258,2	643,3	281	414,6	194,1
Nb	6,37	7,24	5,94	5,55	1,56	3,26	7,75	8,44	36,42	23,89	27,87	20,17
Ca	4,747	6,092	5,444	2,059	5,783	2,613	2,700	2,894	2,056	2,206	2,417	1,916
Ba	486,9	482,3	425,4	637,3	136,1	215,4	491,3	776,1	215,3	115,6	379,6	209,9
La	23,63	23,71	19,33	15,71	3,82	5,55	25,94	31,67	36,41	19,47	38,6	16,1
Ce	51,14	51,43	42,87	33,96	7,97	11,47	56,67	67,16	82,3	46,93	88,68	38,16
Pr	6,376	6,372	5,388	4,261	1,175	1,794	7,046	8,602	13,17	6,423	11,65	5,153
Nd	25,17	25,46	21,16	16,23	4,56	7,02	27,65	33,58	63,57	29,75	50,26	23,45
Sm	5,771	5,829	5,040	4,200	1,562	2,312	6,557	7,749	16,440	7,809	12,36	6,091
Eu	0,961	1,009	0,847	0,696	0,181	0,241	1,026	1,050	6,349	2,733	3,345	2,099
Gd	5,574	5,714	4,876	4,321	1,619	2,345	6,156	7,406	17,43	8,135	12,34	6,291
Tb	0,899	0,909	0,817	0,797	0,340	0,473	0,384	1,214	2,480	1,235	1,838	0,975
Dy	5,314	5,410	4,899	5,228	2,167	3,001	5,888	7,460	13,43	7,009	10,52	5,646
Ho	1,049	1,058	0,959	1,073	0,422	0,579	1,168	1,471	2,453	1,277	1,970	1,040
Er	3,031	2,975	2,760	3,193	1,249	1,761	3,383	4,217	6,242	3,374	5,225	2,757
Yb	2,999	2,987	2,828	3,343	1,608	2,254	3,325	3,983	5,094	2,893	4,629	2,419
Lu	0,463	0,454	0,436	0,500	0,238	0,330	0,500	0,607	0,767	0,421	0,700	0,368
Hf	4,484	5,179	3,749	3,490	1,404	1,748	5,474	7,054	13,13	6,762	10,37	5,080
Ta	0,648	0,787	0,757	0,778	0,406	1,069	0,791	0,780	2,821	1,946	2,246	1,869
Pb	19,901	18,724	18,281	13,177	30,009	24,916	18,356	17,242	1,880	2,025	8,937	3,186
Th	8,487	8,388	7,321	7,761	2,028	3,985	9,323	13,52	2,775	1,880	7,173	2,061
U	2,943	3,684	2,672	4,067	3,053	6,565	3,849	3,906	1,004	0,670	2,389	0,735

Tabl. 1 - Compositions chimiques (éléments majeurs en pourcentages, traces et Terres Rares en ppm) des granites et leucogranites cadomiens, des microgranites et dolérites varisques de la carte Laval

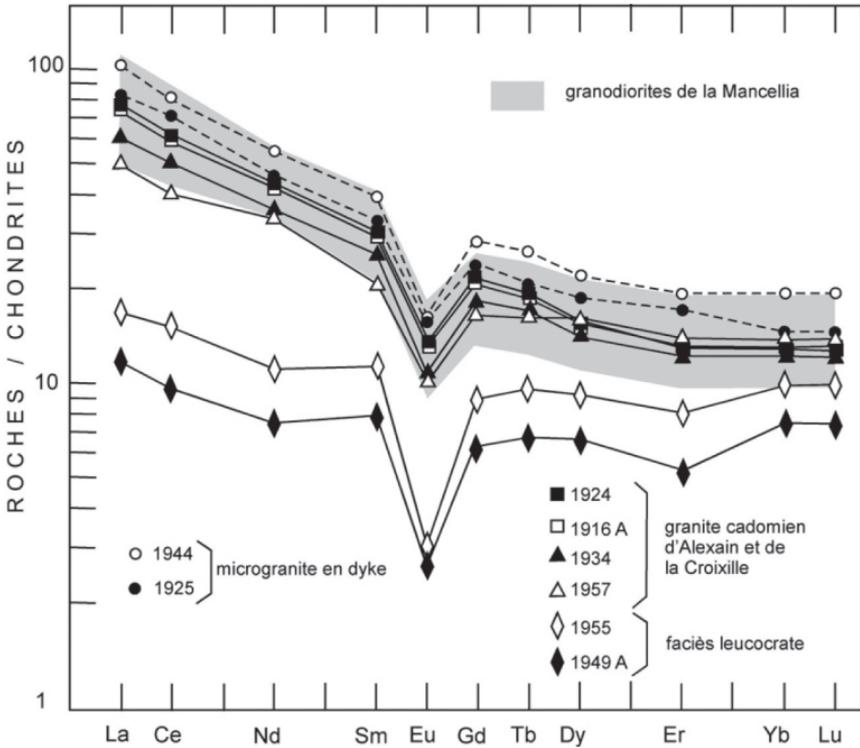


Fig. 3 - Courbes de distribution des Terres Rares des granites cadomiens d'Alexain et de La Croixille, des leucogranites et des microgranites en dyke. Comparaison avec la courbe enveloppe des profils de Terres Rares des granodiorites de la Mancellia (d'après les données de Jonin, 1981 et Autran *et al.*, 1983)

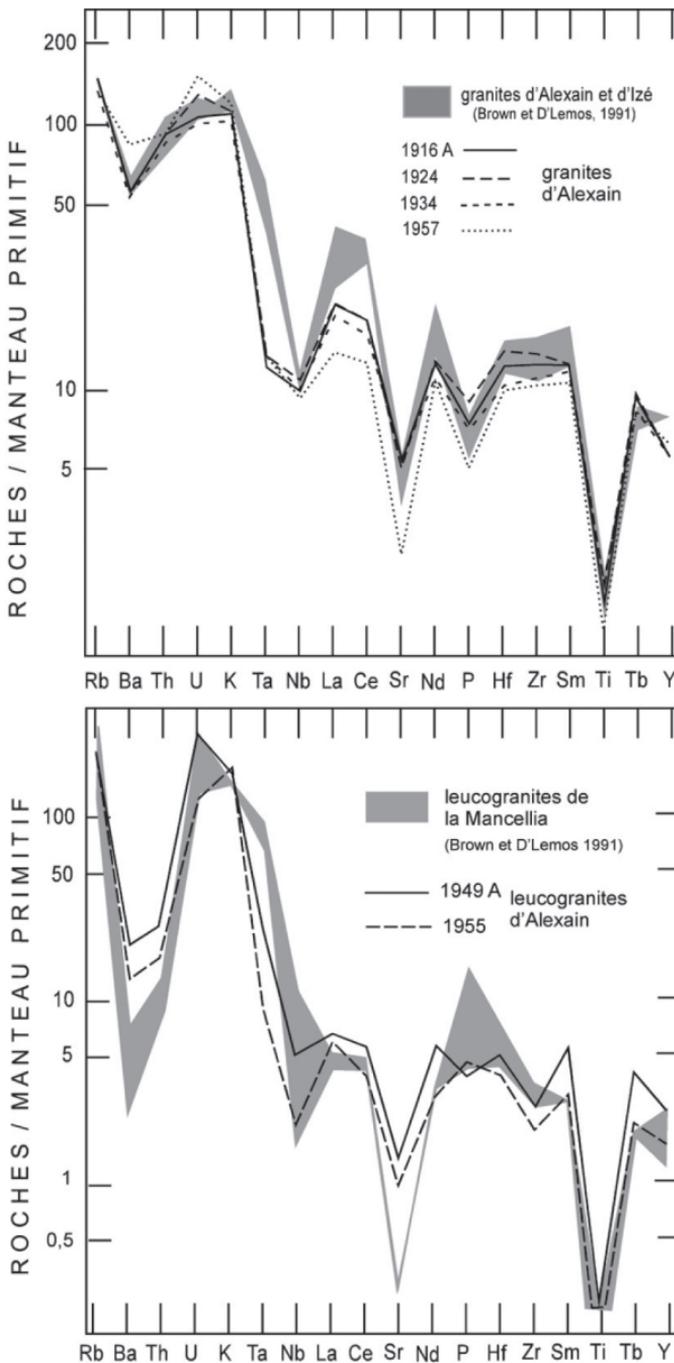


Fig. 4 - Courbes de distribution multi-éléments normalisées par rapport au manteau primitif des granites et leucogranites d'Alexain. Comparaison avec les courbes enveloppes des granites d'Alexain et Izé et des leucogranites de la Mancellia (d'après les données de Brown et D'Lemos, 1991)

des granitoïdes de la Mancellia tracées à partir des données de M. Jonin (1981), A. Autran *et al.* (1983) et P. Gigot *et al.* (1999).

De même, l'utilisation de diagrammes de concentrations d'éléments en traces normalisées par rapport au manteau primitif (fig. 4) montre la similitude géochimique des granites analysés par rapport à d'autres termes des massifs d'Alexain – Deux-Évailles et d'Izé (Brown et D'Lemos, 1991).

L'ensemble de ces spécificités géochimiques rend compte de l'origine crustale du granite d'Alexain, de la nature de la source soumise à la fusion partielle et des conditions physiques de cette fusion. Ces points seront élargis aux autres massifs mancelliens et feront l'objet d'un développement dans le chapitre concernant les conditions de formation des entités géologiques.

Caractères géochimiques des leucogranites

Deux analyses chimiques (tabl. 1) ont été réalisées, l'une sur le petit massif de l'Anjibaudière (éch. 1949 A : angle nord-est de la carte), l'autre sur le stock de Mézeray à l'Est d'Alexain (éch. 1955). Comparativement aux granites, elles soulignent le caractère évolué des leucogranites à la fois plus acides (75 à 76 % de SiO₂) et plus potassiques (K₂O > 5 %). En revanche les concentrations en Na₂O sont inférieures à celles relevées dans les granites. Le tempérament différencié des termes leucocrates ressort également des très faibles teneurs en fer total (< 1 %), MgO (0,11 %) et CaO (0,20 %) ; la teneur en corindon normatif dépassant 1,5 %.

Si la concentration en Rb demeure élevée (>180 ppm), celles en Terres Rares légères des leucogranites sont par contre plus faibles que celles relevées dans les granites, le rapport La/Yb s'établissant autour de 2,4 pour les premiers contre 4,7 à 7,9 pour les seconds. De même, les teneurs en Th, Zr et Hf des termes leucocrates sont nettement plus faibles que celles des granites, tandis que l'on constate, toujours chez les premiers, une accentuation de l'anomalie négative en europium.

Les caractéristiques géochimiques ressortant des deux analyses de leucogranites du massif granitique d'Alexain sont identiques à celles de l'ensemble des leucogranites de la Mancellia, ces termes dérivant de la fusion partielle, sous forte pression d'eau, de matériaux crustaux abandonnant dans le résidu de fusion des minéraux accessoires riches en Terres Rares légères et en Th (Autran *et al.*, 1983). La séparation de feldspaths et, à moindre mesure, de la biotite lors d'un mécanisme de cristallisation fractionnée pourrait rendre compte de l'importante anomalie négative en Eu (Brown et D'Lemos, 1991).

Si les leucogranites apparaissent intimement liés aux granites, l'âge de leur mise en place n'est pas encore bien établi et pourrait s'avérer plus jeune si l'on

se réfère à la datation de 525 ± 9 Ma obtenu sur roche totale (Jonin et Vidal, 1975) et aux âges de refroidissement ($521 \pm 1,4$ et $527,3 \pm 0,9$ Ma) obtenus sur muscovite (Dallmeyer *et al.*, 1993). Dans ces conditions, il n'est pas exclu d'envisager que l'injection des petits stocks leucogranitiques soit synchrone de l'expression du volumineux volcanisme cambrien du graben du Maine (Le Gall, 1993 ; Ballèvre *et al.*, 2001) (*cf.* synthèse géodynamique).

Âge du granite d'Alexain

Le massif d'Alexain – Deux-Évailles est l'un des massifs granitiques ou granodioritiques composant le batholite mancellien (Jonin, 1981). Il est relayé vers l'Est par le massif d'Izé, recouvert en discordance par les conglomérats et arkoses du Cambrien inférieur (carte Sillé-le-Guillaume ; Le Gall et Maurizot, 1998). Si le problème de l'âge relatif du plutonisme est clairement établi de longue date (Oehlert, 1891), celui de son âge radiométrique est plus discuté à travers les tentatives de datation effectuées sur la granodiorite de Vire, terme le plus représentatif du batholite mancellien. On considère aujourd'hui que l'âge de 540 ± 10 Ma obtenu par la méthode U/Pb sur les monazites de ce massif (Pasteels et Doré, 1982) représente la donnée la plus fiable de la mise en place des granites et granodiorites de la Mancellia (Graviou *et al.*, 1988). Cet âge coïncide avec celui de la limite Précambrien/Cambrien.

Granite de La Croixille

^{37}Cl **Granite à cordiérite plus ou moins arénisé.** Ce petit massif de forme rectangulaire (5×8 km) se distingue du précédent par le développement de cordiérite. Le granite est intrusif dans le Briovérien au Nord-Est (secteur de Saint-Hilaire-du-Maine) et au Sud-Ouest (contact visible dans la nouvelle carrière de cornéennes de la Châtaigneraie au Sud-Est de La Croixille), tandis qu'il est limité par deux accidents majeurs $N45^\circ E$ au Nord-Ouest et Sud-Est. Le passage de ces accidents est souligné par d'importants filons de quartz comme celui situé à l'Est de l'Étang-Neuf. Le granite est intensément fracturé et son degré d'altération demeure toujours élevé. Il a fait l'objet de nombreuses petites exploitations artisanales, pour la roche ou pour l'arène sableuse, situées le long de la D165 (le Breil), sur la butte du Réseul et dans la vallée du ruisseau de Villamelle.

À l'œil nu, le granite de La Croixille est une roche grenue à grain moyen, hétérogranulaire avec une tendance porphyroïde soulignée par le développement de cristaux centimétriques de feldspaths dont des orthoses maclées Carlsbad. De teinte toujours rouillée par altération, elle se compose de quartz, feldspaths, biotite auxquels s'associe de la cordiérite prismatique de couleur vert sombre. Contrairement au granite d'Alexain, les enclaves ne sont pas rares, représentées surtout par des cornéennes.

L'étude microscopique, complétée par quatre analyses modales, révèle que les cristaux se distribuent en :

- quartz en plages xénomorphes à extinction roulante (30 % en moyenne) ;
- plagioclases automorphes très séricitisés et zonés (24 %) ;
- orthose perthitique maclée, parfois déformé avec apparition d'un début de quadrillage (19 %) ;
- biotite toujours chloritisée avec aiguilles de rutile (13 %) ;
- cordiérite complètement pinitisée en prismes rectangulaires ou globuleux envahis de quartz secondaire et de muscovite (8 %) ;
- muscovite secondaire palmée, développée aux dépens des feldspaths et surtout de la cordiérite (6 %) ;
- minéraux accessoires : zircon, apatite trapue, minéraux opaques, tourmaline jaune-brun clair.

Dans le triangle QAP, l'analyse modale moyenne se situe plus nettement dans le champ des granites que celle représentative du massif d'Alexain (fig. 2).

À côté de quelques petites enclaves surmicacées à contours flous, les enclaves les plus fréquentes sont représentées par des cornéennes en fragments anguleux, révélant un début de granitisation (carrière le long de la D165 ; le Breil).

PALÉOZOÏQUE

Les terrains paléozoïques de la feuille de Laval sont préservés dans deux structures synclinales, le synclinal de la forêt de Mayenne au Nord-Est, et surtout le vaste synclinorium de Laval qui occupe les 3/4 de la surface de la carte. Ces terrains s'étendent de l'Ordovicien inférieur (Arenig) jusqu'au Carbonifère supérieur (Stéphanien). Leur puissance cumulée atteint 3 000 mètres (fig. 5).

Deux coupures majeures scindent cette succession :

- l'une placée entre le Dévonien moyen et le Carbonifère inférieur. Elle résulte des mouvements imputables aux événements précoces de l'histoire varisque (phase bretonne) ;
- l'autre située entre le Viséen (Carbonifère inférieur) et le Stéphanien (Carbonifère supérieur) matérialise l'édification de la chaîne varisque *sensu stricto*.

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

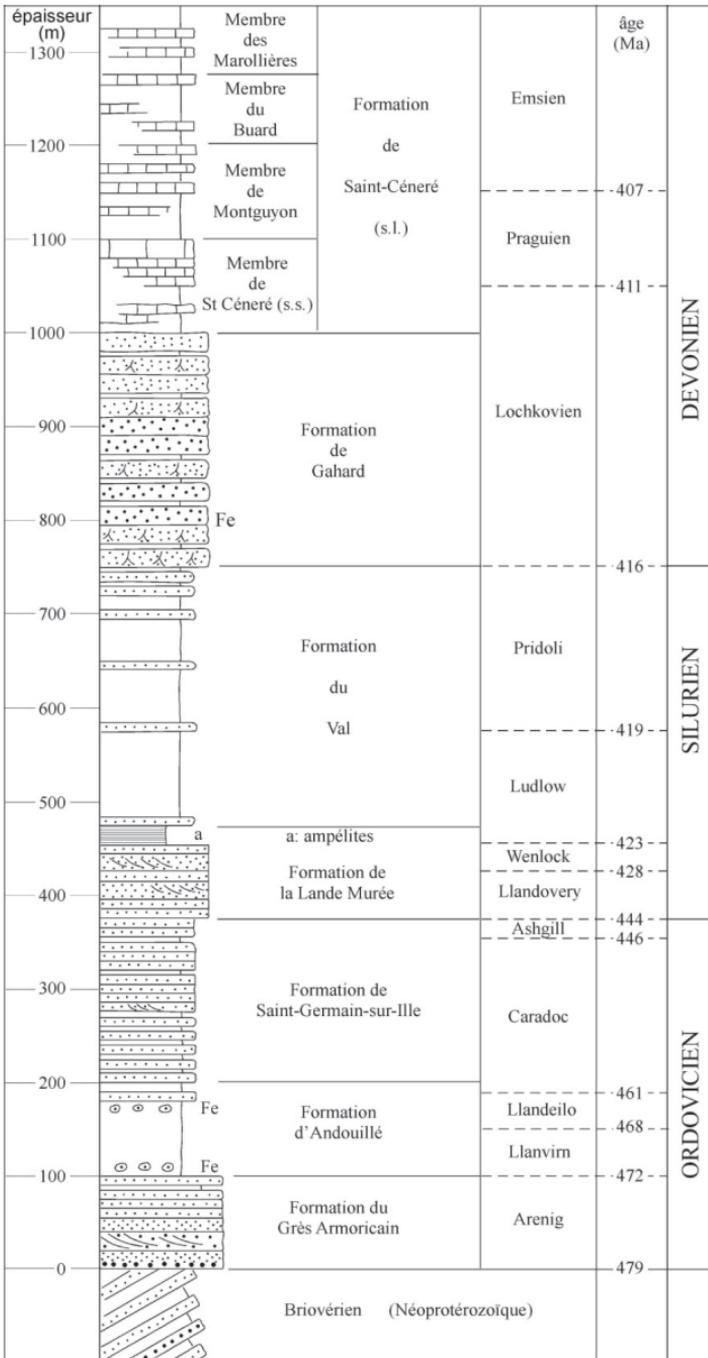


Fig. 5 - Log synthétique des formations ordoviciennes, siluriennes et dévoniennes de la carte de Laval

Ordovicien

Les terrains ordoviciens (*sensu lato*) de la carte Laval 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 matériels 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 500 m).

o2a. Formation du Grès armoricain (Arenig) : quartzites et grès micacés ; (1) : conglomérat basal (100 m au flanc nord du synclinorium de Laval ; 45 m dans la vallée de l'Ernée à Chailland).

La Formation du Grès armoricain se compose d'une seule masse gréseuse indivisée admettant des intercalations d'argilites et de siltites surtout abondantes vers son sommet. En l'absence de dépôts cambriens présents plus à l'Est au flanc nord du synclinorium de Laval (Charnie, carte Évron à 1/50 000 ; Mary et Giordano, 1989), la formation est directement transgressive sur le socle cadomien constitué soit par les granodiorites d'Alexain et de La Croixille, soit par les terrains briovériens surtout composés de cornéennes tachetées appartenant à la ceinture thermo-métamorphique de ces deux massifs. Le contact n'est quasiment jamais visible en conditions naturelles sauf dans la pente dominant la rive gauche de l'Ernée au Nord de la Basse-Chaunière où la semelle grossière microconglomératique de la formation recouvre la granodiorite d'Alexain très arénisée. La discordance angulaire entre le Grès armoricain et les schistes briovériens s'observe dans la carrière récemment fermée de Maillé, en rive droite de la Vilaine à la limite ouest de la carte (fig. 6). De même, dans l'ancienne exploitation de Camp-Français, en rive gauche de la vallée de la Mayenne, les premiers bancs conglomératiques de la base de la formation reposent sans disharmonie importante sur un matériel très fin, verdâtre, cinéritique, lui-même discordant sur les siltites métamorphiques du Briovérien (Paris, 1981). L'hypothèse de projections de cendres en liaison avec l'activité volcanique cambrienne du graben du Maine (Le Gall, 1993) n'est pas à exclure. Outre ces carrières exposant la formation sur presque toute son épaisseur, mais qui, en raison de leur fermeture, se dégradent rapidement, les meilleurs points d'observation de la formation se situent dans la vallée de l'Ernée, depuis Chailland jusqu'à l'Est d'Andouillé (Château de Clivoy ; Moulin-de-Chauvin ; Bas-de-la-Lande ; Grandes-Helvétières).

De manière plus générale, la formation affleure de manière discontinue, généralement à la faveur d'anciennes petites carrières souvent partiellement comblées ou en flancs de coteaux de vallées encaissées. Elle s'identifie dans le paysage par un relief marqué généralement bien identifiable du fait de la forte

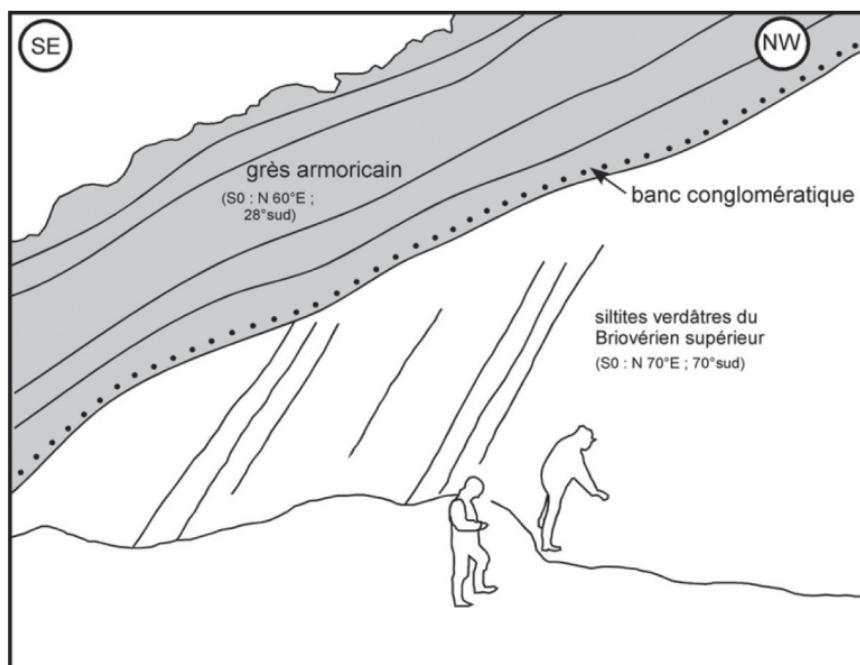


Fig. 6 - Ancienne carrière de Maillé montrant la discordance angulaire entre les barres gréseuses de la Formation du Grès armoricain (Ordovicien inférieur) et les siltites du Briovérien supérieur (dessin J. Le Gall, d'après photographie)

résistance à l'érosion et du contraste rhéologique entre ces grès et les formations sur lesquelles elle repose ou celle qui la recouvre (Formation d'Andouillé).

Lithologie et pétrographie

Dans la carrière du Camps-Français, 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 centimétriques de quartz et microquartzites noirs. Localement cette unité conglomératique est cartographiquement identifiable. L'essentiel de la formation se compose de quartz-arénites. Les bancs sont d'épaisseurs pluricentimétriques à métriques et 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 sombres 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.

Deux lithofaciès caractéristiques du Grès armoricain s'observent en carrière : le faciès à *skolithos* avec bancs massifs métriques, percés de terriers verticaux annelés de 1 à 1,5 cm de diamètre et longs de près d'un mètre, faciès également bien exposé dans les anciennes carrières du bois de Chatenay au Sud de Juvigné (Petit-Thuré). Le second lithofaciès se caractérise par des bancs décimétriques à litage plan et litage oblique de tempête (structures en mamelons). Les autres figures sédimentaires concernent les surfaces à rides de courant et d'oscillation, les chenaux, les bancs à galets argileux et les films de vannage de minéraux lourds, toutes structures qui évoquent un milieu de dépôt littoral. Le déplacement des sédiments sableux, apprécié grâce au litage oblique et aux surfaces de rides, s'est effectué en direction du Nord-Est (Noblet, 1984 ; Durand, 1985). Une direction vers l'Est (N100°E) ressort des mesures effectuées sur les mégarides des affleurements du Bas-de-la-Lande à l'Ouest d'Andouillé.

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 (2 analyses ; Dabard, 1983) avec une teneur en SiO₂ comprise entre 97 et plus de 99 %. Les interlits schisteux (4 analyses) présentent un plus large éventail de concentration en SiO₂ (53 à 74 %) et Al₂O₃ (17 à 28 %), l'oxyde le plus abondant étant ensuite le K₂O (4,8 à près de 8 %).

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 la 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 arenigien 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 arenigien inférieur.

Plus précisément, cette biozone 1 se décompose en 3 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*.

Les premiers bancs argileux de la Formation d'Andouillé qui affleurent en rive gauche de la Mayenne, contiennent déjà une association de Chitinozoaires du Llanvirm inférieur (Paris, 1981).

03-5a. **Formation d'Andouillé (Llanvirn – Caradoc inférieur) : argilites, siltites micacées, localement à oolites ferrugineuses (Fe) (100 à 120 m).** 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 1876, possède une puissance relativement constante de 100 à 120 m sur le flanc nord du synclinorium de Laval (Chauvel *et al.*, 1970 ; Chauvel et Le Corre, 1970). Pour autant, en raison de sa nature lithologique et de son degré d'altération, ainsi que de l'importance du recouvrement par des dépôts de pente issus du Grès armoricain, la Formation d'Andouillé n'offre que de rares affleurements naturels, la plupart situés dans les versants abrupts en rive droite de la vallée de l'Ernée :

- au Nord de Chailland (entre Aubert et la Claie) .
- au Nord de la Touche (vallon du Foireux) .
- au Tertre-Méral (côte de Bel-Air au Sud d'Andouillé) .
- au Nord-Est des Monneries.

Ces quatre sites correspondent aux meilleurs gisements fossilifères de la carte Laval.

La lithologie dominante est constituée d'une alternance d'argilites et de siltites noires bleutées admettant quelques intercalations de grès fins finement lités. Le contact avec les formations qui l'encadrent (Grès armoricain et Grès de Saint-Germain-sur-Ille) est en partie exposé au Nord de Chailland. 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 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 oolitiques. Dans la coupe du bois de Gondin située à peu de distance de la limite orientale de la carte, à l'Est de Montflours (carte d'Évron), trois couches de minerai chlorito-carbonaté d'épaisseur comprise entre 0,20 m et 1,20 m sont interstratifiées à la base de la formation (Chauvel *et al.*, 1970). Sur le territoire de la carte de Laval, des oolites de chlorite sont signalées au sein de siltites noires dans le gisement fossilifère de la Touche (Henry, 1980). Elles sont également présentes dans la partie supérieure de la formation dans une petite excavation ouverte au Nord du Plessis-de-Fer (Sud de Chailland).

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, 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 Fe₂O₃ (4,7 à 9,5 %) pour des teneurs en SiO₂ comprises entre 49 et 57 %.

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 (Acrítarches). Ces gisements sont connus depuis fort longtemps. Celui de la côte de Bel-Air au Sud d'Andouillé est mentionné par G. De Tromelin et P. Lebesconte dès 1876. Il sera fouillé en 1882 par D.-P. Oehlert et en 1883 par L. Bureau qui y découvre des trinuéidés 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 abondante 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) et des trilobites dans des gisements découverts lors des levés de la carte, par exemple dans le synclinal du bois de Chatenay à l'Est de La Croixille (les Mares), ainsi qu'au flanc nord du synclinorium de Laval à la Basse-Chaunière (Nord-Est de Chailland), au Plessis-de-Fer et au Moulin-Neuf au Sud du Château de Clivoy, à la Soultière (Ouest de Saint-Germain-le-Guillaume), enfin à l'Est du Chemin (limite orientale de la carte).

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 bureau* 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 livrent :

- des brachiopodes (Racheboeuf et Vidal, 2010), avec *Aegiromena mariana*, le seul brachiopode strophoménidé recensé (gisement de la Touche) et des orthidés plus diversifiés (*Apollonorthis bussacensis*, *Heterothina morgatensis*) (la Touche) ; (*H. kerformei*) (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 tels que *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.

Dans la vallée de la Mayenne, à une quarantaine de mètres au Sud de la carrière de Camp-Français, les siltites de la Formation d'Andouillé contiennent des Chitinozoaires du Llanvirn inférieur avec *Cyathochitina protocolix* et *Laufeldochitina lardeuxi* (Paris, 1981). Dans la coupe du bois de Gondin à l'Est de Montflours (carte Évron à 1/50 000) (Chauvel *et al.*, 1970), entre le toit du Grès armoricain et les premiers niveaux ferrugineux oolitiques, ont été récoltés des trilobites, des ostracodes et des graptolites (*Didymograptus artus* et *Pterograptus cf. elegans*). Les chitinozoaires avec l'espèce-index *Laufeldchitina ? armoricana* indiquent le Llanvirn supérieur (Paris, 1981).

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).

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. Au flanc nord du synclinorium de Laval, la formation, épaisse de 150 à 200 m, s'examine à Chailland (petite route de la Haie en bordure de l'Ernée), au Lierre, au Sud-Ouest d'Andouillé (la Pigeonnière) et surtout dans la cluse de l'Ernée à l'Est des Monneries. À l'Est de la Mayenne, la formation est entamée

par la petite route nord-sud, au Sud du Chemin, et par le ruisseau du Fresne en limite orientale de la carte. Dans le synclinal de La Croixille, dans l'angle nord-ouest de la carte, la formation n'affleure jamais réellement, et s'observe surtout en « pierres volantes » dans les labours, particulièrement autour de la ferme de la Hersandière.

Dans le tiers sud-est de la carte, il n'a pas été possible de cartographier seule cette formation. Elle est associée aux formations sus-jacentes pour constituer le Groupe de La Bouëxière (voir la description ci-dessous).

Au point de vue lithologique, la formation est à dominante gréseuse. Les grès sont bien stratifiés à intercalations argileuses ce qui les distingue de la Formation du Grès armoricain. 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, 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.

Âge de la formation

Sur le territoire de la carte Laval aucun reste de macrofaune n'a été découvert. L'âge de la formation ne peut s'apprécier que 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 glacio-marins 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

05b-s3. **Groupe de La Bouëxière : Formations de la Lande-Murée et de Saint-Germain-sur-Ille indifférenciées (Caradoc à Ludlow ?) : grès micacés verdâtres à intercalations de siltites surmontés de grès quartzitiques gris-sombre.** Comme sur les feuilles voisines (cartes 1/50 000 Rennes, Fougères et Vitré), les conditions d'affleurement 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 plupart du temps réunies au sein d'un grand ensemble cartographique : le Groupe de La Bouëxière noté 05b-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).

Silurien

Les terrains siluriens (*sensu lato*) de la carte Laval 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 cependant 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, eu égard aux 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. L'ensemble de la sédimentation silurienne, d'une puissance estimée à plusieurs centaines de mètres (300 à 500 m), est limité vers le haut par les premiers termes gréseux rapportés au Dévonien inférieur (Formation de Gahard).

s1-3a. Formation de La Lande-Murée (Llandovery – Ludlow ?) : grès-quartzites blancs ou gris-sombre pyriteux ; (a) : 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-Bélaïr 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 membre inférieur de la formation joue un rôle morphologique au flanc nord du synclinorium de Laval, en particulier à l'Ouest, dans la petite structure synclinale de La Croixille où les faciès gréseux qui dépassent largement la

centaine de mètres arment la butte sur laquelle est installé le village de La Croixille. De nombreuses carrières y étaient implantées, toutes abandonnées aujourd'hui. Vers l'Est, la puissance de la formation diminue. Elle constitue encore une crête culminant autour de 130 m entre la Trinité et la Hamelinaie puis entre le Fougeray et le Château de la Goisnière (rive droite de l'Ernée). Par contre, plus à l'Est, la formation, du moins sous son faciès gréseux, paraît faire défaut entre Crennes et la Hardelière (Sud d'Andouillé) (faille probable ?) et réapparaît dans les cluses de l'Ernée et de la Mayenne mais avec une puissance n'excédant pas quelques dizaines de mètres. Elle se poursuit sur le flanc nord du synclinorium de Laval, sur le territoire de la carte d'Évron, où son épaisseur se stabilise autour d'une trentaine de mètres (Mary et Giordano, 1989).

Cette formation est présente également à l'Ouest de Bourgon en limite occidentale de carte (l'Aubriais) ainsi qu'à l'Est de Port-Brillet où les barres gréseuses affleurent au sein de la Formation du Val à la faveur d'un repli anticlinal allongé entre le bois de Misedon et l'ancienne mine de la Lucette (Oehlert, 1900). En revanche, sur le flanc sud du synclinorium de Laval la formation perd de son importance et ne joue plus aucun rôle morphologique (Oehlert *et al.*, 1905).

Le faciès ampélitique coiffant les termes gréseux et rangé dans le membre supérieur de la formation s'observe ponctuellement (noté a sur la carte). Il est reconnu à Chailland (au Sud-Ouest de Bel-Air) où sa présence est signalée par M. Lacaze (1930) et surtout dans le synclinal 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 (renseignement F. Paris, université de Rennes). Ceci confirme les indications en notice de la carte à 1/80 000 de Laval (1^{ère} éd.) où sont signalés, entre Princé et La Croixille, « des schistes à graptolites avec *Monograptus colonus*, *M. Nilsoni* et *Cardiola interrupta*, équivalent du Ludlow ». Enfin, des argiles noires ont été extraites d'un forage de recherche d'eau (au Nord de la Boulonnaie) au Sud-Ouest 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. 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. spp.*). Sont aussi présents : des bivalves (*Praecardium* ou *Dualina*, *Actinopteria*), des brachiopodes, des céphalopodes orthocônes, des crinoïdes et des phyllocarides (*Ceratiocaris*).

Les faciès gréseux de la Formation de La Lande-Murée s'observent au mieux dans les anciennes carrières de La Croixille, non ennoyées, telles que celle de la Moutonnaie et surtout celle située à Princé à cheval sur la limite entre les cartes

Laval et Vitré. Les grès-quartzites blancs à gris-sombre, finement feldspathiques se disposent en bancs décimétriques à litage plan ou à litage oblique en mamelons, trahissant 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 structures sont encore caractéristiques d'une sédimentation rapide.

À l'Ouest de La Croixille, en limite de carte, au niveau du lieu-dit « Rousse » sur la commune de Princé (rive droite du ruisseau de Vivain), une ancienne carrière est ouverte dans les grès et quartzites noirs inclinés vers le Sud-Ouest d'une quinzaine de degrés. Les bancs sont affectés par une série de failles normales s'amortissant dans les niveaux supérieurs correspondant soit à des failles de tassements gravitaires soit à des mouvements tectoniques synsédimentaires.

Les bancs de grès sont localement envahis de pyrite sous forme de petites taches 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).

Les analyses diffractométriques et géochimiques réalisées sur les ampélites révèlent la présence de pyrophyllite, compatible avec leur teneur élevée en alumine (% Al₂O₃ > 30 %) (Dabard, 1983).

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

s3b-4. Formation du Val (Ludlow – Pridoli ?) : siltites et quartzites sombres micacés (plusieurs centaines de mètres). L'entrée dans la Formation du Val se marque par le dépôt d'une puissante série à dominante

silteuse, 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, au détriment des niveaux fins, de grès en bancs plus épais (pluridécimétriques), à grain plus grossier, 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 caractérisés, 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 ». À telle enseigne que dans la région s'étendant sur le département d'Ille-et-Vilaine, étaient réunis avec l'indication d1a-s4, les schistes et quartzites de la base du Dévonien avec ceux du sommet du Silurien.

La puissance de la Formation du Val, difficile à estimer en raison des nombreux replis qui l'affectent, est certainement de l'ordre de plusieurs centaines de mètres. Elle couvre de vastes surfaces mollement vallonnées comprises entre les reliefs gréseux de la Formation de La Lande-Murée et ceux de la Formation de Gahard tant au flanc nord du synclinorium de Laval que sur son flanc sud. Sur ce dernier, elle occupe tout le secteur s'étendant au Sud d'une ligne Bourgneuf – Saint-Ouën-des-Toits jusqu'à Launay-Villiers – Port-Brillet – Le Genest et dans lequel se situe le bois de Misedon. Les meilleurs points d'observation de la Formation du Val se trouvent dans les coupes naturelles des cours d'eau : la Vilaine (rive droite à l'Ouest de Bourgon), le Vicoin (Port-Brillet), le ruisseau de l'Étang d'Olivet (Sud de l'étang), l'Ernée (rive gauche au Sud de Chailland et rive droite à l'Est de Saint-Germain-le-Fouilloux), la Mayenne (rive droite au Nord de Saint-Jean-sur-Mayenne). À ces affleurements naturels, ajoutons ceux qui apparaissent dans les fossés et talus de certaines routes : la D31 au Nord de La Baconnière et route d'accès à la Rimbaudière, la D104 entre Andouillé et Saint-Germain-le-Fouilloux et route d'accès au Tertre, la D137 entre Le Bourgneuf-la-Forêt et Port-Brillet et route d'accès à la Nerrerie. L'énumération de tous ces lieux n'est pas inutile car très fréquemment se développe aux dépens de la formation du Val une épaisse couverture d'altérites argileuses (cf. carte), en particulier à l'Est du bois de Misedon ou à l'Ouest de La Baconnière où était implantée une carrière fournissant de l'argile à une briqueterie.

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, à fines laminations parallèles, portent parfois des rides de courant et des flutes casts tels les blocs extraits d'une mare à l'Est de Chailland en forêt de Mayenne (à l'Est de la Chaunière). 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.

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 pridoli, soit Silurien terminal, pour la formation (Paris, 1981). Sur le territoire de la carte, les seuls fossiles présents sont des orthoceras 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 du synclinorium de Laval distinguées sur cette carte sont au nombre de deux, la Formation de Gahard, puissante série de grès souvent fossilifères, surmontée par la Formation de Saint-Cénére (*s.l.*), elle-même subdivisée en quatre membres, à l'origine élevés au rang de formations : celui de Saint-Cénére *s.s.*, celui de Montguyon, celui du Buard, et celui des Marollières. Ces derniers correspondent à des ensembles argilo-carbonatés à dominante soit carbonatée soit argilo-silteuse qu'il est quasiment impossible de différencier en cartographie, eu égard aux conditions d'affleurement. 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 de Dévonien moyen et supérieur est à attribuer aux déformations majeures qui ont affecté la région à cette période (événements bretons de l'histoire varisque). La puissance totale des dépôts dévoniens au flanc nord du synclinorium de Laval avoisine les 500 à 600 mètres.

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 (Fe). Altération en sable ferrugineux (SFe) ou en argile (200-250 m). Définie comme les formations précédentes dans le synclinorium du Ménez-Bélaïr, cette formation, à nette dominante gréseuse, joue un rôle morphologique régional en raison de sa puissance estimée à 200-250 mètres. Entre la Foucaudière (Sud du château d'Orange) et Saint-Jean-de-Mayenne, elle arme les crêtes entaillées par la vallée de la Mayenne dont la répétition illustre les replis affectant les séries paléozoïques au flanc nord du synclinorium de Laval (*cf.* Oehlert, 1912 ; compte rendu de la course du 5 septembre 1909). Ces reliefs se poursuivent vers l'Ouest délimitant des dépressions où se logent les formations du Val ou de Saint-Cénére comme par exemple entre Saint-Germain-le-Fouilloux et La Baconnière ou entre Saint-Ouën-des-Toits et Le Bourgneuf-la-Forêt où les grès de Gahard enserrant le bassin carbonifère de La Baconnière. Hormis les affleurements naturels procurés par la vallée de la Mayenne, quelques sites favorables d'examen de la formation peuvent être mentionnés : à Quifeu (rive droite de l'Ernée), au vallon du Bois-Picot (la Rouillère), dans la cluse du Vicoin (Sud de l'étang de la Chaîne), au Château de Villiers (la Rocherie), à Cornesse (Sud de Saint-Pierre-la-Cour en rive droite du Vicoin). Enfin, cette formation gréseuse a fait l'objet d'une exploitation qui, bien que n'ayant jamais dépassé le stade artisanal, a laissé de très nombreuses carrières, toutes abandonnées aujourd'hui, et dont certaines montrent encore un front de taille (le Louvray à l'Ouest de l'échangeur Laval-Ouest de l'autoroute A81).

Les hauteurs gréseuses offrent souvent des sommets aplatis sur lesquels la pédogenèse d'âge tertiaire a pu s'exercer entraînant une désilicification partielle ou totale des barres gréseuses et la naissance d'horizons sableux, suivies par des processus de latéritisation avec le développement de cuirasses ferrugineuses (Fe). Le lessivage de ces cuirasses explique l'origine, en contrebas des reliefs gréseux, de zones de concentration de fer exploitées comme minières au cours du XIX^e siècle (*cf.* chapitre « Ressources minérales »). Les faciès ferrugineux des grès de Gahard ainsi que les niveaux sableux plus ou moins imprégnés de fer (SFe) font l'objet d'indications ponctuelles sur la carte de Laval. Les principaux faciès ont été reconnus dans les secteurs de :

- Le Bourgneuf-la-Forêt : au Sud (Chambouquet), au Nord (le Mineray et la Petite-Baillais) et à l'Est (Haute-Fesselle) ;
- Saint-Ouën-des-Toits : à l'Est (Beau-Soleil et Champ-Ferray) ;

- Saint-Germain-le-Fouilloux : à l'Ouest (Roussardière ; Marpaudière ; Grandes-Ragottières ; Roussière) ;
- Saint-Jean-sur-Mayenne : au Nord (Haut-Châtellier ; Foucaudière).

Au plan lithologique, il s'agit d'une formation gréseuse relativement variée en termes de granulométrie, de couleur et de cimentation, mais toujours caractérisée par le développement de bancs de grès épais (pluri-décimétriques à demi-métriques), souvent bioturbés et fossilifères (brachiopodes abondants). Ces bancs, de teinte blanchâtre à jaunâtre, se composent pour ceux à grain grossier (diamètre moyen de 400 μm) uniquement de quartz, en grains mal calibrés et peu usés montrant un début de silicification secondaire, bien visible grâce au recouvrement ferrugineux des grains détritiques. 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 font toujours défaut quelle que soit la granulométrie des grès qui, par ailleurs, renferment une discrète matrice argileuse imprégnée d'oxydes de fer.

Âge de la 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-Foullery » 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 SSW 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, 1987) dans le Lochkovien inférieur (biozone à *Ancyrochitina fragilis*) ; le sommet (biozone à *Ancyrochitina tomentosa* et *Cingulochitina plusquelleci*) serait du même âge compte-tenu de l'attribution au Lochkovien supérieur de la base de la Formation de Saint-Cénére.

d1b-3b. **Formation de Saint-Cénére (s.l.) (Lochkovien supérieur-Emsien supérieur) (regroupement des membres de Saint-Cénére s.s. (Lochkovien supérieur-Praguien), Montguyon (Praguien supérieur-Emsien inférieur), du Buard (Emsien inférieur-Emsien supérieur), des Marollières (Emsien supérieur)) : alternance de calcaires bioclastiques (c), de calcaires argileux, de siltites et grès calcareux (300 à 400 m).** La Formation de Saint-Cénére, prise au sens large, correspond aux formations des « Schistes et calcaires à *Athyris undata* » (d2a : Siegenien) et des « Schistes et calcaires à *Phacops potieri* » (d2b : Emsien) de la carte à 1/80 000 de Laval. Mais sur la 1^{re} édition de cette carte (Oehlert *et al.*, 1905), ces deux formations sont distinguées uniquement dans la structure synclinale comprise entre Saint-Jean-sur-Mayenne et Changé, qui se situe sur la coupure à 1/50 000 de la carte de Laval.

Cette formation est largement entaillée par la vallée de la Mayenne, aussi bien en rive droite dans son parcours entre Saint-Jean-sur-Mayenne et le Moulin de Belle-Poule, qu'en rive gauche entre la Girardièrre et l'Étang-Beule. Le contact avec les terrains du Carbonifère, débutant par la Formation de L'Huisserie, est situé au Moulin de Belle-Poule. Le développement de grandes structures plicatives dans les séries siluro-dévonniennes entraîne la répétition de la formation, en particulier en rive gauche de la Mayenne où elle occupe le cœur d'un petit pli synclinal le long du ruisseau de la Merveille. Outre ces structures majeures, la Formation de Saint-Cénére est affectée de nombreux replis, visibles en photos aériennes grâce au contraste lithologique entre les barres carbonatées et l'encaissant schisteux. Ces déformations sont particulièrement intenses de part et d'autre de la vallée de la Mayenne, surtout en rive droite, où elles se perçoivent jusqu'à l'Ouest de Saint-Germain-le-Fouilloux.

La Formation de Saint-Cénére se repère bien sur le terrain grâce aux nombreuses carrières ayant exploité les lentilles carbonatées pour la chaux. Les plus épaisses de ces lentilles se situent à la base de la formation et correspondent au membre de Saint-Cénére au sens strict. Cette industrie florissante au cours du XIX^e siècle a périclité dès la fin de ce même siècle entraînant la fermeture des principales carrières qui sont aujourd'hui pratiquement toutes ennoyées, ou rebouchées (*cf.* chapitre « Substances utiles et carrières »). D'Est en Ouest, les principales exploitations étaient implantées à Saint-Jean-sur-Mayenne, à Saint-Germain-le-Fouilloux (la Thubertièrre et la Roussièrre), au Bas-Beauvais, au Chaîne, à Saint-Roch (la Jaslerie), à La Baconnièrre (la Poupardièrre et la Largerie). Plus à l'Ouest, subsistent encore quelques vestiges d'anciennes carrières, toutes situées au Nord du bassin de La Baconnièrre aux lieux-dits « les Fosses, la Basse-Motte et le Moulin du Bois ». La carte à 1/80 000 de Laval ne reconnaissait plus de formation de « Schistes et calcaire à *Athyris undata* » à l'Ouest de Le Bourgneuf-la-Forêt en dépit des travaux de M. Delage (1875) qui mentionnait à Bourgon, donc en limite ouest de carte, la présence de deux types de calcaires dont l'un, dévonien, « forme deux plis anticlinaux surmontés de

schistes et de grès appartenant à la même époque et qui supportent au Nord et au Sud des couches de calcaire carbonifère ». Les leviers récents confirment ces observations : les calcaires dévoniens sont en effet exposés dans une petite carrière en rive gauche de la Vilaine (le Bois-Varot), sous forme de bancs décimétriques, lenticulaires, fossilifères (brachiopodes et crinoïdes) contenus dans des siltites brunes et des grès calcaireux. Les replis anticlinaux, signalés par M. Delage, provoquent la répétition vers le Sud de cette formation carbonatée qui alterne avec celle de Gahard jusqu'aux calcaires du Carbonifère exploités dans la carrière noyée de la Clairie (lit de la Vilaine).

Lithologie et pétrographie

La Formation de Saint-Cénére (*s.l.*) comprend un ensemble d'argilites et de siltites micacées où s'intercalent des grès calcaireux et des lentilles plus ou moins épaisses de calcaires sombres, argileux, bioclastiques. Les carbonates sont surtout développés vers la base de la formation (*cf.* membre de Saint-Cénére *s.s.*) tandis que les faciès plus élevés sont à dominante argilo-silteuse.

Outre l'affleurement de la D133 à l'Ouest de Saint-Germain-le-Fouilloux (coupe de l'Asnerie), les termes carbonatés du membre de Saint-Cénére *s.s.* sont largement exposés dans quelques carrières encore accessibles, telles celles de l'Ernée à Saint-Jean-sur-Mayenne, de la Roussière à Saint-Germain-le-Fouilloux, et de la Jaslerie au Sud de La Baconnière. Les bancs de calcaire à faciès crinoïdique fin et de couleur sombre y sont interrompus de lits argileux toujours minces et peu abondants. L'étude de ces calcaires a été réalisée dans l'ancienne carrière de l'Ernée à Saint-Jean-sur-Mayenne par J. Poncet en 1982, auquel nous empruntons les résultats qui suivent. Cette carrière, située en rive gauche de l'Ernée, exposait un ensemble d'environ 80 bancs carbonatés, sub-verticaux, d'épaisseur variable, de quelques centimètres à 1,50 m. Deux types de bancs y ont été reconnus :

- des bancs de type A à semelle et face supérieure planes, dépourvus de litage interne et très bioturbés. Ces bancs à texture de type packstone renferment de nombreux grains de quartz et de pyrite, des restes organiques (brachiopodes, ostracodes, crinoïdes et bryozoaires) dans une matrice micritique riche en agglomérats de péloïdes algaires ;
- des bancs de type B à face supérieure plane à légèrement ondulée dont la semelle ravinante est soulignée par des niveaux d'accumulation de valves de brachiopodes. Ces bancs, à lamines horizontales, renferment des alignements de valves de brachiopodes à faces convexes vers le haut. Les fragments organiques identiques à ceux des bancs précédents se concentrent dans les lamines de même que les péloïdes. La texture est typiquement de type grainstone.

Les bancs de type A sont représentatifs d'un milieu de sédimentation marin, calme, et de faible profondeur, propice à l'installation d'organismes fouisseurs

et où prolifèrent les algues. En revanche, les bancs de type B résultent de la mise en place de sédiments sous des conditions de forte énergie, liées à des tempêtes.

L'étude de la fraction argileuse des ensembles argilo-silteux de la Formation de Saint-Cénére révèle un assemblage d'illite, de chlorite et de pyrophyllite (Melou, 1976 ; Dabard, 1983) identique à celui de la Formation du Val.

Faune et attribution stratigraphique

La faune récoltée dans les lentilles carbonatées de la Formation de Saint-Cénére (carrières de La Baconnière, de Saint-Germain-le-Fouilloux et de Saint-Jean-sur-Mayenne) est particulièrement riche et abondante. Elle a fait l'objet de multiples 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 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). Elle se marque par des changements faunistiques qui intéressent :

- les conodontes : disparition de *Icriodus angustoides castilianus* et apparition de *Eognathus sulcatus* et de *Icriodus steinachensis* ;
- les chitinozoaires : disparition de *Cingulochitina ervensis* et *Gotlandochitina ramosus* et apparition de *Angochitina comosa* ;
- les brachiopodes : apparition de *Howellella carlsi*, de *Caplinoplia beatrixae* et du genre *Eucharitina* ; au sommet de la coupe apparition de *Dixonella rouaulti* et *Howellella anceps* qui caractérisent le Praguien moyen et qui se rencontrent dans la carrière de la Roussière à Saint-Germain-le-Fouilloux (Gourvenec, 1989) ;
- les trilobites : apparition de *Parahomanolotus gervillei*, de *Lobopyge kerfornei* et de *Metacanthina cf. primitiae*.

Au-dessus des calcaires du membre de Saint-Cénére *s.s.*, la succession dévonienne se termine par un ensemble à dominante argilo-silteuse à minces niveaux carbonatés qui a été scindé en trois membres, respectivement Montguyon, Buard et Marollières, et dont les localités types des deux derniers se situent sur le territoire de cette carte. Outre des attributions stratigraphiques

différentes (*cf.* ci-après), ces membres présentent quelques particularités lithologiques, malheureusement jamais assez tranchées pour que l'on puisse les individualiser en cartographie ce qui justifie l'abandon de leur attribution en tant que véritable formation.

Le membre de Montguyon, défini par P. Racheboeuf (1976) sous le nom de « Formation de Montguyon » dans la vallée de l'Erve près de Saulges (carte Meslay-du-Maine, Ménillet *et al.*, 1988) est représenté par les affleurements de la chapelle Saint-Trèche au Sud de Saint-Jean-sur-Mayenne et par ceux du talus de la D133 près de son embranchement avec la D162. Il débute par un ensemble d'argilites et de siltites contenant des crinoïdes (*Seiloucrinus* sp.) (Le Menn, 1985) surmonté par des calcaires crinoïdiques, récifaux (biostrome) sans stratification apparente (20 m environ) et se terminant par des argilites micacées à nombreuses intercalations de lentilles gréseuses (20 m minimum) (Racheboeuf, 1976). Dans le talus de la D133 ont été recueillis : Spiriferidae, Chonetidae, Crinoïdes, Homalonotidae, Asteropyginae (Morzadec, 1977).

L'âge de ce membre s'étend du Praguien supérieur à l'Emsien inférieur (Morzadec *et al.*, 1988).

Le membre du Buard, défini sous le nom de « Formation du Buard » par P. Morzadec et F. Paris (1977) à partir du lieu-dit « le Buat » (carte à 1/25 000) en rive droite de la Mayenne, est surtout composé d'argilites et de siltites brun-verdâtre à bleu-noir où les faisceaux carbonatés sont rares. L'un de ces horizons, affleurant dans la butte au Nord du Buat, porte des traces fossiles de type *zoophycos*. La faune est surtout représentée par des brachiopodes (Spiriferidae dominants) qui fixent un âge Emsien inférieur – base de l'Emsien supérieur à ce membre (Paris, 1981).

Le membre des Marollières, du nom de la ferme située au Sud-Est de Saint-Germain-le-Fouilloux, termine la succession dévonienne du bassin de Laval. Ce membre correspond *pro-parte* à la Formation des Schistes et Calcaires des Marollières, terme créé par P. Morzadec, F. Paris et P. Racheboeuf (*in* Babin *et al.*, 1972) pour désigner des schistes à nodules calcaires rapportés à l'époque à l'Eifelien. Le membre des Marollières débute par un ensemble de calcaires noduleux de teinte noire et se poursuit par un ensemble de siltites et d'argilites de même teinte. Un âge emsien supérieur est retenu aujourd'hui pour ce membre grâce aux trilobites et brachiopodes ainsi qu'aux chitinozoaires (zone d'acmé de *Bursachitina ricolonensis* ; Paris, 1981). Outre les affleurements situés dans le chemin d'accès des fermes des Marollières et de la Goullière, ce membre s'observe en rive droite de la Mayenne, sous le pont de l'autoroute A81.

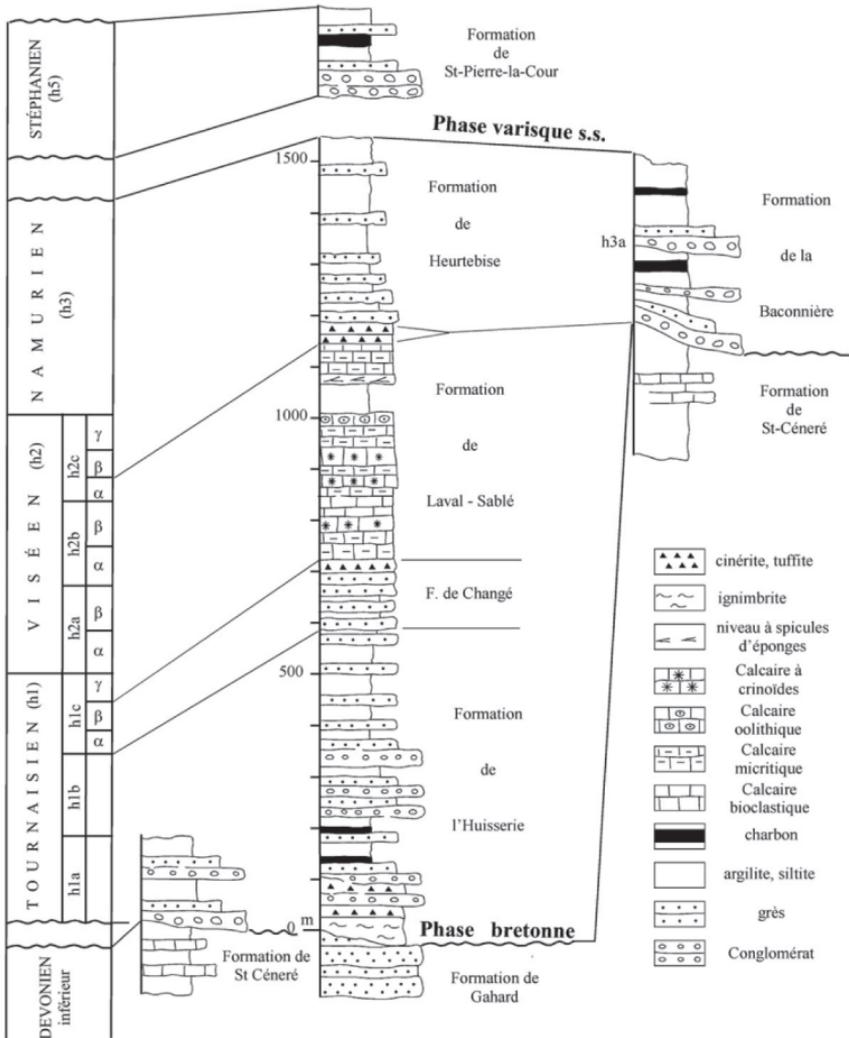


Fig. 7 - Formations du Carbonifère de la carte de Laval (d'après Pelhâte, 1979 : in Morzadec et al., 1979 ; modifié et complété)

Carbonifère

Les terrains carbonifères du bassin de Laval appartiennent à deux ensembles stratigraphiquement distincts (fig. 7) :

– un ensemble d'âge carbonifère inférieur à base du Carbonifère supérieur, Tournaisien à Namurien (h1 à h3), composé successivement par les faciès détritiques (poudingues, grès, siltites) et volcanogènes de la Formation de L'Huisserie (anciennement « Culm inférieur ») auxquels succèdent les termes marins, grésopélimitiques, fossilifères de la Formation de Changé (« grauwacke à Paléchinides » des cartes anciennes). Puis viennent les faciès carbonatés de la Formation de Laval-Sablé qui reposent toujours directement ou indirectement par l'intermédiaire de cinérites sur les faciès de la Formation de Changé, contrairement à l'opinion d'A. Pelhâte (1971) pour qui seuls les calcaires de Laval répondaient à cette affirmation, les calcaires de Sablé étant supposés recouvrir directement les termes détritiques de la Formation de L'Huisserie. La sédimentation carbonatée est interrompue par une nouvelle crise volcanique explosive majeure délivrant un important volume de cendres, sous forme de projections directes (cinérites) ou remaniées (tuffites). La succession du Carbonifère inférieur du bassin de Laval se termine soit avec les faciès détritiques fins de la Formation de Heurtebise, soit avec ceux grossiers et charbonneux de la Formation de La Baconnière. Ces faciès, pour l'essentiel d'âge namurien, étaient rangés anciennement dans le Culm supérieur sous l'appellation des Schistes de Laval (carte à 1/80 000 de Laval) ;

– un ensemble d'âge carbonifère supérieur, Stéphanien, restreint au petit bassin de Saint-Pierre-la-Cour, et dont les dépôts continentaux détritiques (conglomérats, grès, siltites, argilites et horizons charbonneux) sont clairement discordants sur les formations paléozoïques siluro-dévonienne et du Carbonifère inférieur.

La puissance totale des terrains carbonifères avoisine les 1 500 m, soit en gros une puissance identique à celle de l'ensemble des formations ordoviciennes, siluriennes et dévoniennes du synclinorium de Laval.

Les descriptions des différentes volcanites présentes non seulement dans la formation de L'Huisserie mais également entre les formations de Changé – Laval-Sablé, et de Laval-Sablé – Heurtebise ont été regroupées dans un seul paragraphe (complexes volcaniques acides) présenté après la description des formations sédimentaires du Carbonifère.

Formations sédimentaires du Carbonifère

h1. Formation sédimentaire de L'Huisserie (Tournaisien) : conglomérats (1), grès, siltites, niveaux de houille (ch.) (environ 400 m avec les niveaux de volcanites). Définie par J. Plaine (1976) à

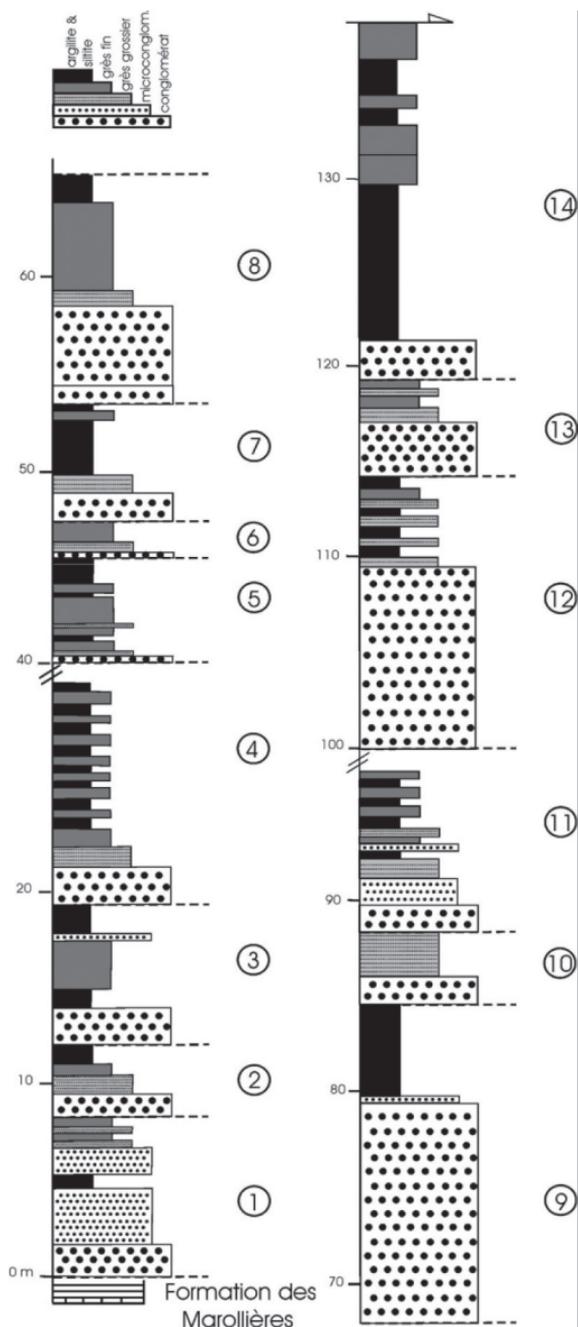


Fig. 8 - Coupe détaillée de la Formation de L'Huisserie (Tournaisien), levée au moulin de Belle-Poule, montrant l'empilement de séquences sédimentaires (d'après Pelhâte, 1971)

partir d'une coupe exposée dans la vallée de la Mayenne au Sud de Laval (carte Cossé-le-Vivien, Vernhet *et al.*, 2009), cette formation épaisse de plusieurs centaines de mètres correspond au « Culm inférieur » des cartes anciennes.

Elle comprend un ensemble de sédiments détritiques (conglomérats, grès, siltites), localement entrecoupé de veines de charbon et accompagné de passées de roches volcaniques acides (h₁p ; ignimbrites, rhyolites, pyroclastites, tuffites ; *cf.* paragraphe complexe volcanique), et dont l'âge est fixé au Tournaisien pour les termes sédimentaires, à Frasnien terminal-Tournaisien pour les volcanites (*cf.* âge de la formation de l'Huisserie).

Les sédiments de la formation de L'Huisserie (h₁ ; conglomérats, grès et schistes) sont transgressifs sur les couches du Dévonien inférieur (Formation de Saint-Cénére *s.l.*), du Silurien, voire de l'Ordovicien (Pelhâte, 1971 ; Ménéillet *et al.*, 1988). Sur le territoire de la carte de Laval cette formation s'observe surtout le long de la vallée de la Mayenne, tant en rive droite (Moulin de Belle-Poule) qu'en rive gauche (à l'Ouest de la Biochère), ainsi qu'entre les Valinières et le centre de stockage de déchets du groupe Séché (les Hêtres), en particulier dans le vallon du ruisseau de la Morinière et le long de la D104 à l'Est de la Sébourgère. Les autres points d'observation se situent à l'Est du Haut-Bourg (ruisseau des Brûlés) et tout spécifiquement au Sud de Saint-Berthevin le long de la vallée du Vicoin (parc des loisirs et grotte de Saint-Berthevin).

Dans la coupe du Moulin de Belle-Poule, étudiée en détail par A. Pelhâte (1971), les premiers termes de la Formation de L'Huisserie reposent par l'intermédiaire d'un contact sub-concordant sur les siltites sombres de la Formation dévonienne de Saint-Cénére *s.l.* La Formation de L'Huisserie, puissante d'au moins 140 m, est interrompue au Sud par une faille qui la met en contact avec la Formation dévonienne de Gahard dont les barres gréseuses ont fait l'objet d'exploitations anciennes dans le bois dominant la vallée de la Mayenne (au Sud du Deffay).

Telle qu'elle a été levée par A. Pelhâte, la coupe de la Formation de L'Huisserie se compose d'un empilement de 14 séquences sédimentaires, plurimétriques (2 à plus de 10 m), globalement granodécroissantes, où se succèdent, quand elles sont complètes, conglomérat, microconglomérat, grès grossier, grès fin, siltite et argilite (fig. 8).

Les horizons conglomératiques sont dépourvus de classement et de litage oblique. Le pourcentage de matrice y est toujours supérieur à 15 %, pouvant même dépasser les 50 % (Houlgatte *et al.*, 1988). Les galets, de taille décimétrique, bien émoussés, sont constitués de grès plus ou moins quartzitiques appartenant surtout aux formations siluro-dévoniennes (Formations de la Lande-Murée et de Gahard). S'y ajoutent des galets de grès à ciment calcaire d'âge dévonien, de rares galets de cornéennes et de grès grauwakeux (Briovérien

probable ?), des siltites, des éléments de quartz filonien, plus fréquents, ainsi qu'un certain nombre de galets d'origine éruptive où dominent les faciès acides (microgranites porphyriques, laves acides dévitrifiées). La matrice gréseuse renferme, outre des micas blancs et de la chlorite, de nombreux grains de quartz anguleux hétérométriques dont certains de nature rhyolitique.

La composition des microconglomérats et des grès grossiers est proche de celle des conglomérats à l'exception de la charge en matériaux carbonatés qui peut prendre un développement important à l'image des termes de la séquence 5, situés à 40 m du premier poudingue observé, et où abondent les fragments carbonatés fossilifères (tiges d'encrines, brachiopodes, polypiers) (Pelhâte, *op. cit.*). Une autre différence porte sur l'occurrence de petits fragments de laves basiques chloritisées et parfois de dolérites. La matrice, toujours abondante et riche en quartz anguleux, renferme des feldspaths et de nombreuses chlorites. Elle montre souvent une schistosité qui se prolonge dans certains fragments remaniés (siltites) se superposant parfois à un premier débit schisteux.

Les faciès plus fins sont représentés par des grès argileux psammitiques, des siltites et argilites grises à matrice chloriteuse. Dans la coupe du moulin de Belle-Poule les horizons charbonneux font défaut. Ils ont par contre été reconnus sur le flanc sud du synclinorium de Laval (ruisseau des Brûlés ; Sud-Est du Haut-Bourg) et surtout, hors carte, dans la partie sud-est du synclinorium dans la région de Sablé.

La Formation de L'Huisserie exposée dans le secteur méridional du synclinorium de Laval, par exemple dans la coupe du ruisseau des Brûlés à l'Est du Haut-Bourg, est constituée de quelques couches d'anthracite anciennement exploitées (*cf.* chapitre « ressources minérales ») et de faciès détritiques tirant essentiellement leur source dans le démantèlement de complexes volcaniques acides. Ces faciès composés de passées conglomératiques, de grès grossiers, de siltites et d'argilites prennent un cachet nettement volcano-sédimentaire et sont décrits dans le paragraphe consacré aux complexes volcaniques intercalés dans la Formation de L'Huisserie.

Enfin, les termes conglomératiques, entamés par la vallée du Vicoin au Sud de Saint-Berthevin, se distinguent par leur cachet proximal avec des éléments remaniés, mal équarris, pouvant dépasser une taille de 50 cm. Ces éléments, où dominent volcanites acides et grès-quartzites, sont concentrés dans des structures chenalisées (grotte de Saint-Berthevin).

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. Seules des associations de spores sont signalées à la base de la coupe du moulin de Belle-Poule, et rapportées au Tourmaisien

inférieur et moyen (?) (d'après Paris, *in* Houlgatte *et al.*, 1988). En revanche, sur la bordure méridionale du synclinorium de Laval, dans la coupe de Beaumont-Pied-de-Bœuf (carte Meslay-du-Maine, Manigault *et al.*, 1987), les données palynologiques permettent d'avancer un âge carbonifère inférieur (Tournaisien inférieur (h1a)) 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 ; Sud de Laval, feuille Cossé-le-Vivien), est attribuée au Tournaisien moyen (h1b) (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 ; annexe 1, Cocherie, 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).

h1c-2a. Formation de Changé (Tournaisien supérieur – base du Viséen inférieur) : grès quartzeux clairs hétérométriques, grès et siltites fossilifères brunâtres à ciment carbonaté (50 à 100 m au maximum). La Formation de L'Huisserie est recouverte soit par des grès quartzeux pulvérulents clairs à restes de crinoïdes, soit par des faciès terrigènes nettement plus fins, grésopélitiques, souvent fossilifères. Ces faciès, qui représentent le terme ultime, franchement marin du « Culm inférieur », sont caractérisés par le développement de carbonates qui imprègnent la matrice sédimentaire et sont 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. En revanche, les faciès gréseux clairs fossilifères avaient échappé aux observations de D.-P. Oehlert et de A. Pelhâte. Ils ont été reconnus dans les travaux du nouveau lotissement au Nord du cimetière de Changé, ainsi que dans le versant nord du vallon s'étendant entre la Grande-Fontaine et les Mardelles (à l'Ouest de Changé) et, enfin, dans la zone industrielle des Morandières au Nord-Est de Laval (butte à l'Ouest des Morandières).

Les faciès de grès calcaireux et siltites brunâtres fossilifères affleurent toujours très bien dans le chemin encaissé de la Châtaigneraie à Changé. Ils se rencontrent également dans les talus de la rocade ouest de Laval (contournement de Saint-Berthevin ; secteur de la Bourdonnière) et dans de nombreuses

excavations réalisées dans les zones industrielles et artisanales à l'Est de Saint-Berthevin.

Dans la coupe de la Châtaigneraie à Changé, la formation éponyme se présente sous la forme de grès et de siltites ocre, très friables, renfermant de très nombreux moules internes et externes de brachiopodes, tétracoralliaires, paléchinides, trilobites. Les analyses modales publiées par A. Pelhâte (1971) révèlent une forte proportion de grains de quartz détritiques associés à de la muscovite, des chlorites, des minéraux opaques et des oxydes de fer, l'ensemble étant contenu dans un ciment abondant de nature micacée (40 % environ). Dans cette série étudiée en détail par A. Pelhâte existent, sur une épaisseur de 6 m, des nodules de sidérite (carbonate de fer) dont les plus gros atteignent 35 cm de long et qui se composent de sidérite (79,8 %), de micas (0,45 %), de quartz (17,50 %), de chlorites (0,25 %), de graphite (1,25 %), et d'oxydes de fer (0,25 %).

Le passage entre la Formation de Changé et les calcaires bleus à grain fin de la Formation de Laval-Sablé était visible dans le chantier de construction des Fourches à Laval (Pelhâte, 1967). On voyait ainsi les grès et siltites de la Formation de Changé se charger de calcaire et passer graduellement à la formation carbonatée par l'intermédiaire de pélites fines zonées à ciment de calcite.

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 reitlingerae*) et des *Archaeosphaera* permettant d'attribuer un âge tournaisien supérieur (h1C) à la base de la Formation de Changé.

h1C-2C. Formation de Laval-Sablé (Tournaisien supérieur à Viséen supérieur) : calcaires bioclastiques à riche faune benthique et oolithes ; calcaires à grain fin micritiques ; siltites pyriteuses à radiolaires (50 à 500 m au maximum). À partir du Tournaisien supérieur et jusqu'au début du Viséen supérieur, le bassin de Laval va connaître une importante période de sédimentation carbonatée, scindée à l'origine par D.-P. Oehlert (1882) en deux formations : les calcaires de Laval et ceux de Sablé.

Le calcaire de Sablé appelé encore « calcaire à *Productus giganteus* » était attribué au Viséen supérieur. Toujours selon D.-P. Oehlert, il était cantonné au flanc nord du synclinorium de Laval et recouvert par le calcaire de Laval, d'âge inconnu qui, lui, était surtout développé sur le flanc sud du synclinorium. La

coupe type montrant la superposition du calcaire de Laval au calcaire de Sablé était située en rive droite de la Mayenne à Changé. Par la suite, G Delépine (1913) et Y. Milon (1928) montrèrent que le *Productus giganteus* était en fait un Chonetes d'âge viséen inférieur et que le présumé contact stratigraphique entre les deux assises carbonatées était en réalité tectonique. Ils confirmèrent la distribution géographique différente des deux formations en constatant que « là où le calcaire de Laval est bien représenté, celui de Sablé n'existe pas et inversement » (Milon, 1928) et définirent le caractère récifal (faciès « waulsortien ») du calcaire de Laval dont le type était pris dans la carrière de Saint-Pierre-la-Cour (Delépine et Milon, 1922).

Dans sa thèse, A. Pelhâte (1971) a montré que les deux formations carbonatées se sont développées dans deux aires paléogéographiques distinctes, séparées par une ligne de flexure s'étendant de Changé à Sablé. Au Nord de celle-ci se déposent en milieu peu profond (plate-forme infralittorale) les faciès bioclastiques appartenant aux calcaires de Sablé tandis qu'au Sud, et succédant à la Formation terrigène de Changé, se déposent en milieu plus profond les faciès micritiques à lentilles récifales des calcaires de Laval.

Les levés réalisés pour l'établissement de la nouvelle carte de Laval ne permettent pas de différencier clairement deux formations carbonatées d'âges et de faciès bien tranchés. C'est pourquoi sont réunis au sein d'une même Formation dite « de Laval-Sablé » l'ensemble des faciès de la plate-forme carbonatée du Carbonifère inférieur. Ces terrains qui reposent toujours sur les termes plus ou moins gréseux de la Formation de Changé montrent des variations de lithologie dictées par leur position proximale ou distale sur la plate-forme carbonatée.

Faciès carbonatés à dominante proximale

Les termes carbonatés à dominante proximale, caractérisés par le développement de faciès bioclastiques de haute énergie (type calcaire de Sablé), sont surtout cantonnés sur le flanc nord du synclorium de Laval. D'Est en Ouest, ils s'observent dans les anciennes carrières des Aumônes (dite carrière des « Aumeunes » in A. Pelhâte, 1971) (carte Laval) et des Gravus (dite carrière des « Bas-Gavrus » in A. Pelhâte) (carte Évron) toutes deux situées sur la commune de Louverné, puis, franchie la vallée de la Mayenne, sont exposés dans la carrière de Saint-Roch en sortie ouest de Changé. Enfin, ils s'alignent sur une bande discontinue bordant au Sud le bassin de La Baconnière. Cette bande, insérée dans la Formation dévonienne du Val, est constituée de plusieurs lentilles ayant fait l'objet d'exploitations toutes noyées aujourd'hui et dont les plus importantes se situent à Saint-Ouën-des-Toits (la Viosne), dans la haute vallée du Vicoïn (Valleray) et à Le Bourgneuf-la-Forêt (les Brosses).

Le faciès typique est représenté par un calcaire de teinte grise à noire, en bancs décimétriques voire métriques, à interlits schisteux, et riche en débris organiques divers (algues, foraminifères, échinodermes, crinoïdes, brachiopodes, ostracodes). Les faciès à pelletoides et à oolithes sont fréquents, de même que les faciès bréchiqes. L'étude détaillée de ces niveaux a été réalisée par A. Pelhâte (1971) à partir de coupes levées dans des carrières à l'époque accessibles et qui aujourd'hui sont pratiquement toutes comblées ou noyées. Nous empruntons l'essentiel des données suivantes au travail d'A. Pelhâte.

Carrière de Saint-Roch à Changé

D'après leurs associations de foraminifères, les calcaires bioclastiques se subdivisent en 6 zones s'échelonnant du Tournaisien supérieur ($h1C\gamma$) à la base du Viséen supérieur ($h2C\alpha$). Sur le territoire de cette carte, la zone 1 attribuée au Tournaisien supérieur n'a pas été identifiée. En revanche la zone 2 de la base du Viséen inférieur ($h2A\alpha$) a pu être caractérisée au Nord de la carrière de Saint-Roch à Changé lors du creusement de la tranchée du château d'eau. Les bancs gréseux de la Formation de Changé sur lesquels est construit le château d'eau sont surmontés de calcaire bréchiqes riche en bioclastes et foraminifères dont des Plectogyres, Earlandiidae et Tournayellidae (*Lituotuba ? gravata*, *Eotuberitina*, *Pachysphaera dervillei*).

La suite de la succession carbonatée (zones 3 et 4) est représentée dans l'ancienne carrière encore accessible de Saint-Roch à Changé. Malgré les complications d'ordre tectonique (*cf.* chapitre « déformations »), il est possible d'y reconnaître plusieurs types de sédiments dont des calcaires bioclastiques, des calcaires argileux et des spongolithes :

- les calcaires bioclastiques de teinte gris-bleu à entroques sont soit à grain variable avec de grands bioclastes (bryozoaires, brachiopodes, radioles d'oursin type *Echinus*) et des foraminifères (Endothyridae, Earlandiidae, Tetrataxis), soit à grain fin, bien classés, à ciment spathique ou microcristallin et à abondants foraminifères (Archaeodiscidae, Earlandiidae) ;
- les calcaires argileux à grain très fin, micritiques, renferment une importante charge détritique de quartz et de phyllites. La microfaune y est représentée par des *Archaeosphaera* silicifiées ;
- les spongolithes signalées pour la première fois dans le Viséen (Pelhâte, 1963) sont presque entièrement formées de spicules de spongiaires silicifiés, noyés dans une matrice argileuse riche en matière organique et à restes d'algues et de radiolaires.

L'organisation de ces faciès s'effectue en séquences plurimétriques débutant par les calcaires bioclastiques dont la base est parfois ravinante, et se poursuivant par les calcaires argileux fins. Les horizons de spongolithes ne sont pas constants et s'intercalent dans les niveaux de calcaires argileux.

Le sommet de la succession carbonatée de la carrière Saint-Roch est constitué de nombreux horizons de spongolithes dont certains accueillent des éléments d'origine éruptive (apatite, biotite) et d'un banc calcaire à grosses tiges d'encrines. Cet ensemble est interrompu par une faille majeure le mettant en contact avec la Formation de Changé représentée par des bancs gréseux et schisteux.

Deux associations de foraminifères ont pu être distinguées dans la carrière de Saint-Roch :

- une zone riche en Archæodiscidae (*Propermodiscus*, *Archæodiscus krestovnikovi*, *A. karreri* et *A. convexus var. declinatus*) attribuée à la zone 3 (partie supérieure du Viséen inférieur, h2aβ) ;
- une zone supérieure caractérisée par l'apparition de l'algue *Koninckopora inflata* associée aux Archæodiscidae (zone 4 ; partie inférieure du Viséen moyen, h2aα).

Carrières des Aumônes au Sud de Louverné

Les deux zones sommitales (zones 5 et 6 couvrant la partie supérieure du Viséen moyen et la partie inférieure du Viséen supérieur) ont été reconnues dans les anciennes carrières des Aumônes (« Aumeunes ») à l'Ouest de la gare de Louverné où y étaient exposés 37 m de calcaires plongeant de 55° vers le Sud-Ouest. Aujourd'hui, seule la carrière située à l'Ouest de la ferme des Aumônes est encore accessible.

Ces calcaires se répartissent en quatre types pétrographiques plus ou moins différenciés :

- un calcaire bioclastique grossier où, dans un ciment de calcite spathique, sont disséminés des fragments variés (crinoïdes, thalles de *Koninckopora inflata*, foraminifères ; endoclastes) ;
- un calcaire bioclastique à grain fin, riche en pelotes alguaire et calcisphères ;
- un calcaire grumeleux à grumeaux de calcite cryptogrenue d'origine probablement alguaire (phytoclastes) ;
- un calcaire pseudo-oolithique à corpuscules ovoïdes représentant des phytoclastes roulés.

Ces faciès s'organisent en cinq séquences débutant par les termes bioclastiques grossiers en bancs décimétriques à métriques à base parfois ravinante et se terminant par un complexe supérieur associant les trois autres faciès. Parmi les bioclastes rencontrés, outre les crinoïdes, échinodermes, brachiopodes, foraminifères, les éléments essentiels sont des algues (*Chlorophyta* et *Dasycladacea*) indicatrices d'un milieu de sédimentation de faible profondeur, bien oxygéné et soumis à l'action de courants responsables du tri des bioclastes.

L'étude micropaléontologique souligne la présence de *Koninckopora inflata* dès la base de la série accompagnée par le grand développement des *Archaeodiscus* plaçant ces couches à la partie supérieure du Viséen moyen (zone 5, h2aβ). La présence de *Plectogyra spira* indique que la sédimentation carbonatée a pu se poursuivre pendant la période correspondant à la partie inférieure du Viséen supérieur (zone 6, h2Cα).

Bande carbonatée au Sud du bassin de La Baconnière

Les calcaires exploités entre Saint-Ouën-des-Toits et Le Bourgneuf-la-Forêt, en bordures sud et ouest du bassin de La Baconnière, n'ont pas fait l'objet d'études pétrographiques et paléontologiques détaillées. Ces carrières abandonnées depuis près d'un siècle sont en effet totalement noyées et envahies de végétation et n'exposent que de rares fronts de taille difficilement accessibles. Les faciès carbonatés rencontrés sont surtout des calcaires bioclastiques à ciment sparitique (biosparites) riches en crinoïdes, brachiopodes, radioles d'oursin, foraminifères. Les pelletoides, bien calibrés, sont également abondants ; par contre le stock détritique reste insignifiant. À côté de ce faciès dominant se rencontrent des faciès plus fins, boueux (biomicrites), à pelletoides hétérométriques et bioclastes variés (crinoïdes, radioles d'oursin, foraminifères). Ces deux faciès sont identifiés dans la carrière de la Viosne à l'Ouest de Saint-Ouën-des-Toits, carrière dans laquelle a été recueilli *Carcinophyllum* figuré dans la thèse de Y. Milon (1928).

Faciès carbonatés à dominante distale (calcaires à grain fin micritiques)

Les calcaires à grain fin, micritiques, rangés auparavant dans la Formation des calcaires de Laval, se développent préférentiellement dans la partie méridionale du synclinorium de Laval. Outre leur grain plus fin, ils diffèrent des faciès précédents par plusieurs caractères :

- une grande pauvreté en macrofossiles, concentrés en poches dans des calcaires à veines bleues ;
- des débris de crinoïdes, seuls éléments organiques reconnaissables à l'œil nu ;
- la présence d'une forte schistosité responsable de l'aspect amygdaloïde du calcaire ;
- une couleur variable, grise, gris-rose, verdâtre par opposition à la couleur gris-noir des faciès proximaux.

Reprenant les descriptions fournies par A. Pelhâte (1971), **trois faciès principaux se dégagent à l'échelle de cette carte :**

- des **calcaires récifaux « waulsortiens »**, massifs, gris à roses, riches en bryozoaires (Fenestellidés) et parcourus de veines bleues (ancienne carrière de

l'Euche au Nord de Saint-Pierre-la-Cour et carrière en activité de la cimenterie Lafarge au Sud de la même ville) ;

– des **faciès environnants stratifiés**, eux-mêmes scindés en calcaires bleus à grain fin à rares débris de crinoïdes et calcaires verts ou roses à nombreux débris de crinoïdes. Ajoutons que ces deux faciès, exposés à Changé et à Laval, se retrouvent dans la terminaison ouest du bassin carbonifère de Laval dans les secteurs de Bourgon et Nord de Launay-Villiers où, localement, ils sont interstratifiés dans une série de siltites sombres, pyriteuses, à radiolaires coincées dans des écailles tectoniques orientées N070 ;

– des **siltites sombres pyriteuses à radiolaires**.

• **Faciès récifaux « waulsortiens »** (*carrières de Saint-Pierre-la-Cour et de Saint-Berthevin*)

La totalité des calcaires récifaux affleurants dans le secteur ont fait l'objet d'exploitation pour la chaux. Dans la région de Saint-Pierre-la-Cour, trois carrières sont ouvertes dans les calcaires de Laval. Une seule est encore en activité, celle de Saint-Pierre-la-Cour. Les autres carrières sont situées au Nord du village au niveau du lieu-dit « Euche », la dernière à l'Est au niveau du lieu-dit « le Tilleul ». À l'Est, à Saint-Berthevin plusieurs carrières, aujourd'hui abandonnées ont été autrefois exploitées.

Carrière de l'Euche (Milon, 1928) : à l'entrée de la carrière on observe la base de la lentille carbonatée de teinte rosée caractérisée par des dépôts de type « grauwacke à Echinides, Phillipsi, Productus, etc. » (Oehlert, 1911).

Carrières de Saint-Berthevin (Milon, 1928) : ces carrières exploitaient un calcaire clair, généralement rosé, micritique, dans lequel abondent les débris d'encrines, et qui voisinait avec un calcaire à veines bleues riche en bryozoaires (*cf.* faciès « waulsortien »).

Carrière de Saint-Pierre-la-Cour : la carrière de Saint-Pierre-la-Cour est ouverte dans une épaisse série de calcaire massif de type « Waulsortien ». La base de la série n'affleure pas. Le calcaire est mal stratifié, constitué de mudstones et de biomicrites à débris de crinoïdes, d'épaisseur pluri-décamétrique. Les calcaires de Laval sont surmontés par des « argelettes » qui correspondent à des dépôts cendreaux stratifiés bleutés dont l'épaisseur est ici d'une trentaine de mètres, puis par les schistes et siltites d'Heurtebise. L'ensemble est plissé et faillé avec des plis serrés à flancs amincis déjetés vers le Nord (fig. 9, hors texte). Les flancs nord des anticlinaux sont systématiquement faillés. La carrière est actuellement en cours d'exploitation par un cimentier.

• *Calcaires stratifiés*

dans le secteur de Changé

Les faciès de la base de ces calcaires qui affleurent à Rochefort (D561, sortie ouest de Changé) sont à grain fin et renferment, à côté de nombreux cristaux de quartz, des bioclastes représentés par des bryozoaires, des crinoïdes de très grande taille, des radioles d'oursins, des débris d'algues (*Dvinella*), des foraminifères (Plectogyres, Earlandiidae, *Eotuberitina*, *Palaeospiroplectammina diversa*) et des calcisphères (*Archaesphaera* et *Pachysphaera dervillei*). Ces faciès bioclastiques, datés par leur microfaune du Viséen inférieur (h2a), ne diffèrent de ceux de la carrière Saint-Roch que par la finesse du ciment et l'absence de macrofossiles (brachiopodes et polypiers). Ils se prolongent vers l'Est où, dans le chemin de la Châtaigneraie, ils coiffent les grès et siltites de la Formation de Changé. Ils débutent par des bancs décimétriques de calcaires bleus, schistosés, à grain fin qui, outre une charge détritique abondante de quartz et micas, renferment des crinoïdes, des bryozoaires ainsi que des algues silicifiées (*Archaesphaera*) et des foraminifères (Plectogyres). Les bancs sommitaux se singularisent par la quasi-absence d'éléments détritiques.

La succession carbonatée se poursuit par les calcaires bleus à cachet massif à crinoïdes et bryozoaires exploités dans l'ancienne carrière de la Coudre. Leur font suite, dans la tranchée de la route Changé – Laval (lieu-dit « Saut-Gauthier » en contrebas de la Coudre), des calcaires de teinte rose-violacé auxquels le débit schisteux, souligné par des chlorites, confère un aspect amygdalaire. Ces calcaires micritiques (ancienne boue très fine) renferment des fragments de crinoïdes ainsi qu'une riche association de conodontes comprenant : *Gnathodus texanus*, *G semiglaber*, *G. texanus aff. girtyi*, *Hindeodella brevis*, *Ozarkodina delicatula*, *O. roundyi* (Pelhâte, 1962). Cette association est typique de l'interzone *anchoralis – bilineatus* de la base du Viséen moyen (h2b α).

Les calcaires amygdaloïdes passent ensuite à une alternance de calcaires noirs et de schistes calcareux, puis à des horizons cinéritiques avant d'entrer dans les schistes noirs de la Formation d'Heurtebise (ou « Schistes de Laval »).

dans le secteur de Laval

Ainsi que cela a déjà été mentionné dans la partie consacrée à la Formation de Changé, la transition entre cette dernière et les calcaires de Laval-Sablé avait pu être analysée par A. Pelhâte (*op. cit.*) lors du creusement d'excavations sur le chantier des Fourches. Les premiers bancs carbonatés reposant sur les pélites fines zonées de la Formation de Changé sont des calcaires bleus, en gros bancs, à ciment micritique riche en débris de crinoïdes. Ils sont surmontés par des calcaires gris-vert et des schistes calcareux à restes de crinoïdes et de bryozoaires. Les faciès carbonatés ont livré une association de conodontes

(*Gnathodus texanus*, *G. semiglaber*, *Pseudopolygnathus triangula pinnata*, *Ozarkodina*) caractéristique de la zone à *Anchoralis* du Viséen inférieur.

Toujours dans la ville de Laval, sur la route de Rennes, les fondations de l'usine de matériel téléphonique (LMT) avait permis à A. Pelhâte de retrouver des calcaires gris-vert crinoïdiques surmontant des calcaires lie-de-vin par l'intermédiaire d'un faisceau de pélites gris-clair à spicules de spongiaires. Cette succession, en position renversée, est affectée d'une forte schistosité. Les calcaires lie-de-vin, micritiques, renferment des crinoïdes de grande taille (plusieurs millimètres) ainsi que des conodontes (*Gnathodus texanus*, *G. semiglaber*, *G. delicatus*, *Ozarkina roundyi*, *O. delicatula*) dont l'association est caractéristique de l'interzone *anchoralis* – *bilineatus* de la base du Viséen moyen (h2b α). Quant aux calcaires gris-vert, leur association de conodontes (*Gnathodus texanus*, *Gnathodus texanus aff. girtyi*, *G. semiglaber*, *G. bilineatus bilineatus*, *Prioniodina cassilaris*, *Hindeodella* sp.) permet de leur attribuer un âge viséen moyen (h2b).

Aujourd'hui, les meilleurs points d'observation des calcaires dans Laval et Saint-Berthevin sont les suivants :

- les fermes de Vaufleury (ancien four à chaux), de l'Aubépin et de la Blinière au Nord de Laval (rive gauche de la Mayenne) ;
- l'ancienne carrière de la Racinière (Est de Grenoux) ;
- l'ancienne voie ferrée entre Saint-Berthevin et Laval (zone artisanale des Alignés) creusée dans des calcaires gris à grain fin, présentant des plis à large rayon de courbure et affectés d'une intense schistosité se réfractant dans les bancs plus massifs ;
- les fours à chaux des Brosses à l'Ouest de Saint-Berthevin où était traité le calcaire gris-rosé schistosé des grandes carrières environnantes, toutes noyées (les Brosses, les Guélinières, le Lagon-bleu, la Perche). Ce calcaire est également entamé dans la tranchée de la rocade ouest (le Châtellier).

• *Siltites pyriteuses à radiolaires*

Dans la terminaison occidentale du bassin de Laval (secteur nord de Launay-Villiers), les calcaires de Laval-Sablé se présentent en grosses lentilles de calcaires micritiques à crinoïdes ayant fait l'objet de nombreuses exploitations toutes noyées aujourd'hui. Les principales se situent près de Bourgon (la Clairie, Meslard, le Logis, le Haut-Feil) et à l'Ouest de Le Bourgneuf-la-Forêt (les Fleurardières). Elles sont soit insérées tectoniquement au sein de la Formation dévonienne du Val (secteur de Bourgon) soit interstratifiées dans des siltites sombres schistosées, parfois calcareuses ou silicifiées, et piquetées de taches rouilles pyriteuses (la Ville-Étable au Nord de Launay-Villiers). L'examen microscopique révèle que la matrice argileuse, entrecoupée de lits plus sombres riches en matière organique, est envahie non seulement de petits cubes de pyrite

souvent dissoute, mais également de nombreux corpuscules arrondis ou ovalaires évoquant des restes de radiolaires. De tels faciès parfois silicifiés (labours à l'Ouest de la carrière de la Fleurardière) ont été localement identifiés sous les premiers termes conglomératiques et gréseux du bassin houiller de La Baconnière, en particulier à l'Est (le Cruë, Barillais, la Volière). Cette association des calcaires de Laval-Sablé avec des faciès fins noirs, riches en matière organique et pyrite (sapropèles) et renfermant des radiolaires, évoque celle décrite dans l'ancienne carrière de Quenon localisée dans le synclinal du Ménez-Bélair (Milon, 1928).

Formations de Heurtebise (Viséen supérieur – Namurien) et de La Baconnière (Namurien inférieur)

Les termes les plus récents de la succession paléozoïque, impliqués par la tectogenèse varisque, occupent le cœur du synclinorium de Laval et sont représentés pour l'essentiel par une formation terrigène à dominante silteuse qui admet, en dehors du territoire de la carte de Laval, des intercalations charbonneuses. Cette Formation, dite de Heurtebise (ex. « Schistes de Laval »), correspond aux dépôts du « Culm supérieur » des anciens auteurs, mis en parallèle sous le même symbole (hIV-V) (Namurien – Viséen) avec les termes remplissant la petite cuvette de La Baconnière, située dans la partie nord-ouest du bassin de Laval. Le caractère cyclique de la sédimentation, sous forme d'une succession de cyclothèmes débutant par des conglomérats et s'achevant par des veines de charbon, confère aux dépôts de cette cuvette une certaine originalité, justifiant de les rassembler au sein d'une formation originale dite Formation de La Baconnière qui passe latéralement à la formation plus distale de Heurtebise.

h2c-3. Formation de Heurtebise (Viséen supérieur – Namurien) : siltites noires ardoisières et grès fins argileux (plusieurs centaines de mètres). Décrite à l'origine sous le nom de « Schistes de Laval » par D.-P. Oehlert (1894), cette formation a été baptisée Formation de Heurtebise par J. Plaine (1976), du nom de la localité située entre Changé et Laval et dans laquelle est exposée une coupe ayant fait l'objet d'une étude pétrographique détaillée de la part de A. Pelhâte (1971). Cette formation recouvre de vastes surfaces cartographiques qui occupent le cœur du synclinorium de Laval depuis le secteur de Saint-Berthevin à l'Ouest jusqu'à la ville de Laval et se poursuit très largement vers l'Est sur les cartes d'Évron et de Meslay-du-Maine. Sur la feuille de Laval, les meilleurs points d'observation se situent, outre ceux de la localité type, dans la tranchée de la rocade nord (pont de Pritz) et est de Laval (entre Barbé et les Bizardières). La puissance de la formation est inconnue en raison, d'une part de sa limite supérieure correspondant à une limite d'érosion et, d'autre part, aux déformations intenses qui l'affectent à l'exemple des structures plicatives d'ordre hectométrique visibles en photos aériennes à l'Ouest de Tivoli. Ces structures reportées sur la carte s'observent à plus petite échelle dans l'affleurement du pont de Pritz ainsi que le long de la petite route

de Heurtebise. En dépit de ces difficultés et compte-tenu des surfaces recouvertes par cette formation, une épaisseur de plusieurs centaines de mètres est un ordre de grandeur vraisemblable.

Sur le plan lithologique, les faciès les plus typiques sont représentés par des siltites noires à débit ardoisier, entrecoupées de minces niveaux de grès argilomiacacés sombres ressortant en relief et permettant ainsi d'identifier la stratification. Ces bancs gréseux sont surtout concentrés à la base de la formation. Ils correspondent aux faciès terrigènes grossiers signalés également à la même altitude et qui s'observent plus à l'Est, sur le territoire de la carte de Meslay-du-Maine. Ici, ces faciès contiennent des fragments anguleux issus du démantèlement de la formation carbonatée sous-jacente (Ménillet *et al.*, 1988).

L'altération fréquente des faciès silteux conduit à l'apparition de schistes brun-verdâtre, à paillettes de muscovite, où seule la schistosité est bien exprimée, et qui sont recouverts par des limons d'altération argileux beiges plus ou moins imprégnés d'oxydes de fer.

L'étude pétrographique détaillée réalisée par A. Pelhâte (1971), à partir des termes prélevés dans la coupe de Heurtebise, souligne la dominante des faciès fins (pélites et surtout siltites) entrecoupés de minces niveaux silto-gréseux en lentilles ou en lamines continues, développant à leur base des figures de charge. En moyenne, les siltites (grain moyen de l'ordre de 50 μm) se composent de quartz (85 %), feldspaths (7 %), muscovite (3 %), biotite (3 %), le tout contenu dans une abondante matrice fine séricito-chloriteuse (70 % de la roche). Les grès renferment, dans une matrice fine toujours abondante (55 % du volume de la roche), du quartz (85 %), des feldspaths (plagioclases frais et feldspaths potassiques altérés : 8 %) et des micas (muscovite : 5 % ; biotite : 2 %). Le grain moyen des termes gréseux oscille entre 100 et 180 μm .

Les analyses chimiques effectuées sur deux siltites des environs de Changé (Dabard, 1983) montrent que, par rapport aux faciès fins des formations dévoniennes, les termes de la Formation de Heurtebise se distinguent par des teneurs relativement élevées en Na_2O , CaO et K_2O , conformes avec la présence des plagioclases et du feldspath potassique. De même, l'augmentation en MgO et Fe_2O_3 reflète le développement de la biotite et de la chlorite. Ces tendances sont confirmées à la lecture des concentrations, proportionnellement fortes, de certains éléments en traces (Sr, Ba et Rb).

En conclusion, les données pétrographiques et géochimiques révèlent que la Formation d'Heurtebise tire sa source pour l'essentiel de matériaux d'origine volcanique, déposés en milieu laguno-marin à lacustre peu propice au développement d'une faune benthique ainsi que l'attestent la pauvreté en fossiles et l'absence de toute trace de bioturbation.

Âge de la formation

La formation de Heurtebise est mal datée. Elle surmonte les faciès carbonatés de Laval-Sablé dont les termes sommitaux sont attribués au Viséen supérieur. À l'intérieur de la formation, les niveaux fossilifères sont exceptionnels et seuls les renseignements fournis par la flore des veines charbonneuses, développées dans la partie orientale du synclinorium de Laval (cartes Meslay-du-Maine, Loué et Sablé), permettent de lui attribuer un âge namurien (*Sphenopteris adiantoides*, *S. dubuissonis*, *Sphenophyllum tenerimum*, *Mesocalamites*; Roy, 1979). L'attribution au Westphalien des faciès les plus élevés de la formation de Heurtebise n'est pas inconcevable, l'âge des premiers dépôts post-varisques étant fixé au Stéphanien (cf. Formation de Saint-Pierre-la-Cour).

h3a. Formation de La Baconnière (Namurien inférieur) : grès, siltites, conglomérats (1) avec niveaux d'antracite (ch). Le petit bassin, ou cuvette, de La Baconnière, connu depuis 1830 pour ses couches d'antracite (Blavier, 1834; cf. rubrique « matériaux »), constitue « un pli synclinal enclavé au sein des terrains dévoniens et dont l'orientation générale E-W s'incurve brusquement vers le Nord lorsque l'on se dirige vers l'Ouest (Bourgneuf-la-Forêt) » (Oehlert, 1884). Le remplissage de ce bassin s'effectue par l'intermédiaire d'une sédimentation rythmique, représentée par la répétition de cyclothèmes composés d'une succession de conglomérat, grès, siltite noire, et charbon. Les médiocres conditions d'affleurement et l'importance du manteau d'altérites permettent trop rarement d'observer en totalité de telles successions. Dans ces conditions, l'un des meilleurs emplacements se situe au Sud de La Baconnière, dans les talus de la petite route conduisant vers la Volière et la Piochère au lieu-dit « les Farais ». La route entame une série verticale qui, après une zone déprimée sans affleurement (vallon de la Volière), succède aux calcaires de la Formation de Saint-Cénére, eux-mêmes verticaux, et exploités dans l'ancienne carrière de la Poupardière. La coupe débute par des bancs plurimétriques de conglomérats qui, dans une matrice siliceuse riche en quartz anguleux, renferment une majorité de galets siliceux noirs envahis de corpuscules arrondis correspondant à des restes de radiolaires. Ces galets décimétriques à centimétriques, arrondis ou anguleux, côtoient quelques rares galets de quartz, de volcanites acides et de grès-quartzites. L'abondance extrême de ces galets de silicites noires confère une nette spécificité aux conglomérats de La Baconnière qui n'avait pas échappé aux auteurs anciens tels qu'É. Blavier (1837) lequel signalait la présence « vers le milieu du bassin d'une brèche à pâte siliceuse et à fragments de quartz noir, agatiforme ». En revanche, la présence de radiolaires dans ces fragments n'avait jamais été mentionnée. A. Pelhâte (1974) considérait ces fragments comme des phtanites issues des formations siluro-dévoniennes environnant le bassin houiller de La Baconnière.

Les conglomérats évoluent graduellement vers des grès grossiers riches en quartz et en fragments de radiolarites qui, eux-mêmes, passent à des grès fins

puis à des siltites noires charbonneuses pétrées d'empreintes végétales (fougères, roseaux). Ce niveau houiller avait fait l'objet d'une exploitation artisanale attestée par l'existence d'anciens puits (*cf.* emplacements signalés sur la carte).

Outre cette coupe, et toujours dans ce même secteur sud de La Baconnière, affleurent en de nombreux lieux (butte de la Nivrie, les Bordeaux, Fief Joly) de puissantes barres de conglomérats qui, à l'entrée de la route d'accès à le Cruë, renferment de nombreux galets impressionnés de taille pluridécimétrique. En se dirigeant vers l'Ouest du bassin de La Baconnière, les conglomérats diminuent d'importance. Ils sont réduits à quelques bancs localisés uniquement sur la bordure nord (la Séquinaie, la Hétauderie, la Viennais) et contenant toujours des galets de radiolarites aux côtés de grès-quartzites et de volcanites acides. Certains horizons de grès de la bordure sud du bassin se singularisent par leur caractère volcanogène illustré par une nette dominante en grains de quartz automorphes brisés, en micas et en flammèches illitiques évoquant d'anciennes ponces (vallon à l'Est de la Gasnerie).

Le cheminement des veines de charbon, sous forme de couches d'anthracite métriques et verticales, peut être suivi au cœur de la cuvette de La Baconnière grâce aux anciens puits de mines et aux nombreux terrils (T) (*cf.* « ressources minérales », et carte). Parmi les principaux terrils, mentionnons ceux de la Boussière, de la Mériennière et de la Boussinière dont les schistes noirs renferment de nombreuses empreintes végétales. Les affleurements naturels des couches de charbon restent aujourd'hui exceptionnels, comme par exemple celui de la Chaunière, à l'Est de Le Bourgneuf-la-Forêt. L'étude de la flore houillère entreprise à l'origine par A. Carpentier (1924) à partir d'échantillons provenant des anciennes exploitations datant du XIX^e siècle (1834-1869), a fait l'objet d'un nouvel examen (Roy, 1979) aboutissant à la reconnaissance des espèces suivantes :

- dans la famille des Sphénoptéridées : *Sphenopteris adiantoides* ; *S. dubuissonis* ; *S. stangeri* ; *S. cf. taitiana* ; *cf. Sphenopteridium schimperi* ? , *Triphylopteris* ;
- dans la famille des Diploptéridées : *Cardiopteridium waldenburgense* ;
- dans la famille des Équisétales : *Archaeocalamites cf. radiatus* ; *Mesocalamites ramifer* ; *M. baldurnensis* ; *M. cistiiformis* ; *M. roemeri* ; *Asterophyllum sublaurae* ; *A. tenerrimum* ;
- dans la famille des Lépidodendrales : *Stigmaria ficoïdes*.

L'abondance et la nature des espèces de la famille des Sphénoptéridées et la présence de certaines espèces caractéristiques du Namurien A permettent d'attribuer les sédiments du bassin de La Baconnière au Namurien très probablement inférieur (h3a) (Roy, 1979).

h5. Formation de Saint-Pierre-la-Cour (Stéphanien) : grès et siltites avec niveaux de houille et passées conglomératiques (1). Le Stéphanien est représenté par deux bassins situés de part et d'autre de la grande carrière de Saint-Pierre-la-Cour. Au Sud il affleure dans le bois des Effretais et correspond au bassin des Germandières, et au Nord, il constitue l'ensemble du relief situé entre Saint-Pierre-La-Cour et Bourgon et correspond au bassin de la Balorais.

La formation est constituée de silstones, de shales, de niveaux de houille et de passées conglomératiques noires. Les dépôts sont tout d'abord marins à crinoïdes et bryozoaires, pour ensuite passer en milieu continental avec la présence de crustacés d'eau douce et de poissons. La moitié nord du bassin de la Balorais est constituée de dépôts argileux et de schistes de couleur violacée intense donnant une teinte rouge lie-de-vin au sol et qui a valu à cette région le nom de Rougefeux. Ces faciès semblent constituer la base de la série stéphanienne (D. Oehlert, 1911).

Les terrains stéphanien sont clairement discordants sur les terrains sous-jacents et reposent sur les terrains carbonifères inférieurs mais également sur les terrains du Silurien et l'Ordovicien. Leur allure peu relevée contraste avec les géométries très redressées qui affectent les terrains du Carbonifère inférieur (D. Oehlert, 1911).

Actuellement, le seul affleurement de qualité se trouve au niveau du front sud de la carrière en exploitation de Saint-Pierre-La-Cour. Les terrains essentiellement conglomératiques, silto gréseux, charbonneux, sombres rougeâtres reposent par l'intermédiaire d'un contact tectonique plat sur les terrains du Carbonifère inférieur plissés et faillés. Ailleurs, les dépôts sont généralement disloqués et signalés seulement par une terre sombre noirâtre plus ou moins riche en galets de taille très variable.

Les terrains sont extrêmement riches en flore avec essentiellement des fougères (39 espèces, dont Pecopteris, d'Odontopteris, d'Annularia etc. (voir la collection de M. Sammin)). Zeiller en fait une liste exhaustive dans D.-P. Oehlert (1882) :

- *Calamites Suckowi* Brgn. ;
- *Asterophyllites equisetiformis* Schl. Sp. ;
- *Annularia sphenophylloïdes* Zenk. Sp. et *A. longifolia* Brgn. ;
- *Sphenophyllum angustifolium* Germ. ; *S. oblongifolium* Germ. et *Kaulf.* et *S. Thonii* Mahr. ;
- *Dictyopteris Schutzei* Roem. ;
- *Ondopteris Reichiana* Gutb. et *O. minor* Brgn. ;
- *Callipteridium ovatum* Brgn. sp. ;

- *Pecopteris arborescens* Schl. sp. ; *P. cyathea* Schl. sp. ; *P. hemitelioides* Brgn. ; *P. Candolleana* Brgn. ; *P. arguta* Sternb. ; *P. polymorpha* Brgn. et *P. Pluckeneto* Schl. sp. ;
- *Aphlebia crispa* Gutb. sp. ;
- *Caulopteris peltigera* Brgn. ; *C. patria* Grand'Eury ; *C. Baylei* Zeill. ;
- *Ptychopteris macrodiscus* Brgn. sp. ;
- *Megaphyton* Mac-Layi Lesq. ;
- *Dolopteris* ;
- *Sigillaria Brardi* Brgn. ; *S. spinulosa* Rost. Sp. ;
- *Cordaïtes.* ;
- *Calamodendron cruciatum* ;
- *Cardiocarpus punctatus* Goepf. et *C. reniformis* Gein. ;
- *Rhabdocarpus* ;
- *Trigonocarpus.* ;
- *Polypterocarpus* ;

Ainsi que des lamellibranches du genre *Naiadites*.

Les terrains houillers du bassin de la Germandière ont été intensément exploités. En 1911, 16 couches productives représentant entre 3 et 4 m cumulés de veines de charbon (épaisseur variant de 0,15 à 0,70 m) étaient reconnues et ont permis d'extraire plus d'un demi-million de tonnes de houille entre 1830 et 1876 sur les 800 000 tonnes estimées (D. Oehlert, 1911) et dont l'exploitation était relativement aisée (Dorlhac, 1861-1862). *A contrario*, la cuvette de la Balorais n'a que très peu été exploitée n'ayant été que très peu explorée. Seule la base de la série, dans la partie sud de la cuvette, a fait l'objet de petites exploitations avec une extraction des puits se situant entre 15 000 et 20 000 tonnes (Mulot 1974).

Complexes volcaniques acides interstratifiés dans les sédiments du Carbonifère inférieur

Dans le synclinorium de Laval et surtout dans sa partie méridionale, une activité volcanique s'exerce dès la fin du Dévonien et au Carbonifère inférieur, lors de plusieurs crises qui rejettent pour l'essentiel des ignimbrites et des pyroclastites à chimisme acide. Le volume important de cendres rejetées en milieu aquatique et les phénomènes de remaniement qui affectent les édifices volcaniques contribuent à la mise en place de formations volcanoclastiques intercalées à plusieurs niveaux de la succession carbonifère. Les centres éruptifs actifs, difficiles à situer avec précision, devraient, compte-tenu du volume et de certaines caractéristiques des matériaux volcaniques, être recherchés dans la

partie méridionale du synclinorium de Laval (secteur d'Entrammes ? ; feuilles à 1/50 000 Cossé-le-Vivien et Meslay-du-Maine).

Notons que cette activité succède à un premier cycle éruptif marqué par l'épanchement de laves basaltiques bien représentées à la base de la série carbonifère plus à l'Est du bassin de Laval (hors carte) et qui sont génétiquement liées à l'injection du cortège doléritique régional.

Sur le territoire de la carte de Laval, les volcanites acides constituent plusieurs complexes d'importance inégale, interstratifiés à trois niveaux principaux de la succession du Carbonifère inférieur :

- à la base de la Formation de l'Huisserie (d6-h1p) ;
- au passage entre les Formations de Changé et de Laval-Sablé (h1cp) ;
- au passage entre les Formations de Laval-Sablé et de Heurtebise (h2p).

d6-h1p. Formations volcaniques indifférenciées interstratifiées dans la Formation de L'Huisserie (h1) (Frasnien terminal-Tournaisien).

La Formation de L'Huisserie débute fréquemment par une roche volcanique verdâtre, souvent très schistosée, connue sous le nom de « blaviérite », terme créé par É. Munier-Chalmas (1881) en l'honneur de É. Blavier qui avait le premier observé cette roche dans la commune de Changé et l'avait désignée comme « stéatite ». Dès cette époque, cette roche était exploitée « pour la construction des robes de fours à chaux, mettant à profit sa double propriété d'être très réfractaire et très facile à tailler » (Blavier, 1837). L'une de ces carrières, aujourd'hui abandonnée, est située à l'Est de Changé, près de la Biochère (lieu-dit « la Brique » en référence à la fabrication de briques réfractaires). Tour à tour considérée comme un minéral (pinite puis paragonite par E. Jannettaz, 1880 ; 1882), puis comme une roche métamorphique (Munier-Chalmas, 1881), et, enfin, comme une roche sédimentaire (Oehlert, 1896), il faudra attendre J. de Lapparent (1909) pour apprendre à juste titre que la blaviérite dérive « d'une rhyolite épanchée au commencement de l'époque carbonifère » et que le minéral phylliteux de la pâte est de la séricite. Eu égard à son aptitude à se déformer et à se comporter comme niveau de décollement, C. Klein et J. Trichet (1968) puis C. Klein (1973) feront de cette blaviérite un faciès plus tectonique que pétrographique.

Par la suite, C. Boyer (1968) va révéler le cachet ignimbritique de la plupart des roches volcaniques acides constituant les complexes situés sur le flanc sud du synclinorium de Laval. L'analyse détaillée de ces complexes, bien exposés dans la vallée de la Mayenne (secteur d'Entrammes-L'Huisserie), sera reprise par J. Plaine (1976) qui souligne l'existence, à côté des ignimbrites, de laves acides et de projections plus ou moins remaniées dont la représentation figure en détail sur les cartes de Meslay-du-Maine (Manigault *et al.*, 1987) et de Cossé-le-Vivien (Vernhet *et al.*, 2009).

La même démarche entreprise pour les complexes volcaniques situés à la base de la Formation de L'Huisserie sur la carte de Laval a permis d'identifier quatre grands types de volcanites :

- des ignimbrites (d6-h1ip) ;
- des laves acides fluidales (rhyolite, obsidienne) (d6-h1flp) ;
- des pyroclastites (cinérite, tuf) (d6-h1ctp) ;
- et des pyroclastites remaniées par l'eau (d6-h1vsp).

d6-h1ip. Ignimbrites (Frasnien terminal-Tournaisien). Ces roches volcaniques mises en place par l'intermédiaire de coulées pyroclastiques (coulées chaudes, turbulentes, riches en gaz) représentent certainement les produits les plus volumineux de l'activité éruptive s'exerçant à la limite Dévonien-Carbonifère, même si leur identification est souvent rendue délicate en raison d'une dévitrification toujours totale et de la déformation intense qui les affecte généralement. Aussi les textures spécifiques liées à leur mécanisme éruptif, telle la texture vitroclastique, sont d'ordinaire effacées. Dans ce cas, leur identification repose sur la facture pyroclastique des phénocristaux (cristaux brisés et dissociés), sur l'incorporation de fragments de ponce sous forme de flammèches plus ou moins aplaties et, enfin, sur l'absence de tri à toutes les échelles de la roche qui, en outre, contient en proportion très variable des enclaves de nature volcanique et/ou sédimentaire. Toutes ces remarques expliquent que les ignimbrites se présentent sous des faciès très variables. Notons cependant qu'aucun faciès d'ignimbrite à texture vitroclastique soudée n'a été reconnu sur le territoire de cette carte, les textures vitroclastiques lorsqu'elles sont observables étant invariablement non soudées, indiquant que l'on est en présence de nappes distales relativement froides. La vulnérabilité de ces dernières face au processus d'érosion explique aussi que les nappes sont souvent d'épaisseur réduite (quelques dizaines de mètres). De plus, et en règle générale dans ce type de dynamisme volcanique, les nappes ignimbritiques sont accompagnées de projections qui, en raison du fort degré explosif des éruptions, sont surtout représentées par des horizons de cendres et de tufs.

Aucune analyse chimique n'a été réalisée sur les ignimbrites dans le cadre des levés de cette carte. Les seules analyses disponibles concernent les volcanites situées au flanc nord du synclinorium de Laval dans le complexe s'étendant entre Argentré et Vaiges (cartes Évron et Meslay-du-Maine à 1/50 000) ainsi que celles des complexes méridionaux (Boyer, 1974 ; Plaine, 1976). Les analyses, uniquement en éléments majeurs, soulignent le caractère acide (SiO_2 : 75 à 77 %) et alcalin du magmatisme ($\text{Na}_2\text{O} + \text{K}_2\text{O}$: 8 %).

Les principales stations d'observation d'ignimbrites se situent dans la vallée de la Mayenne, en rive droite (vallon du Verger au Nord de Changé et surtout la Guitonnière au Nord-Ouest de Changé) et en rive gauche (ancienne carrière de la Biochère, lieu-dit « la Brique »), dans le secteur de Launay-Villiers (la

Bérouardière ; Fleurigné), dans celui du Genest-Saint-Isle (Painchaud) et enfin à Saint-Berthevin (vallon débouchant sur le Vicoïn au Nord de l'ancien pont de chemin de fer). Dans la plupart de ces stations, les nappes ignimbritiques sont de faible épaisseur et reposent directement sur les grès de la Formation de Gahard, sans que les contacts ne soient visibles.

Ces nappes offrent plusieurs caractéristiques communes :

- une couleur verdâtre et un aspect tuffacé ;
- l'absence de stratification interne nette ;
- pas de tri des éléments ;
- des phénocristaux de quartz éclatés, ceux encore automorphes cernés d'une pellicule vitreuse ;
- une concentration extrême en fragments juvéniles (verres acides et ponces montrant tous les stades d'une vésiculation progressive) ; taille maximum des fragments juvéniles et des rares lithoclastes n'excédant pas 5 cm ;
- une abondante matrice composée de fragments de bulles de gaz éclatées (vitroclastes) et de fragments vitreux encore vésiculés.

Dans certaines stations (rive droite de la Mayenne par exemple) ces nappes sont associées avec de minces couches de cendres et de tufs non retouchés par l'eau. Tous ces indices plaident en faveur du cachet distal des nappes issues d'éruptions aériennes.

Âge de mise en place des nappes ignimbritiques

Les volumineux épanchements ignimbritiques intercalés à la base de la Formation de L'Huisserie étaient datés à 342 ± 6 Ma (isochrone Rb/Sr sur roche totale ; Vidal, 1980), soit autour de la limite Tournaisien – Viséen fixée à 345 Ma.

La nouvelle datation effectuée sur les nappes ignimbritiques de la Guitonnière (NW de Changé), situées entre la Formation de Gahard et la base de celle de l'Huisserie, donne un âge, bien contraint, à 376 ± 3 Ma (méthode U/Pb sur zircon ; Cocherie, 2011 ; annexe 1), ce qui place leurs éruptions au Dévonien supérieur autour de la limite Frasnien–Famennien, en accord avec leur position stratigraphique.

d6-h1f1p. Laves acides : rhyolite fluidale et obsidienne (Frasnien terminal-Tournaisien). Quelques pointements de laves acides toujours subordonnées aux épanchements ignimbritiques ont été localement reconnus en particulier à la Guitonnière (NW de Changé) et au Sud de Launay-Villiers (lieu-dit « la Grêlerie », carte à 1/25 000). Il s'agit toujours de roches à grain fin, aphyriques (obsidienne) ou à phénocristaux automorphes de quartz (rhyolite), de teinte vert-clair, caractérisées par le développement d'une fluidalité plus ou

moins nette dont les plans sont parfois affectés de plis d'écoulement (plis intrafluidaux). L'origine de cette fluidalité est due à l'alternance de films vitreux plus ou moins vésiculés dont la dévitrification se solde par le développement de sphérolites. Le mode de gisement de ces laves acides n'est pas connu. Il pourrait s'agir de termes hypovolcaniques représentant les racines de nappes ignimbritiques aériennes ou de minces coulées épanchées à la fin d'un cycle éruptif lorsque le magma est en grande partie dégazé. Compte-tenu de leur dureté, ce contrairement aux ignimbrites distales non soudées et donc très friables, ces laves acides sont communément remaniées en galets dans les conglomérats de la Formation de L'Huisserie.

d6-h1ctp. **Pyroclastites : cinérites et tufs, cinérites à lapilli accréionnés (Frasnien terminal-Tournaisien).**

Remarques concernant la terminologie des dépôts volcanoclastiques : la terminologie est celle recommandée par l'IUGS (Schmid, 1981) :

– une *pyroclastite* désigne une roche composée de fragments (= pyroclastes) issus d'un processus de fragmentation direct. Les limites granulométriques retenues entre les différentes classes de pyroclastites meubles sont les suivantes : cendres (< 2 mm), lapilli (2 à 64 mm), blocs et bombes (> 64 mm). Les équivalents consolidés sont respectivement les cinérites, les tufs de lapilli (= tufs) et les brèches pyroclastiques ;

– les dépôts *épicastiques* sont composés de fragments, ou épicastes, produits par la désagrégation mécanique d'ensembles volcaniques lithifiés, et qui peuvent être mélangés avec des fragments non volcaniques ;

– le terme de *tuffite* désigne une roche clastique consolidée issue d'un mélange entre épicastes et pyroclastes, ces derniers entrant dans une proportion de 25 à 75 %. La terminologie des tuffites est basée sur celle des roches détritiques en y ajoutant l'adjectif *tuffacé* ;

– enfin, le terme de *pyroclastite remaniée* doit être utilisé en toute rigueur pour désigner des dépôts remobilisés avant leur lithification.

Des horizons de tufs et de cinérites, pouvant constituer des ensembles plurimétriques, accompagnent fréquemment les nappes ignimbritiques. L'un de ces ensembles, recouvert par des tuffites et des grès de la Formation de L'Huisserie, affleure en rive droite du Vicoïn à l'Ouest de Saint-Berthevin (Raffray). Malgré l'intense débit schisteux affectant cet ensemble, il est possible d'y reconnaître une alternance centimétrique de niveaux de cinérites, dont certains renferment des lapilli accréionnés, et de niveaux de tufs.

Les cinérites se composent d'une fine matrice cendreuse contenant pour l'essentiel une multitude de fragments de quartz en échardes. Les lapilli accréionnés et étirés dans la schistosité ont une forme ovoïde (grand axe : 5 mm) et sont dispersés de façon quelconque dans la matrice cendreuse. La similitude de composition entre leur nucleus et cette matrice exclut qu'ils aient

subi un transport en dehors de leur lieu de genèse (*cf.* remarques identiques concernant le volcanisme cambrien du Maine ; Le Gall, 1993). Les niveaux grossiers (cinérites grossières et tufs) contiennent, outre les cristaux de quartz éclatés, quelques fragments de roches (verres acides surtout) et de petites flammèches illitissées de nature ponceuse.

L'interprétation génétique de ces ensembles cinéritiques qui accompagnent étroitement les nappes ignimbrtiques fait probablement appel à un dynamisme plinien ou mieux phréatoplinien pour rendre compte de la présence de nombreux niveaux de lapilli accrétonnés formés par accréton de cendres fines humides autour d'un noyau de particules plus grossières. Ces conditions sont particulièrement réunies au sein des colonnes éruptives chargées de vapeur d'eau, spécifiques aux éruptions phréatomagmatiques.

d6-h1vsp. Pyroclastites remaniées : tuffites (Frasnien terminal-Tournaisien). Les complexes volcaniques acides, mis en place en milieu aérien, et où alternent coulées pyroclastiques et projections cinéritiques, subissent fréquemment des remaniements par l'eau dans le cadre de leur environnement à savoir un domaine continental fluvial. Ceci explique l'intercalation de niveaux de conglomérats piégés dans des chenaux avec des ensembles de pyroclastites remaniées. Le degré de remaniement est très variable et s'apprécie en fonction du classement de ces éléments et de leur degré d'usure. Certains remaniements peuvent cependant se réaliser en masse (coulées de débris ; lahars) sans pour autant améliorer de façon significative le classement et surtout le degré d'usure des éléments transportés. Sur le territoire de la carte de Laval il n'a pas été possible, eu égard aux conditions d'affleurement, de reconnaître formellement de tels mécanismes de dépôt, même si des faciès bréchiques volcanogènes contenant quelques galets y invitent (NE de Painchaud ; Le Genest – Saint-Isle).

Des pyroclastites remaniées ont été observées à l'Est du Genest – Saint-Isle (vallon des Brûlés) au sein de la Formation de L'Huisserie composée ici d'une alternance de conglomérats, grès, siltites et argilites et admettant des horizons charbonneux. Tous ces termes sont plus ou moins envahis par des éléments de nature volcanique (pyroclastes), sous la forme de cristaux de quartz en éclats anguleux et de fragments de volcanites acides (rhyolite, obsidienne, ignimbrite). Lorsque le volume de ces pyroclastes devient prédominant les termes grossiers (conglomérat, grès) prennent un aspect volcanogène et sont répertoriés comme conglomérat et grès tuffacé. Les faciès fins, en particulier les argilites noirâtres charbonneuses, renferment des éclats de quartz et des échardes chloriteuses (ancien verre volcanique) conférant à la roche un cachet de tonstein.

ph1. Filon rhyolitique microcristallin. Sur la berge orientale de l'étang de la Forge, la petite crête topographique passant par la ferme du lieu-dit « le Domaine » est constituée par un filon de rhyolite riche en quartz et micas noirs,

microcristallin et fortement altéré. Difficilement prélevable, la roche est lardée de plans de cassures striés indiquant la présence d'une faille orientée parallèlement au filon N70°E. Ce corps est sans doute l'une des cheminées d'alimentation en produit volcanique intrusive au sein des schistes et siltites de la Formation du Val.

h1cp. Cinérites situées au passage entre la Formation de Changé et la Formation de Laval-Sablé (Tournaisien supérieur) (quelques mètres à 20 m au maximum). Au Nord de Saint-Berthevin, la transition entre la Formation de Changé, représentée par les faciès caractéristiques de siltites calcareuses fossilifères, et la Formation carbonatée de Laval-Sablé, est soulignée par une dizaine de mètres de cinérites verdâtres à cachet siliceux, bien stratifiées et affectées d'une intense schistosité. Ces cinérites, déposées directement en milieu aquatique sans retouche importante par l'eau, se composent d'une alternance de lits grossiers où se concentrent des cristaux de plagioclases et de feldspaths alcalins altérés, du quartz en éclats anguleux et des fragments ponceux, et de lits fins dans lesquels, malgré la schistosité de flux, se devinent quelques vitroclastes.

Les marques de cet événement volcanique explosif ont été repérées à l'entrée du chemin d'accès de la Bodinière, le long de la petite route passant devant les Mesliers et enfin dans le nouveau lotissement à l'Est de la Prévôtère lors du creusement de tranchées.

h2p. Cinérites, tufs (1) et tuffites (2) intercalés entre la Formation de Laval-Sablé et la Formation d'Heurtebise (Viséen inférieur à moyen) (quelques mètres à 40-50 m au maximum). L'existence de cinérites et d'horizons volcano-sédimentaires (tuffites fines) placés à la transition entre la Formation carbonatée de Laval-Sablé et celle terrigène d'Heurtebise est mentionnée pour la première fois par D.-P. Oehlert (1912) dans la coupe de la rive droite de la Mayenne, lequel remarque une série de roches dont le caractère siliceux et l'aspect rubané « rappellent un peu la pierre carrée du bassin de la Basse Loire ». A. Pelhâte (1971) confirme la présence, au Sud de la Couldre, de ces cinérites et tuffites qui témoignent d'une activité volcanique explosive se déroulant au Viséen.

Les témoins de ce cycle éruptif ont été repérés sur l'ensemble du territoire couvert par la carte. En particulier à l'Ouest (chemin d'accès à la Torchonnière) et à l'Est de Changé (rond-point du pont de Pritz en rive gauche de la Mayenne) ; dans la ville de Laval devant l'église Sainte-Thérèse où les cinérites sont impliquées dans un pli anticlinal et dans la tranchée de la voie ferrée désaffectée près de l'étang de Barbé. En ce dernier lieu, s'observe la transition entre les calcaires de Laval-Sablé et les projections cinéritiques, projections qui s'effectuent directement en milieu aquatique sans révéler un important remaniement par l'eau. Au contraire les cendres fines et grossières rejetées lors

de multiples crises explosives se décantent dans le milieu marin peu profond en montrant de nettes figures de granoclassement. D'une puissance avoisinant la vingtaine de mètres, la formation cinéritique montre vers le haut une disparition progressive de la composante volcanique directe au profit de fragments volcanogènes remaniés qui entrent pour une part importante dans les termes détritiques de la formation terrigène d'Heurtebise.

L'examen microscopique des cinérites révèle la présence de cristaux de quartz en éclats anguleux, de plagioclases souvent brisés, de biotites chloritisées et surtout de microfragments ponceux et de vitroclastes en échardes dévitrifiées certifiant le rôle d'une intense activité explosive acide se déroulant à la suite de la sédimentation carbonatée et qui pourrait rendre compte de sa disparition.

Signalons enfin que ces faciès volcanogènes sont également bien exposés dans la carrière de Saint-Pierre-la-Cour, toujours à la même altitude stratigraphique entre les calcaires de Laval-Sablé et les schistes de la Formation d'Heurtebise, où ils sont désignés sous le terme vague « d'argelettes » (fig. 9). Ils se présentent sous forme d'un empilement, sur une trentaine de mètres, de couches cinéritiques décimétriques souvent granoclassées, à horizons riches en biotites, qui sont le reflet d'autant de cycles explosifs provenant de centres éruptifs situés probablement plus au Sud.

Ces termes ont fait l'objet d'une datation U/Pb sur zircon (éch. 2154 ; annexe 1) donnant un âge à 351 ± 3 Ma, qui pourrait, compte-tenu des incertitudes de mesures, être compatible avec la base du Viséen inférieur.

ROCHES FILONIENNES OU EN PETITS CORPS

Q. Quartz en filons ou en blocs épars (majoritairement cadomien à varisque). Au Nord du synclinorium de Laval, le socle cadomien est recoupé par plusieurs gros filons de quartz cicatrisant de grandes dislocations qui affectent également la couverture varisque. Aux contacts des filons, la roche encaissante est bréchifiée, envahie de veinules de quartz. Des phénomènes de dissolution s'y développent expliquant l'aspect souvent caverneux des brèches. En revanche, le cœur des filons demeure très massif et ne renferme plus de témoin des roches encaissantes. Le quartz de filon se présente sous un faciès laiteux, son caractère fracturé se traduisant au microscope par le développement de microfractures chargées de petites inclusions opaques assombrissant les cristaux.

D'Ouest en Est, les principaux filons, tous situés au Nord de la carte et orientés N10°E à N45°E, sont les suivants :

– le filon situé au Nord de Princé puissant de 10 m et orienté N10°E. Visible à la Boulaie, il souligne le passage d'un décrochement senestre qui décale les barres de Grès armoricain du bois de Chatenay ;

– le filon à l'Est de Juvigné, long d'au moins 1,5 km et dont la puissance (70 m au maximum) se marque par la présence de nombreuses excavations, aujourd'hui toutes abandonnées, échelonnées depuis le Sud du stade de Juvigné jusque sur la butte au Nord de la D165. Ce filon, orienté N25°E, se poursuit vers le Sud où sa trace coïncide avec un accident qui affecte la formation du Grès armoricain du bois de Chatenay (ancienne carrière du Pas de Pierre) ;

– le filon à l'Est de l'Étang-Neuf jalonnant l'accident majeur qui limite, à l'Ouest, le massif de granite de La Croixille. Cet accident, orienté N45°E, met en contact plus au Sud les formations paléozoïques du synclinal de La Croixille avec le socle cadomien. Le développement de quartz est surtout important le long de l'escarpement faillé de l'Étang-Neuf (Basse-Abbaye, le Mur) où de nombreux blocs parsèment les champs situés en contrebas ;

– le filon disposé en lentilles le long de l'accident majeur N45°E qui interrompt le synclinorium de Laval au NW et juxtapose les formations paléozoïques avec le socle cadomien (granite de La Croixille et ceinture métamorphique). Cet accident est une réplique du précédent. Le quartz se dispose en grandes lentilles logées soit dans les cornéennes (Tanis ; ancienne carrière du Tertre le long de la D31 ; le Val au Poulard) soit au contact entre les formations paléozoïques et le granite de La Croixille (Est des Roeries ; Sud-Est de la Brillais) soit, enfin, au sein même du Paléozoïque telle la lentille au Sud de la Faderie située dans la Formation du Val ;

– le filon de Chailland au contact entre le Grès armoricain et le socle cadomien (cornéennes). Ce filon, satellite du précédent et orienté N20°E, provoque une silicification des barres de Grès armoricain confondues, sur l'ancienne carte à 1/80 000, avec un filon de quartz entre le Châtelier et l'Hirondelle. Dans ce dernier lieu, une carrière exploitait le quartz ainsi que des argiles noirâtres rencontrées également dans un puits creusé à l'Ouest (la Fubertière). Ces argiles fétides, sulfureuses (Lacaze, 1930) pourraient peut-être correspondre à des ampélites siluriennes injectées le long de l'accident dans le plan de contact avec le Grès armoricain ;

– les filons à l'Est de la forêt de Mayenne. De nombreux petits filons de quartz disposés N20°E sont injectés dans le granite d'Alexain depuis Saint-Germain-le-Guillaume jusqu'en limite nord de la carte (la Vannerie). Ce lacis filonien marque la trace d'un grand linéament, bien visible sur le MNT, qui se prolonge vers le Nord-Est en direction de Mayenne ;

– le filon intrusif dans le socle cadomien à l'Est d'Andouillé. Ce très long filon (7,5 km), orienté N10°E, se suit depuis la Chélaire au Sud jusqu'à l'Autonnerie au Nord. Épais au maximum de 80 m, il arme une ligne de relief d'où il émerge au travers d'une couverture d'arènes limoneuses ;

– le filon situé en bordure sud du synclinal de Laval à 2 km à l'Est de La Gravelle souligne un accident majeur de direction N160°E que l'on peut suivre sur plus de 2 km de long, décalant les formations paléozoïques et briovériennes. Il se caractérise par d'importants blocs de quartz blanc laiteux pouvant atteindre le mètre cube.

Hormis ce cortège de filons de quartz affectant surtout le socle cadomien en y matérialisant la trace d'accidents varisques majeurs, d'autres filons se localisent dans les formations paléozoïques du synclinorium de Laval, tels les filons minéralisés au Sud-Est de Port-Brillet et surtout ceux de la Lucette à l'Ouest du Genest. Ces filons, épais de 0,80 m en moyenne et orientés N20° à N40°E, sont intrusifs dans la Formation du Val et sont porteurs d'une minéralisation composée de stibine, or et arsénopyrite (*cf.* chapitre « substances utiles »).

μγ. Microgranite porphyrique (varisque). Un cortège filonien microgranitique est injecté dans le granite d'Alexain et sa ceinture métamorphique méridionale représentée par les cornéennes de la vallée de l'Ernée (environs d'Andouillé) et celles développées à l'Est de la vallée de la Mayenne (Sud de Montflours). Ce cortège s'interrompt à l'Ouest d'une ligne la Bigottière – Saint-Germain-le-Guillaume et au Nord sur le territoire de la carte d'Ernée. En revanche, il se prolonge vers l'Est sur le territoire de la carte d'Évron où il demeure intrusif dans le granite d'Alexain et sa ceinture métamorphique méridionale. Encore plus à l'Est, un deuxième champ filonien microgranitique est intrusif dans le granite d'Izé, surtout concentré dans sa moitié sud (cartes à 1/50 000 de Sillé-le-Guillaume et Villaines-la-Juhel). À l'exception de ces deux massifs méridionaux, les autres granitoïdes mancelliens, à l'image du petit massif de La Croixille, se singularisent par l'absence d'un hypovolcanisme acide. Seul l'essaim de dykes doléritiques affecte peu ou prou l'ensemble du domaine mancellien.

Les filons se présentent sous forme de dykes verticaux, orientés en moyenne N15°E, d'une longueur dépassant souvent 1 km (3 km au maximum pour le dyke s'étendant de la Gastardière à Goué) et d'une épaisseur atteignant jusqu'à 40 mètres. Leur fréquence est localement importante. Des zones de concentrations existent aussi bien dans le granite que dans les cornéennes par exemple dans la cluse du ruisseau de Gastard ou celle du ruisseau de la Vigneule, ainsi qu'à l'Est d'Andouillé (le Vaugeois) où l'on dénombre quatre filons en moins de 250 mètres.

En dehors des lieux précités qui correspondent à des affleurements naturels en flancs de vallons encaissés, les meilleurs points d'observation des dykes de microgranite se situent dans d'anciennes excavations : au Nord de la Louvière (filon de la Gastardière – le Goué) ; au Nord-Est des Places-Foucault (Nord d'Andouillé).

Pétrographie de ces filons acides

Deux types de filons acides se rencontrent :

- le premier, assez rare, correspond à des termes leucocrates à cachet granophyrique, envahis de micropegmatites, ou aplitique, avec association de quartz, feldspath potassique, albite et rare biotite chloritisée. Ces filons, toujours très minces, non reportés sur la carte, sont génétiquement liés aux faciès granophyriques leucocrates du granite d'Alexain ;
- le second, nettement plus fréquent, est constitué de termes porphyriques réunissant des phénocristaux automorphes de quartz, de plagioclases acides séricitisés, d'orthoses perthitiques rares ou absentes et de biotites toujours chloritisées. La pâte microgrenue développe quelquefois des textures hypovolcaniques localisées aux épontes avec esquisse de fluidalité et apparition de sphérolites de dévitrification (exemple du filon de la Moutonnière à l'Est de la Bigottière).

Géochimie de ces filons acides

Deux analyses ont été réalisées au CRPG de Nancy (tabl. 1). Elles concernent le dyke situé au Sud de la confluence entre la Mayenne et le ruisseau d'Ouvrain (éch. 1925) et celui entamé par la cluse du ruisseau de Malvoisin (Maubusson) (éch. 1944). Les résultats révèlent d'étroites similitudes avec les caractéristiques géochimiques du granite d'Alexain tant en éléments majeurs (teneur en SiO_2 comprise entre 67 et 68 % ; concentration en alcalins fixée entre 7 et 8 % ; net cachet hyperalumineux) qu'en éléments en traces (*cf.* le parallélisme des courbes de distribution des Terres Rares ; fig. 3). Cette similitude reflète sans doute plus la nature identique de la source crustale et les conditions de sa fusion partielle qu'un lien génétique direct entre les dykes et le granite.

Âge de mise en place des cortèges microgranitiques

Jusqu'à présent, l'absence de données radiométriques ne permettait pas de connaître la période de mise en place du cortège filonien microgranitique. Les choix étaient les suivants (*cf.* notice de la carte de Sillé-le-Guillaume ; Le Gall et Maurizot, 1998) :

- les filons sont tardi-cadomiens génétiquement liés au plutonisme granitique mancellien ;
- les filons sont cambriens rattachés au volcanisme acide de la province du Maine (Le Gall, 1993) ;
- les filons sont varisques.

La première proposition concerne uniquement les rares filons leucocrates génétiquement liés aux petits stocks de leucogranites accompagnant le granite d'Alexain. D'ailleurs, dans son ensemble, le batholite mancellien se caractérise par la quasi-absence de manifestations filoniennes acides qui s'explique par le

cachet essentiellement chaud et sec des magmas granitiques tardi-cadomiens (Georget, 1986). La seconde hypothèse, envisageable pour les dykes injectés dans le massif d'Izé, au droit du prolongement du graben du Maine (cartes Sillé-le-Guillaume et Villaines-la-Juhel), semblait difficilement transposable au granite d'Alexain situé nettement à l'écart de la grande structure distensive cambrienne. Restait donc la troisième hypothèse qui s'appuie sur la période de mise en place probablement tardive des dykes acides par rapport au cortège doléritique. Cette proposition défendue par D.-P. Oehlert (1886) et traduite en cartographie (carte Laval à 1/80 000) n'a pu être confirmée ainsi que mentionné plus avant (*cf.* âge de mise en place des cortèges doléritiques). Cependant, il est certain que les expressions du magmatisme acide, enregistrées sous forme de plusieurs crises volcaniques dans les formations carbonifères du bassin de Laval, ont dû concerner un plus vaste secteur et déborder largement vers le Nord les limites actuelles de ce bassin. Dans cette perspective, le lacis filonien de microgranites injectant le secteur le plus méridional de la Mancellia représenterait une trace des conduits d'alimentation des expressions aériennes du volcanisme acide carbonifère. Signalons en outre qu'au Sud du bassin de Laval, la mise en place du massif granitique du Pertre, accompagné de faciès hypovolcaniques et volcaniques, paraît se rattacher également à ce cycle d'activité magmatique. Cette proposition est renforcée par la récente datation à 345 Ma de ce massif (U-Pb sur zircon, Cocherie, 2007, *in* Vernhet *et al.*, 2009), soit à la limite Tournaisien-Viséen, datation qui infirme celle obtenue auparavant (378 Ma ; Trautmann *et al.*, 2002).

Nouvelles données radiométriques obtenues sur les filons microgranitiques

Dans le cadre du projet « carte de Laval », deux datations ont été réalisées sur deux dykes de microgranite intrusifs dans le granite d'Alexain : l'un (éch. 1973), prélevé à la Moutonnaire, à l'Est de la Bigottière, le second (éch. 109) provenant du filon affleurant à la cote 109, à l'entrée du chemin d'accès aux Pélardières (Nord d'Andouillé). La mise en place du premier dyke est bien contrainte à 481 ± 3 Ma (U/Pb sur zircon), âge en accord avec celui calculé sur monazite (491 ± 7 Ma), dans la limite des incertitudes de mesures (Cocherie, 2011 ; annexe 1). En revanche, les zircons comme les monazites extraits du second dyke n'ont pas fourni d'âge univoque incontestable. Les zircons les plus anciens sont datés aux environs de 560 Ma, tandis que les plus récents seraient proches de 460 Ma. Cette dernière donnée correspond aussi à l'estimation tirée des monazites (Cocherie, *op. cit.*). À la lumière de ces résultats, si on ne peut rejeter l'hypothèse de l'injection d'un cortège filonien microgranitique rapporté à l'histoire varisque, il faut relier tout ou partie du champ filonien acide au magmatisme **cambro-trémadocien du Maine** et donc de suspecter l'intervention de la phase de distension « cambrienne » dans ce secteur, à l'écart du graben du Maine.

dβ. Dolérites en dykes et en sills (varisque). Sur le territoire de la carte de Laval, les expressions d'un magmatisme basique se traduisent par l'injection d'un cortège de filons doléritiques soit sous forme de sills logés dans les formations siluro-dévonienues, soit sous forme de dykes recoupant le socle cadomien au Nord du synclinorium de Laval. Ces roches, de couleur vert-sombre à noire, désignées localement sous le nom de « bizeuls » ou « biseux bleus », se rencontrent souvent sous l'aspect de grosses boules à débit caractéristique en pelure d'oignon, résultant de l'altération supergène.

Dykes doléritiques

Les dykes basiques repérés sur la carte appartiennent au vaste champ filonien de la Mancellia s'étendant entre les synclinaux de Laval et de la Zone Bocaine. Ces dykes sont surtout concentrés dans les domaines les plus indurés du bloc mancillien : granodiorites cadomiennes et leurs auréoles de cornéennes. En revanche, ils sont quasi-absents des domaines constitués pour l'essentiel des séries briovériennes non métamorphiques. De même, et en dépit de leur mise en place rapportée à la limite Dévonien-Carbonifère (voir « conditions de formation des entités géologiques »), les dykes doléritiques ne recoupent qu'exceptionnellement les formations du Paléozoïque inférieur des structures varisques régionales. À l'échelle plus restreinte de la carte de Laval, ces tendances n'échappent pas à la règle : les dykes se concentrent surtout dans la granodiorite d'Alexain, sont rares dans la ceinture de cornéennes et inexistantes dans le synclinorium de Laval et le synclinal de la forêt de Mayenne.

Trois principaux dykes, tous orientés N150°E à N160°E, plurikilométriques et d'épaisseur voisine de 50 m, sont intrusifs dans la granodiorite cadomienne d'Alexain. D'Ouest en Est, il s'agit du dyke d'Alexain, s'étendant sur 2 km entre la Valette et la Grande-Gaudinière en armant la butte boisée de la Chapelle-des-Fourches où affleurent des faciès largement cristallisés à cachet gabbroïque. Le second filon s'allonge sur au moins 7 km depuis le Sud de Sacé (carte Évron à 1/50 000) jusqu'aux environs d'Alexain. Il est recoupé par la vallée de la Mayenne où se situent deux anciennes exploitations, l'une en rive gauche (Le Plessis), l'autre en rive droite (la Nourrière). Décalé par plusieurs petites failles, il se prolonge ensuite largement vers le Nord-Ouest passant sous les formations sablo-graveleuses de la butte à la cote 127 m et constituant le soubassement des fermes de la Boisbonnière, la Poterie, la Besnardière et l'Autonnerie. La trace du filon se perd sous les formations superficielles au Nord-Ouest de cette dernière ferme et son extrémité pourrait correspondre au lacis de minces dykes (1 à 2 m d'épaisseur) repérés à l'Est d'Alexain, en particulier sur la D12 à la Gandelay. Le troisième et dernier dyke important de la carte correspond au filon de Saint-Germain-d'Anxure. Curieusement non reporté sur la seconde édition de la carte de Laval à 1/80 000 (Milon *et al.*, 1960), ce filon de 5 km de long se suit depuis Sacé (carte Évron) jusqu'à l'Ouest du Château de Marigny et se prolonge sur le territoire de la carte de Mayenne. Il s'observe en rive droite de la vallée de

l'Anxure, ainsi que sous le village de Saint-Germain et surtout sur la butte des Bois au Nord du village.

Hormis ces filons majeurs, d'autres dykes doléritiques injectent la granodiorite d'Alexain parmi lesquels les deux dykes verticaux N140°E situés à l'Ouest de la Bigottière et le filon au tracé en échelon au Nord de la Gastardière.

Le seul dyke de dolérite intrusif dans la ceinture thermo-métamorphique des granodiorites cadomiennes se localise à l'Est de Saint-Hilaire-du-Maine. Ce filon orienté N150°E, au parcours décalé par failles, se suit entre la Meltaie au Nord jusque sous la ferme de la Basse-Tannerie au Sud. Le meilleur point d'observation se situe dans une ancienne carrière au Nord du Petit-Courgès où s'observait le contact avec les cornéennes rubanées du Briovérien.

Pétrographie des dolérites

La texture des filons doléritiques varie en fonction de leur puissance : dans les dykes et les sills métriques à pluri-métriques la texture demeure intersertale, tandis qu'elle devient sub-ophitique à franchement ophitique (cristaux pluri-millimétriques) au cœur des filons les plus épais (dykes d'Alexain, de Sacé et Saint-Germain-d'Anxure). Les bordures figées, vitreuses ou microdoléritiques et qui attestent d'un refroidissement plus rapide des épontes sont rarement exposées (carrière du Plessis en rive droite de la Mayenne par exemple).

La composition minéralogique des dolérites, très homogène quelle que soit leur texture, est dominée par l'association plagioclase-clinopyroxène qui constitue près de 80 % en moyenne du volume de la roche. Les plagioclases (45 % en moyenne) se disposent en lattes enchevêtrées de labrador zoné (An 55-50) dont les espaces sont comblés par de l'augite, le plus souvent violacée (augite titanifère) (34 % en moyenne). Les autres phases concernent les oxydes ferrotitanés (10 à 14 % d'ilménite et/ou de titano-magnétite) en cristaux le plus souvent squelettiques, le quartz interstitiel omniprésent (5 % en moyenne) fréquemment associé au feldspath potassique dans des plages de micropegmatite, enfin l'apatite en cristaux plus ou moins aciculaires en fonction du grain de la dolérite. Les paragenèses primaires décrites, analogues à celles rencontrées dans la plupart des dolérites continentales tholéitiques, subissent des transformations souvent poussées résultant soit d'une altération hydrothermale en fin de cristallisation du magma basique, soit du métamorphisme régional varisque qui, dans ce secteur du Massif armoricain demeure anchizonal (Dabard, 1983 ; Le Gall, 1993). Ces transformations se soldent par la saussuritisation des plagioclases, l'ouralitisaiton des pyroxènes suivie d'une substitution de l'amphibole néoformée, verte ou brune, en un mélange chlorite, épidote, calcite, enfin par le remplacement de l'ilménite en leucoxène.

Caractères géochimiques des dolérites

Quatre analyses chimiques en éléments majeurs et traces ont été réalisées au CRPG de Nancy sur les dolérites de quatre dykes : celui de Sacé (ancienne carrière du Plessis), celui d'Alexain (butte de la Chapelle des Fourches), celui de Saint-Germain-d'Anxure (butte des Bois), et celui de Saint-Hilaire-du-Maine (ancienne carrière au Nord du Petit-Courgès) (tabl. 1). Ces analyses de dolérites de la Mancellia s'ajoutent à celles publiées par D. Thiéblemont (1997) et J. Le Gall (1999).

Sur les quatre analyses, trois révèlent des compositions basaltiques (47 à 48 % de SiO_2) ; seule l'analyse du dyke d'Alexain s'écarte de la tendance avec une teneur en SiO_2 de 55 % ; l'échantillon analysé correspond à un type largement cristallisé dans lequel les plages de quartz et micropegmatites sont bien développées. Les teneurs en fer total (12 à 16 %) et en titane (de 2 à plus de 4 %) sont élevées en accord avec l'abondance de minéraux opaques. Dans un diagramme alcalins-silice, les points figuratifs des trois termes basiques se placent au voisinage de la limite entre roches alcalines et sub-alcalines, traduisant une affinité du magmatisme basique qui évolue entre série tholéiitique et transitionnelle, affinité déjà relevée dans les dolérites mancelliennes (Thiéblemont, 1997 ; Le Gall, 1999).

À l'exception de certains éléments-traces mobiles lors des processus post-magmatiques (métamorphisme ; altération) comme par exemple le baryum et le rubidium, les concentrations des éléments en traces confirment et précisent les affinités géochimiques du magmatisme basique relevées par les éléments majeurs. Les teneurs en Terres Rares, normalisées par rapport aux chondrites, se distribuent selon des spectres d'allure comparable, marqués par un facteur d'enrichissement en Terres Rares légères variable, le plus souvent élevé, dépassant quelquefois 100 pour le lanthane. Le fractionnement de l'ensemble des Terres Rares demeure régulier avec des valeurs du rapport La/Yb comprises entre 7 et 8. Ces valeurs, ne s'éloignent pas de la valeur 7, moyenne des dolérites mancelliennes (Le Gall, 1999) et sont conformes à celles relevées dans les tholéiites continentales (Deccan par exemple).

Les diagrammes de concentrations des éléments incompatibles normalisées par rapport au manteau primitif (fig. 10) révèlent qu'à l'image de l'ensemble des dolérites mancelliennes (Thiéblemont, 1997 ; Le Gall, 1999) et de celles de la région de Saint-Malo (Lahaye *et al.*, 1995), les dolérites du territoire de la carte de Laval sont enrichies en éléments les plus incompatibles et sont exemptes d'anomalies négatives en Nb et Ta (valeurs du rapport Nb/La > 1 et Th/Ta < 1 ou proches de 1). Ces caractéristiques reflètent avant tout la nature de la source soumise à la fusion partielle qui correspond pour l'essentiel au manteau asthénosphérique, sans contamination notable par la croûte continentale (Lahaye *et al.*, 1995 ; Le Gall, 1999). De plus, le caractère évolué des dolérites

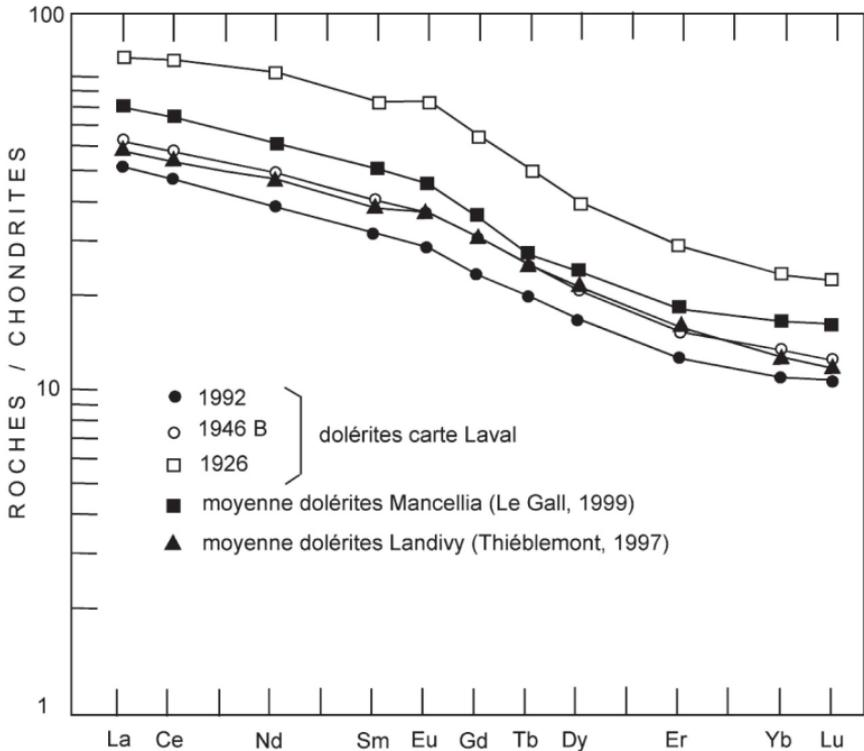


Fig. 10 - Courbes de distribution des Terres Rares des dolérites de la carte de Laval. Comparaison avec les courbes moyennes obtenues sur les dolérites de la Mancellia (Le Gall, 1999), de la carte de Landivy (Thiéblemont, 1997) et de la région de Saint-Malo (Lahaye *et al.*, 1995)

mancelliennes va de pair avec l'épaisseur de croûte traversée. Ces dolérites, intrusives dans les épaisses séries briovériennes injectées de plutons granitiques cadomiens, ont subi un processus de différenciation lors de leur ascension à travers cette croûte épaissie. À ce stade, le rôle d'une contamination crustale ne peut être écarté (*cf.* Thiéblemont, 1997) mais demande confirmation par l'utilisation de données isotopiques.

Âge de mise en place des cortèges doléritiques

La grande similitude entre les caractéristiques géochimiques des dolérites et des sills basiques logés dans les formations siluro-dévonniennes invite à considérer l'époque de mise en place des dolérites mancelliennes comme appartenant à l'histoire varisque. En outre, les similitudes géochimiques entre les expressions de cet hypovolcanisme avec les coulées basiques épanchées à la base de la série carbonifère du synclinorium de Laval, suggèrent une liaison entre ces magmatismes (Le Gall et Mary, 1983 ; Mary et Le Gall, 1985 ; Le Gall, 1999). Il est probable que le magma basique s'est élevé le long de dykes sub-verticaux localisés dans les parties les plus indurées du domaine mancellien (granites et auréoles thermo-métamorphiques), puis a alimenté les sills et les coulées des secteurs en affaissement comme le synclinorium de Laval. Un tel mécanisme est contraint par la présence de puissantes séries argileuses, telles les formations siluro-dévonniennes, jouant le rôle de barrière de fluides et dans lesquelles se sont injectés les sills (Le Gall et Mary, 1983). Ce mécanisme permettrait d'expliquer l'absence de dykes doléritiques recoupant la couverture paléozoïque régionale.

Hormis le cortège de dykes basiques infiltrant le socle cadomien, une autre génération de dykes mais de nature acide (microgranite) recoupe ce même socle dans le secteur nord-est de la carte. Les relations entre ces deux systèmes, l'un orienté N150° à N160°E (dolérites), l'autre N10° à N20°E (microgranites), n'ont pu être clairement élucidées. En particulier, aucune intersection de filons n'a jamais été observée, bien que sur la carte à 1/80 000 (Oehlert *et al.*, 1905) l'option d'un lacis filonien doléritique recoupé par les microgranites est clairement adoptée par D.-P. Oehlert, option étayée par ses observations au Nord de Montsûrs (1886) (carte Évron). Une telle perspective a des conséquences sur l'âge de mise en place du ou des cortèges microgranitiques.

TERTIAIRE

Formations sablo-graveleuses (âge indéterminé ou imprécis)

C1-p. Sables, graviers, galets, argiles et encroûtements ferrugineux (Crétacé supérieur à Pliocène ?) ; (1) blocs de grès isolés. Ces terrains apparaissent dans la région de Laval sous la forme d'accumulations de

sables fins à grossiers, plus ou moins argileux, blancs à rouille, accompagnés de graviers et de galets. Très répandus au Sud-Est (feuilles Cossé-le-Vivien et Craon, Vernhet *et al.*, 2009, 2010), où ils constituent une bande N-S de plus de 20 km de long pour près de 7 km de large par endroits, ils se réduisent ici à quelques petits dépôts de quelques centaines de mètres concentrés en limite est et sud de la carte. Les principales occurrences se situent :

- au niveau du cimetière de Laval dans le prolongement de ceux situés au Sud au niveau de l'aéroport (carte Cossé-le-Vivien) ;
- dans le secteur de Niaffles en bordure de la N162 et de la N901 et du péage autoroutier ;
- dans le Nord, au Sud de Saint-Germain-d'Anxure, près des fermes de la Monnerie et du Halier (points cotés 127 m) ;
- en limite sud sur la commune de La Gravelle à 250 m au Nord du château de Terchant ;
- également au Sud sur les communes de Loiron et de Ruillé-le-Gravelais ;
- dans la forêt du Pertre à l'extrême SW de la carte.

La puissance de ces dépôts est très variable, évoluant très rapidement de quelques décimètres à quelques mètres. Dans la région, de telles accumulations sablo-graveleuses atteignent jusqu'à une dizaine de mètres près de Château-Gontier, et près de 25 m au Nord de Mayenne (Glaintin).

Contrairement aux formations sableuses visibles plus au Sud sur la commune de Ballots (carte Cossé-le-Vivien) et localisées dans une vaste dépression orientée NW-SE, les sables et graviers présents sur le territoire de la carte de Laval se localisent sur des points hauts situés entre 80 et 150 m, aussi bien sur substratum briovérien que paléozoïque. Ils sont, ainsi que cela a déjà été signalé sur la carte de Cossé-le-Vivien, fréquemment accompagnés de dépôts limoneux.

En dehors des talus, fossés de routes et anciennes excavations, ces niveaux se marquent par d'importants épandages de sables, graviers et galets dans les champs, plus ou moins mélangés aux altérites et limons environnants.

Les différentes études réalisées sur ces formations et dont nous reprenons ici les principaux résultats (cf. cartes Meslay-du-Maine, Manigault *et al.*, 1987 ; Cossé-le-Vivien et Craon, Vernhet *et al.*, 2009, 2010) font apparaître, pour ces dépôts situés en position haute, une alternance de niveaux décimétriques à métriques, sablo-argileux fins à grossiers, blancs à rouille ferrugineux, et de niveaux riches en graviers et galets, à matrice argilo-sableuse très développée à réduite. L'ensemble repose sur les formations très altérées, argilisées du Briovérien ou du Paléozoïque.

Dans les exploitations et anciennes carrières qui ont pu être visitées, notamment sur Cossé-le-Vivien, Craon, et Mayenne, les couches sont

horizontales à faiblement inclinées, marquées par la présence de grandes structures chenalisantes, avec des figures de stratification entrecroisée, et des surfaces de ravinement.

Les sables sont fins à grossiers, en apparence assez mal triés, plus ou moins argileux, verdâtres à blanchâtres, à tendance rougeâtre à ocre dans la partie supérieure (pédogenèse de surface). Ils sont essentiellement quartzeux, avec des petits grains détritiques de quartz, fins, anguleux à émoussés luisants, piquetés, translucides à transparents ou plus laiteux, des débris siliceux ou silicatés à patine rouille, des débris pyriteux et ferro-magnésiens et de rares grains de minéraux opaques. Ils peuvent également renfermer de la tourmaline, du zircon, du rutile, des minéraux de métamorphisme et quelques grains de feldspath (la Rousine, la Nez-Brûlée sur Entrammes).

La partie grossière est constituée de graviers et galets, ces derniers pouvant atteindre jusqu'à une quinzaine de centimètres (moyenne de 3 à 4 cm). Ces éléments sont en majorité bien roulés, à patines diverses, très recristallisés, constitués majoritairement de quartz blanc ou gris en contexte briovérien, s'enrichissant en quartzite, grès et éléments schisteux à l'approche et sur le Paléozoïque.

La fraction argileuse est en générale importante, pouvant atteindre près de 25 % et constituant un handicap pour les exploitations (Bel-Air sur Château-Gontier, carte Craon).

Des accumulations ferrugineuses lenticulaires de puissance centimétrique et de longueur décimétrique à pluridécimétrique peuvent s'insérer dans ces formations, principalement dans les faciès grossiers.

Enfin, quelques blocs de grès isolés (*cf.* carte), peuvent être observés dans l'environnement immédiat de ces sables. Ils témoignent de l'existence d'une (ou de plusieurs ?) phase de silicification ayant touché ces sables au cours du Tertiaire, et entraîné la formation d'une dalle silicifiée, aujourd'hui démantelée. Ces grès sont blancs à beiges, sableux, grossiers, hétérogènes, gravillonnaires, à éléments essentiellement quartzeux, ou fins, sacharroïdes à cassure lustrée. Ils sont composés de quartz en grains hétérométriques, anguleux, éclatés et déformés, plus ou moins recristallisés, scellés dans un ciment crypto à microcristallin. Ils sont mentionnés ponctuellement sur la carte de Laval, à l'Ouest de Rochefort et sur la butte du Halier.

Ces différents placages sableux sont au cours des temps, notamment au cours des dernières périodes glaciaires-interglaciaires, plus ou moins affectés par les phénomènes de solifluxion et de colluvionnement, entraînant la formation sur les pentes de dépôts de graviers et galets à matrice sablo-argileuse (SC1-p ; *cf.*

« épandages continentaux »), également alimentés par les altérites et limons environnants.

Ces faciès sablo-graveleux de plateaux tels que ceux ici présents sont pour C. Bourdillon (société Eradata, Le Mans) sans aucun doute d'origine continentale, probablement dès l'origine, *de milieu de type deltaïque, fluviale à estuarien ayant enregistré une altération secondaire.*

Âge de ces sables et graviers

L'âge de ces formations est encore actuellement plus qu'incertain. Si ces sables sont attribués en majorité sur les anciennes cartes au Tertiaire et en particulier au Pliocène, la distinction entre ceux-ci et les sables cénomaniens, présents plus à l'Est, demeure très délicate si l'on considère que ce sont sans aucun doute les mêmes matériaux protérozoïques et paléozoïques qui ont été maintes et maintes fois remaniés par les rivières et mers côtières depuis le Cénomaniens jusqu'au Tertiaire.

Dans l'environnement de la feuille de Laval, plusieurs études (Dollfus, 1921 ; Durand et Pierre, 1962 ; Ollivier-Pierre, 1963 ; Fleury *et al.*, 1989) résumées dans la notice de Cossé-le-Vivien à laquelle nous renvoyons (Vernhet *et al.*, 2009) ont relevé l'existence, dans les zones en dépression de la région de Laval, de restes fossiles antérieurs au Pliocène, notamment :

– **la sablière de la Tanchonnière** sur la carte de Meslay-du-Maine, en rive gauche de la Mayenne, à 750 m au Nord-Ouest du bourg d'Entrammes : les observations réalisées par L. Fleury *et al.* (1989) ont permis de distinguer dans la partie basale visible de cette ancienne sablière des argiles grises à flore abondante. Celle-ci, étudiée par G. Farjanel, a notamment fourni des spores, des pollens, ainsi qu'une microflore marine jurassique remaniée (*Circatricorisorites* et *Ctenododinium*). Ces argiles ont, grâce à cette flore, été attribuées au Ludien terminal, ce qui tend donc à rapporter ces formations sableuses au moins à l'Eocène terminal-Oligocène, et Pliocène ;

– **le site de la Coconnière**, situé en limite de carte, dans les quartiers est de Laval sur la RN157 (*cf.* carte Cossé-le-Vivien) : dans ce secteur, les travaux réalisés par M.-F. Ollivier-Pierre (1963) ont permis d'observer, non plus à la base mais au sein de cette formation sableuse, des **argiles noires** discontinues, riches en grains de pollens. Parmi ceux-ci, des pollens du groupe des Myricacées et des Taxodiacés ont été observés, ainsi qu'un fragment de colonies de *Botryococcus*, évoquant un dépôt d'eau noire en zone libre et dormante de contexte marécageux (S. Durand et M.-F. Pierre, 1962). Ces indications ont permis à M.-F. Ollivier-Pierre d'attribuer à la zone sableuse inférieure de la Coconnière un âge éocène inférieur, les sables rouges sus-jacents à ces niveaux étant probablement à rapporter au Pliocène ;

– **le site de Saint-Nicolas**, situé dans le quartier Saint-Nicolas (quartier sud de Laval) : étudié par S. Durand *et al.* (1973), ce site a livré sous 4,50 m d'argiles

grises à bleutées, des argiles noires à vertes avec une flore à Nyssacées, Cyrillacées, Sparganiacées, Myricacées, Cupulifères et Pinacées témoignant du développement dans ce secteur au **Sannoisien** d'une végétation de marécage à proximité d'une zone de forêt. Sous ces argiles, des sables noirs ligniteux et calcaires ont fourni une abondante flore à Appendicisporites et Cicatricosisporites, Gymnospermes, Angiospermes et une faune à Acritarches et Dinoflagellés (*Classopollis*), caractérisant la proximité d'un rivage, et d'âge cénomanien. L'étude de ce site a par conséquent confirmé l'existence de terrains d'âge paléogène (Éocène à Oligocène selon les auteurs) mais a surtout, en confirmant la présence de « reliques » cénomaniennes, permis de préciser l'extension vers l'Ouest de la **transgression cénomanienne** ;

– **le site de Thévalles** (carte Cossé-le-Vivien, en limite SE de Laval) : décrit en 1921 par G-F. Dollfus, ce site était constitué d'une couche de graviers rougeâtres surmontant un niveau de marnes et calcaires reposant sur des sables fins blanchâtres. Les marnes ont livré une faune de mollusques d'eau douce d'âge oligocène ;

– **la carrière de Glaintin** (carte Mayenne, Vernhet *et al.*, 2009) : sur ce site des argiles sombres, situées à la base d'une accumulation sablo-graveleuse de près de 20 m de puissance organisée en séquences fluviales, ont livré une riche microflore d'origine continentale, à pollens de conifères, spores de ptéridophytes et quelques angiospermes. Des restes de microplancton à kystes de dinoflagellés (*Subtilisphaera* sp.) y ont également été observés, très clairs, abîmés, difficilement déterminables, mettant l'accent sur l'existence d'une influence marine sur l'environnement du dépôt. En l'absence de marqueurs du Crétacé supérieur, un âge crétacé inférieur à moyen probable (Albo-Cénomaniens) a été attribué à ces argiles (Fauconnier, 2004 ; *in* notice carte Mayenne).

Signalons également que des restes fossiles d'âge crétacé ont également été notés dans les carrières de sables de Ballots (Brabant, 1965 ; valves d'*Exogyra columba* (*var. minor*) du Cénomaniens), et de la forêt du Theil (La Guerche-de-Bretagne, Trautmann *et al.*, 1997).

Discussion

Si les dépôts sableux de la région ont jusqu'à présent été en majorité attribués au Pliocène, parfois à l'**Éocène**, les différentes études présentées ci-dessus montrent bien qu'il existe également des dépôts sableux antérieurs au Pliocène, compris dans une tranche d'âge s'étendant depuis le Cénomaniens jusqu'au Pliocène.

La majorité des dépôts décrits ci-dessus et catalogués *pro-parte* anté-Pliocène se situent bien entendu dans des contextes particuliers, des zones en dépression correspondant sans aucun doute à des petits fossés d'effondrement ayant permis de piéger ces sédiments anté-pliocènes. Ces niveaux ont été ensuite préservés

par ces importantes accumulations de sables et graviers mises en place en contexte fluvio-deltaïque vraisemblablement depuis le Crétacé supérieur (?) jusqu'au Néogène.

Les dépôts visibles actuellement sur Laval sont probablement majoritairement d'âge pliocène, de par leur position topographique haute et hors des zones en dépression. Cependant, à la vue des informations dont on dispose, rien n'empêche de supposer qu'une partie de ces sédiments sablo-graveleux puisse être d'âge oligocène, éocène, voire même cénomanien. D'où la notation (C1-p) ici utilisée.

Une incertitude existe bien entendu, qui ne pourra être levée qu'en multipliant les recherches sur ces formations, notamment par sondages.

Enfin signalons que quelques **blocs de grès silicifiés** isolés ont été visualisés sur le terrain dans l'environnement de ces faciès. Ils sont indiqués ponctuellement sur la carte. Ils correspondent sans aucun doute à ces dalles de grès visibles dans toute la région (Mayenne, Cossé, Craon), accompagnant ces formations sablo-graveleuses, et aujourd'hui complètement démantelées à l'état de blocs éparpillés sur les plateaux ou dans les bas-fonds. Ces grès siliceux sont blancs à beiges, majoritairement composés de quartz en fragments, très hétérométriques, anguleux, éclatés et déformés, plus ou moins recristallisés, scellés dans un ciment crypto- à microcristallin. Les minéraux opaques y sont fréquents. Une imprégnation en oxydes de fer y est souvent notée. Ils peuvent apparaître dans la région sous un faciès grossier (graviers, galets de la formation (C1-p) cimentés).

Dans la carrière de Chantrigné (région de Mayenne), la dalle silicifiée apparaît composée de grains de quartz (80 %) plus ou moins émoussés, de feldspath (10 %) et plus accessoirement de biotite (5 %) et de chlorite (5 %).

Cette grésification correspond à un événement postérieur au dépôt des sables et graviers. Le ciment peut être lié à des précipitations au niveau de battement de paléonappes phréatiques. Ces grès sont traditionnellement attribués à l'Éocène, simplement par analogie avec les grès à Sabalites.

Grès et ferruginisations tertiaires

SFe. Sables ferrugineux. Ces sables ferrugineux sont essentiellement observables sur les replats présents entre Changé et La Baconnière, notamment près des fermes de la Marpaudière et de la Croix-du-Bouquet. Ils sont, pour une grande partie d'entre eux, étroitement associés aux grès de Gahard du Dévonien inférieur dont ils dérivent. Sous les effets de la pédogenèse, ces grès dévoniens ont subi une désilicification plus ou moins prononcée entraînant la formation d'horizons sableux. Suite à ce processus, ces sables ont été soumis à des

phénomènes de latéritisation et de ferruginisation, plus ou moins prononcés, engendrant la mise en place *in situ* de sables ferrugineux et de cuirasses anciennement exploités pour le fer (*cf.* Grès de Gahard). L'âge de ce processus de désilicification-ferruginisation est approximatif, tertiaire, depuis l'Éocène jusqu'à au moins le Pliocène. Ils sont ici intégrés dans les ferruginisations tertiaires mais pourraient aussi bien trouver leur place dans la section traitant des altérites.

Ces sables sont fins à grossiers (200 à 400 μm), composés majoritairement de grains de quartz plus ou moins bien calibrés, accompagnés de quelques plages de muscovite, des argiles, des grains de rutile, tourmaline et zircon. L'ensemble est imprégné et plus ou moins induré par des oxydes de fer. La puissance de ces horizons secondaires reste d'ordre métrique.

R. Grès ferrugineux, ferricrètes (« Roussards ») (indications ponctuelles). Ces grès ferrugineux sont observables dans toute la région (Évron, Cossé-le-Vivien, Craon, Mayenne, etc.) et apparaissent sous la forme de blocs épars, décimétriques à métriques, très durs, éparpillés sur les plateaux, les sommets de collines et les pentes. Ils sont en général étroitement associés aux formations sablo-graveleuses, mais également ici aux grès dévoniens de Gahard. Dans les deux cas, ils résultent de phénomènes de latéritisation-ferruginisation ayant entraîné une imprégnation et ferruginisation de ces sables.

Ces blocs ont notamment pu être observés dans la forêt du Pertre, ainsi que sur Loiron et Ruillé-le-Gravelais, à proximité immédiate des sables et graviers (C1-p). Juste en dessous, sur la feuille de Cossé-le-Vivien (2,8 km à l'WSW de Ruillé-le-Gravelais, butte entre Ville-Trémaise et la Haute-Trégonnerie), ces grès ferrugineux constituaient une dalle subhorizontale, aujourd'hui démantelée, de moins de 100 m d'extension, atteignant jusqu'à 1 m de puissance. Cette dalle reposait sur un fin niveau de sables et graviers recouvrant les altérites du Briovérien.

Ces roches sont de couleur ocre à brun-rouille, litées, avec des passées sableuses à grain fin alternant avec des niveaux plus grossiers et des horizons sableux à graviers et galets. Ces horizons ont été autrefois exploités en tant que minerai de fer.

L'âge de cette formation et de cette ferruginisation n'est pas connu avec précision mais pourrait être attribué au Pliocène, présent sur place et sur les buttes avoisinantes avec les niveaux à sables, graviers et galets.

Signalons également, à titre indicatif (non figuré sur la carte), la présence de quelques concentrations ferro-manganiques de type « bétain, alios ou grison » à l'état de blocs sur la commune de Loiron, près de l'étang et au Sud de la ferme de la Lande-Euchère. Ces concentrations sont localisées dans des secteurs mal

drainés, peu pentés, favorisant la stagnation des eaux de surface et la précipitation des oxydes de fer et de manganèse. La roche est friable à indurée, brun-rougeâtre à grisâtre, à cassure quelconque. Elle est constituée d'éléments lithiques divers issus du substratum environnant, pris dans un ciment sablo-argilo-ferrugineux brun-noir plus ou moins développé, voire purement limonitique, noir et d'aspect terreux. Ces agglomérats ferro-manganiques sont plus récents que les « roussards » et considérés comme étant contemporains du Quaternaire récent à actuel. Ils peuvent localement avoir été exploités comme minerai de fer

QUATERNAIRE : FORMATIONS SUPERFICIELLES ET D'ALTÉRATION

Formations d'altération

ℳ. **Altérites des terrains paléozoïques et protérozoïques.** Les altérites sont très développées sur l'ensemble de la zone étudiée et concernent l'ensemble des terrains protérozoïques et paléozoïques, sédimentaires, plutoniques ou volcaniques décrits précédemment. Globalement, les formations paléozoïques apparaissent ici en général plus ou moins altérées, fréquemment affleurantes dans les fonds des vallons, les vallées escarpées et le long des cours d'eau. Les terrains néoprotérozoïques sont par contre dans leur grande majorité altérés à très altérés, notamment dans la partie sud de la carte où l'on observe une très forte argilisation des niveaux silto-gréseux du Briovérien de Bretagne centrale.

Les altérites des terrains protérozoïques et paléozoïques se présentent sous la forme de fragments centimétriques à pluricentimétriques plus ou moins friables, décolorés par rapport à leur couleur d'origine, fréquemment à patine oxydée brunâtre, plus ou moins dispersés dans les labours et mélangés à des argiles d'altération ou des limons. Selon la nature de la roche désagrégée, les éléments se présentent sous la forme de petites plaquettes plus ou moins tendres et molles (siltites, schistes), à l'état de fragments et blocs (grès, quartzites, volcanites, granites), ou réduits à l'état de sables grossiers à éléments (arène granitique). Si la roche est désagrégée, elle n'en demeure pas moins identifiable.

Dans la partie sud de la carte, en Bretagne centrale, les faciès briovériens présentent un degré d'altération majoritairement très évolué, le stade de la fragmentation (b2C *ℳ*) apparaissant généralement plus que dépassé et laissant la place à des faciès très argilisés (*ℳ*/b2C), pour lesquels l'identification de la roche primaire ne peut être précisée avec certitude. Les éléments visibles précédemment ont été pratiquement complètement 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 fragments encore présents sont brun-foncé, très friables et mous, à l'exception des éléments de quartz filonien, bien présents,

notamment en contexte briovérien. La coloration brunâtre à rougeâtre de ces niveaux est liée au lessivage des minéraux primaires ferromagnésiens et à la libération du fer.

Dans les zones silto-argilitiques, cette argilisation peut conduire à la formation de terres limoneuses brunes à jaunâtres, difficilement différenciables à l'œil nu des lœss pédogénisés. Ces « faux-lœss » sont susceptibles par soufflage d'alimenter sur de courtes distances les dépôts limoneux de plateaux et de versants.

La puissance de ces terrains est très variable, d'ordre métrique dans les niveaux peu altérés jusqu'à une dizaine voire une quinzaine 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.

Ces formations vont évoluer au cours des temps, être soumises aux phénomènes de gel-dégel, de colluvionnement, de solifluxion, et alimenter les différents dépôts de pente et d'alluvions présents dans la région.

Âge de ces altérites

Bien qu'elles soient traitées traditionnellement avec les formations superficielles quaternaires, il est évident que le processus d'altération des différentes roches a démarré très rapidement après la formation de chaque grande entité géologique. Il s'est poursuivi au cours des temps jusqu'à la période actuelle avec, en fonction des grandes phases de transgression et de régression, des érosions et des décapes plus ou moins prononcés de ces altérites.

Les altérites briovériennes argilisées visibles sous les formations sableuses ont, par exemple, probablement un âge anté-pliocène, voire même anté-éocène à anté-cénomaniens pour certaines dans la région de Laval.

Celles que nous observons actuellement correspondent globalement à la dernière « phase d'altération majeure » ayant affecté le substratum, la plus récente et contemporaine du Quaternaire.

Formations limoneuses éoliennes et d'altération

Œ. Limons d'altération, limons lœssiques, en place, soliflués, ou colluvionnés. Les dépôts limoneux sont fréquents sur cette zone (*cf.* carte) et principalement concentrés au Nord de la diagonale NW-SE de la carte. Reposant aussi bien sur le socle granitique que sur les terrains briovériens et paléozoïques,

les placages les plus importants sont majoritairement localisés sur les plateaux et dans les dépressions, avec une épaisseur moyenne de l'ordre du mètre.

Ces dépôts sont bruns à jaune-brun, voire rougeâtres, homogènes, composés de fines particules argilo-sableuses, parfois lités, au toucher doux (« terre douce » ou « pleine terre » des agriculteurs).

Il apparaît difficile de distinguer cartographiquement les vrais loess allochtones d'origine éolienne, des altérites silteuses remaniées dans les labours, en l'absence d'analyses granulométriques systématiques sur chaque affleurement. Ces faciès limoneux, éoliens ou d'altération, clairement identifiés sur cette zone (*cf.* chapitre « sols, végétations et cultures ») ont été figurés sous la même notation Œ, en excluant la notation LP (« limons des plateaux ») considérée comme obsolète. Si plus au Nord (région de Landivy, Domfront), une origine éolienne est incontestable (apport au Weichsélien par les vents d'Ouest des éléments pris à la tange de la paléobaie du Mont-Saint-Michel ; Lautridou, 1991), la région de Laval est en théorie beaucoup trop éloignée pour que l'on puisse ici envisager le même processus ou tout du moins une origine identique pour l'ensemble des limons ici présents. Ceux-ci correspondent *a priori* plus à des niveaux très évolués d'altérites silteuses ayant pu être localement *pro-parte* soufflés et redéposés à proximité. Cette hypothèse rejoint les observations déjà faites sur les zones de Mayenne, Ernée et Cossé-le-Vivien.

Les loess « vrais » sont dans la région de La Guerche de Bretagne et de Vitré (Trautmann *et al.*, 1997, 2011) à courbe granulométrique bimodale caractéristique, composés d'environ 50 % d'argile (kaolinite dominante, illite, vermiculite, chlorite, interstratifiés) et d'une fraction sableuse constituée de quartz roulé et de minéraux lourds.

Galets éolisés (« dreikanter ») (non figurés sur la carte)

Ces galets ont été observés aussi bien au Nord sur les cartes de Mayenne et d'Ernée qu'au Sud sur celles de Cossé-le-Vivien et de Craon. Bien que n'ayant pas été distingués ici sur la zone de Laval, on peut logiquement s'attendre à ce que ces faciès particuliers soient également présents très ponctuellement sur cette zone. Ils sont décrits ici à titre indicatif. Ils correspondent à des galets façonnés par les vents, isolés sur les plateaux, principalement constitués de quartz ou de grès paléozoïques. Ils peuvent atteindre une quinzaine de centimètres et sont bruns à jaunes, voire rougeâtres, à patine très douce au toucher. Leurs faces ont été usées et polies par les vents avec délimitation de fines arêtes adoucies. Ces cailloux dits « éolisés » résultent d'une altération éolienne en milieu continental, sous les effets de vents à forte charge abrasive sableuse.

Formations de pente

Les épandages continentaux ont été subdivisés en deux ensembles, les plus communs sur cette région. Ce sont :

- les dépôts de solifluxion à matrice argilo-sableuses (Sc1-p) ;
- les colluvions indifférenciées et de bas de versants et de fonds de vallons (C, Cfv).

Sc1-p. **Sables, graviers, galets, d'âge indéterminé ou imprécis (Pliocène présumé), soliflués. (1) : galets résiduels.** Les terrains C1-p apparaissent dans la région de Laval sous la forme d'accumulations de sables fins à grossiers, plus ou moins argileux, blancs à rouille, accompagnés de graviers et de galets et sont localisés sur les points hauts. Du fait de leur position, ils sont facilement remobilisés sur les pentes le long de la Mayenne. Ce n'est qu'au Nord-Est de la carte qu'ils existent sous la forme de petits plaquages. Le démantèlement des horizons sablo-graveleux cénomano-pleiocènes situés sur les hauteurs des collines donne lieu localement sur le flanc de ces dernières à d'importants épandages de graviers et galets mélangés à des sables et argiles.

L'épaisseur de ces horizons est très variable. Elle peut, sur une même pente, évoluer très rapidement en l'espace de quelques dizaines de mètres, en passant d'une puissance métrique à une puissance plurimétrique.

Ces formations considérées comme étant d'âge essentiellement weichsélien (dernière glaciation, Pléistocène supérieur), se sont mises en place sous climat périglaciaire.

Quelques **galets résiduels (1)** de quartz laiteux bien roulés, de taille inférieure à 2 cm peuvent être aperçus reposant sur les altérites de socle. Ils sont peu abondants mais lorsque l'on traverse un champ fraîchement retourné, il est aisé d'en trouver quelques-uns. Une occurrence de la présence de ces galets résiduels est indiquée à l'Est de la Brûlatte. De manière plus générale, ces galets sont susceptibles d'être trouvés sur la majeure partie des plateaux élevés où sont préservées les altérites.

C. Colluvions et dépôts de solifluxion indifférenciés à matrice argilo sableuse (heads) (1) : blocs de Grès armoricain soliflués. Les colluvions résultent de l'accumulation en pied de pente des matériaux boueux chargés de blocs glissant lentement le long des pentes. Ce phénomène résulte de la solifluxion des matériaux ou gélifluxion selon que l'eau provient ou pas du gel. Elles sont constituées par une matrice argilo-silteuse, parfois sableuse, peu à pas consolidé contenant des blocs ou des paillettes de roches appartenant au substratum qu'elles traversent. La matrice remobilise les argiles d'altération et les loess. Ces dépôts sont également connus sous la terminologie de « heads » dans la littérature. Ces mélanges argilo-sableux à 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. Celles-ci peuvent atteindre plusieurs mètres d'épaisseur en pied de pente.

Leur composition est étroitement conditionnée 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.

Trois principaux types de colluvions peuvent être observés en fonction du contexte pétrographique :

- des colluvions sablo-argilo-limoneuses issues du remaniement d'arènes granitiques ou d'altérites gréseuses du Briovérien ou du Paléozoïque ;
- des colluvions argileuses provenant du remaniement des altérites silteuses, ampéliteuses, schisteuses du Briovérien ou du Paléozoïque, pouvant être également mélangées à des limons, eux même colluvionnés, en bas de pente ;
- des colluvions limoneuses provenant du remaniement des lœss et des altérites silteuses du Briovérien ou du Paléozoïque.

Dans les pentes développées le long des crêtes gréseuses ordoviciennes (secteur de Juvigné, la crête partant de la Mayenne et rejoignant Chailland, etc.), 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, avec des concentrations de blocs pouvant varier assez fortement. Dans ce cas, les colluvions sont cartographiquement différenciées en **blocs de Grès armoricain soliflués (1)**.

Les colluvions sont dites ici « indifférenciées » car de manière quasi systématique, il n'est pas possible 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. Il n'est cependant pas à exclure qu'ils aient un âge plus ancien et par conséquent à attribuer plus généralement au Pléistocène récent.

Cfv. Colluvions de bas de versants et de fonds de vallons : limons argilo-sableux ou sablo-argileux. 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 au pied de versants-glacis, ces dépôts sont liés à leur façonnement en contexte périglaciaire (gélifraction et évacuation par les eaux de fonte de neige).

Dans les creux topographiques, ces niveaux constituent des terrains très argileux (de type « gley ou pseudogley »), beiges, jaunâtres, gris à blancs, imperméables, lourds et gras nécessitant fréquemment, pour être cultivés, des travaux de drainage. La puissance de ces horizons est très variable, métrique à plurimétrique. Ces terrains situés en effet dans des zones de bas-fonds sont susceptibles d'être partiellement repris et remobilisés notamment en période de fortes pluies et d'inondation.

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.

Formations alluviales

Alluvions fluviatiles anciennes de la Mayenne, de l'Ernée et de la Vilaine (Pléistocène)

Trois niveaux anciens de terrasses alluviales étagées ont été distingués sur cette zone, associés aux rivières Mayenne, Ernée et Vilaine. Ces différents niveaux de terrasses, notés Fw, Fx et, Fy, se marquent dans le paysage par une succession de replats, plus ou moins bien individualisés, recouverts de dépôts alluviaux grossiers plus ou moins remaniés et démantelés, ayant servi à alimenter à tour de rôle les niveaux inférieurs. Les trois terrasses les plus anciennes ici représentées s'étagent sur une cinquantaine de mètres au-dessus du niveau d'étiage de la Mayenne et de l'Ernée. Elles sont toutes caractérisées par des dépôts grossiers à sables, graviers et galets, voire blocs, issus de l'érosion et du démantèlement du substratum. La composition de ces dépôts alluviaux est directement conditionnée par la nature des roches, sédimentaires, cristallines, volcaniques, présentes dans chacun des bassins versants drainés.

La distinction sur le terrain entre ces différents niveaux alluviaux n'est pas toujours évidente, du fait de la similitude des différents constituants qui les composent, qui ont été à maintes et maintes reprises remobilisés, et qui ont participé à l'alimentation des terrasses plus récentes, des décalages topographiques et replats pas toujours flagrants, et enfin de la présence éventuelle sur cette zone et dans leur voisinage de dépôts sablo-graveleux susceptibles d'être confondus avec ces alluvions.

Les trois terrasses alluviales anciennes distinguées sur la carte Laval sont présentées ci-dessous.

Fw. Alluvions anciennes de la Mayenne et de l'Ernée (haute terrasse, 30 à 50 m au-dessus de l'étiage de la Mayenne) : sables, graviers, galets. Ces terrasses sont principalement localisées en bordure de la Mayenne où elles constituent des dépôts pluridécimétriques à résiduels, pouvant s'étendre sur plusieurs centaines de mètres de long. Les plus importants se situent :

au niveau de la Mayenne :

- en rive gauche au Nord de Laval dans les secteurs des fermes de la Grande-Lande et de la Jouannerie ;
- à environ 2 km au Sud-Est de Saint-Germain-le-Fouilloux, au niveau de la ferme des Deffais, à l'Ouest de la confluence Mayenne-Erneé ;
- à environ 3 km au Sud-Est d'Andouillé, en rive droite, au niveau des fermes des Courbes et de Montreuil.

au niveau de l'Ernée :

- en rive gauche, à l'Est de Chailland, à la ferme de la Haute-Chaunière.

Situées entre 30 et 50 m au-dessus de l'étiage de ces cours d'eau, ces alluvions à sables, graviers et galets sont attribuées au Pléistocène moyen (pré-saalien).

Fx. Alluvions anciennes de la Mayenne et de l'Ernée (moyenne terrasse, 10 à 30 m au-dessus de l'étiage de la Mayenne) : sables, graviers et galets Situées entre 10 et 30 m au-dessus de l'étiage de la Mayenne, ces terrasses initiées par la Mayenne et l'Ernée ont certainement partiellement été alimentées par les alluvions Fw décrites précédemment. Comme ces dernières elles sont essentiellement constituées de sables, graviers et galets et sont de puissance métrique.

Les principaux gisements se situent en bordure de la Mayenne :

- en rive gauche, sur Laval, dans l'angle SE de la carte (secteur de Saint-Nicolas) ;

- sur la même rive, au Nord de Laval, sous les alluvions **FW** de la Grande-Lande décrites précédemment, où elles occupent sur près de 2 km de long une bonne partie de la boucle de la Mayenne ;
- toujours sur la même rive, au Nord de Laval, plusieurs placages de puissances variables ont été identifiés entre Saint-Jean-sur-Mayenne et Montflours.

Ils sont plus réduits le long de l'Ernée mais se retrouvent dans l'environnement immédiat des alluvions **FW** décrites précédemment aux abords de Chailland et dans les méandres qui précèdent sa confluence avec la Mayenne (les Onglais).

Fy. Alluvions anciennes de la Mayenne, de l'Ernée et de la Vilaine (basse terrasse, 2 à 10 m au-dessus de l'étiage de la Mayenne) : sables, graviers, galets, blocs. Elles occupent le fond des grandes vallées et sont visibles dans le lit vif des grands cours d'eau comme la Mayenne, l'Ernée, le Vicoin et la Vilaine. De même composition que les précédentes (sable, graviers, galets) elles peuvent également renfermer de gros blocs notamment de Grès armoricain, plus ou moins bien roulés, à patine brun-jaune.

Elles occupent des surfaces relativement importantes comme par exemple :

- au niveau de la boucle de la Mayenne près la Grande-Lande, où elles succèdent aux alluvions **Fx** et **Fw** ;
- au niveau de la confluence de la Mayenne et de l'Ernée avec des dépôts étendus le long de la Mayenne et de l'Ernée ;
- à l'Ouest, au Nord de Bourgon, au milieu de la plaine alluviale **Fz** de la Vilaine.

Ces niveaux alluviaux ont été mis en place lors de la dernière glaciation (Weichsélien) et stabilisés lors du passage à l'interglaciaire holocène.

Fz. Alluvions récentes holocènes. Ces alluvions récentes attribuées à l'Holocène sont à granulométrie fine, argilo-sableuses à limoneuses, et résultent de l'accumulation de matériaux fins issus de la dégradation des faciès altéritiques et limoneux et transportés dans les vallées par ruissellement, colluvionnement et solifluxion. Ces particules sont ensuite transportées par les cours d'eau et déposées dans les zones de calme relatif, le long du cours majeur. Ces dépôts sont susceptibles d'être remobilisés lors de chaque période de crue. Leur hydromorphie détermine souvent des zones marécageuses envahies de joncs où existent des sédiments riches en matière organique. Leur puissance est en général peu importante, de 1 à 2 m, d'extension latérale n'excédant en général pas plus de 250 à 300 m. Elles déterminent la topographie « à fond plat » des vallées, délimitant la plaine inondable du lit majeur du cours d'eau.

Quelques belles plaines alluviales atteignant voire dépassant les 500 m de large sont présentes sur cette zone notamment :

- à Laval même en rive gauche de la Mayenne avec une plaine atteignant près de 500 m de large au Nord de la préfecture et s'étendant en bordure de la Mayenne depuis le bord de la carte sur près de 2,5 km de long ;
- à Andouillé avec une plaine alluviale de près de 1 km de large ;
- ou encore à l'Ouest au Nord de Bourgon au niveau du bassin de la Vilaine, avec une zone alluviale (Fz + Fy) de près d'un kilomètre de large.

Ces zones constituent des secteurs sensibles, susceptibles d'être inondés en périodes de fortes pluies et de crues, et nécessitant par conséquent de prendre toutes les mesures adéquates avant l'implantation de toute construction.

Dépôts anthropiques

X. Dépôts anthropiques. Les dépôts anthropiques présents sur le territoire de la carte sont, outre ceux liés aux travaux d'aménagement urbain (Laval, Saint-Berthevin), principalement liés à l'importante activité minière et d'extraction qui a été menée dans cette région au cours des XIX^e et XX^e siècles. Ils correspondent à des haldes, des terrils de roches stériles, attestant de la présence d'anciennes exploitations tant pour les calcaires et le charbon que pour l'or et l'antimoine. Ces dépôts sont principalement concentrés autour des anciennes mines d'antimoine-or de la Lucette, des anciennes extractions de charbon de Saint-Pierre-la-Cour et de La Baconnière, et des anciennes carrières à chaux. D'autres dépôts peuvent également être observés notamment au niveau des tracés des anciennes lignes de chemin de fer où les granulats de chargement des voies sont encore présents, ou le long de l'autoroute Laval-Rennes (déblais). Localement des résidus de scories ou de fonte sont également présents attestant de la présence, il y a quelques siècles, d'anciennes forges artisanales. Enfin, de nombreux petits barrages réalisés en remblais de matériaux locaux ont été réalisés pour barrer les cours d'eaux afin de réaliser des étangs. Le plus grand nombre d'étangs est situé dans le secteur de Port-Brillet. Il en existe plusieurs centaines de taille variable sur l'ensemble des cours d'eaux. À chaque fois les matériaux utilisés pour réaliser le barrage correspondent aux roches prélevées *in situ* correspondant à un mélange entre les colluvions, les altérites et la roche altérée.

CONDITIONS DE FORMATION DES ENTITÉS GÉOLOGIQUES

Les formations géologiques présentes sur le territoire de la carte de Laval sont d'origine sédimentaire, magmatique ou métamorphique. Elles caractérisent différents épisodes de sédimentation et de magmatisme ayant contribué au

façonnement de l'ensemble de cette région depuis le Néoprotérozoïque supérieur jusqu'au Cénozoïque. Deux phases orogéniques majeures y sont associées, la phase cadomienne (déformations, plutonisme, métamorphisme) qui affectera essentiellement la partie nord de cette carte (domaine mancennien) et la phase varisque (déformations, magmatisme) responsable de la structuration du bassin de Laval et de l'ensemble des terrains de Bretagne centrale.

NÉOPROTÉROZOÏQUE À CAMBRIEN BASAL

Paléogéographie du Briovérien supérieur au Nord du synclinorium de Laval (Briovérien mancennien)

Malgré l'étendue et l'intensité du métamorphisme thermique affectant les terrains briovériens il est possible de reconstituer le cadre paléogéographique de la sédimentation briovérienne en s'aidant des observations réalisées régionalement dans des secteurs où ces terrains sont indemnes de métamorphisme de contact (cartes Évron, Sillé-le-Guillaume, Mayenne, Landivy, etc.).

Ces terrains appartiennent au Briovérien supérieur (Néoprotérozoïque supérieur), post-phtanitique si l'on en juge par la nature de certaines microquartzites noires remaniées dans ces dépôts. Ce Briovérien est pour l'essentiel constitué d'épaisses successions terrigènes fines (argilites, siltites stratulées ou massives) dans lesquelles s'intercalent des barres de grès immatures (grauwackes fines et grossières) et des horizons lenticulaires de schistes à galets parfois lessivés (conglomérats). Tous ces sédiments détritiques, organisés en séquences turbiditiques granoclassées (faciès flysch), se mettent en place dans l'environnement marin profond d'un vaste bassin marginal, le bassin mancennien (Dissler *et al.*, 1988 ; Dupret *et al.*, 1990), et plus précisément sur sa marge méridionale. En effet, la source d'alimentation des sédiments peut se déduire de la fabrique des galets des horizons de conglomérats qui abondent sur le territoire de la carte Sillé-le-Guillaume (Le Gall et Maurizot, 1998). Cette source est à rechercher plus au Sud, dans le démantèlement de reliefs installés en bordure d'un continent méridional (Garlan, 1985) dont l'emplacement se situerait au Sud du Cisaillement nord-armoricain (CNA) (Le Gall, 1993).

Dans le cadre plus restreint de la carte de Laval, le contexte de dépôt des matériaux briovériens est celui d'un domaine placé en pied de talus, au débouché de canyons sous-marins servant d'exutoire aux décharges grossières (conglomérats, schistes à galets). L'absence de tels apports dans le Briovérien des secteurs de Chailland, Juvigné, La Croixille, indique sans doute, qu'en s'éloignant du pied de talus, le bassin s'approfondit vers le Nord-Ouest et recueille une sédimentation dominée par les faciès fins, argileux et silteux.

Origine du plutonisme granitique cadomien de la Mancellia

Les granites et granodiorites à biotite avec ou sans cordiérite résultent de la fusion partielle à taux élevés de métasédiments alumineux en faciès granulitique sous faible pression d'eau (6 ± 2 Kb ; 700 à 800 °C). Les données de la géochimie isotopique (Sm-Nd ; D'Lemos et Brown, 1993) révèlent que cette souche métasédimentaire est de composition isotopique mixte, associant un composant juvénile représenté par les premiers matériaux de l'activité magmatique cadomienne et un composant ancien représenté par les reliques icartiennes à 2 Ga. Pour autant, la présence de telles reliques sous le domaine mancennien n'est nullement requise.

Compte-tenu des réactions métamorphiques relevées dans les auréoles thermiques (Ballèvre *et al.*, 2001), la profondeur maximum de l'emplacement des granitoïdes serait de 6 km environ, compatible avec des pressions < 2,5 Kb.

Le cadre géodynamique dans lequel s'exprime le plutonisme fini-cadomien du domaine mancennien peut être reconstitué à travers trois scénarios (Ballèvre *et al.*, 2001) :

- une croûte continentale stable, d'épaisseur normale, située au-dessus d'une zone de subduction plongeant vers le Sud (Chantraine *et al.*, 1988) ;
- un bassin marginal de type arrière-arc, au-dessus d'une zone de subduction à vergence sud (Dissler *et al.*, 1988 ; Brown *et al.*, 1990) ;
- un bassin marginal d'avant-arc ou prisme d'accrétion en liaison avec une subduction plongeant vers le Nord sous le domaine domnonéen (Graviou, 1992 ; Chantraine *et al.*, 2001).

L'environnement sédimentaire dans lequel s'effectue le dépôt des turbidites du Briovérien plaide en faveur d'un bassin marginal (arrière-arc ou avant-arc) installé sur une croûte continentale amincie (Le Gall, 1993 ; Ballèvre *et al.*, 2001). En l'absence d'épaississement crustal avéré, les mécanismes initiateurs de l'anatexie à l'origine du plutonisme mancennien sont recherchés dans l'injection de matériaux basiques en base de croûte dont les petits massifs gabbro-dioritiques mancenniens (Ernée, Néau, etc.) en seraient les témoins (Le Gall et Barrat, 1987 ; Le Gall, 1996).

Paléogéographie du Briovérien supérieur au Sud du synclinorium de Laval (Briovérien de Bretagne centrale)

Dans le Domaine de Bretagne centrale (ou centre-armoricain) les sédiments briovériens sont détritiques, épicontinentaux, représentés par des faciès à caractères turbiditiques, constitués d'une alternance de siltites et de wackes interrompue par quelques décharges grossières microconglomératiques à

conglomératiques. Les études comparatives réalisées notamment par C. Le Corre *et al.* (1977, 1991) et J. Chantraine *et al.* (1982, 1988) sur les deux ensembles briovériens mancellien et de Bretagne centrale, ont permis d'attribuer à ce dernier un âge allant du Néoprotérozoïque supérieur au Cambrien basal, avec donc une continuité de la sédimentation durant toute cette période.

Cette alternance plus ou moins régulière et brutale de siltites et grès-grauwackes et la présence locale de conglomérats atteste d'une instabilité du milieu de dépôt, avec une remise en mouvement régulière ou brutale en bordure de bassin de matériaux plus ou moins grossiers sous l'effet de courants gravitaires turbiditiques. Ces matériaux vont ensuite être étalés au pied des talus, au niveau de canyons et chenaux sous-marins entaillant sa base (Garlan, 1985). Ces sédiments sont assimilables à des « molasses », syn à post-orogéniques (Cogné 1962, 1972 ; Le Corre, 1977), résultant de l'érosion de la chaîne cadomienne. Ils se mettent en place dans un bassin marin de type « d'avant-pays » de la chaîne cadomienne dont un segment est présent en Bretagne nord. L'approfondissement de ce bassin du Sud vers le Nord, marqué notamment par une disparition du Sud au Nord des faciès conglomératiques accompagnée par une diminution de la granulométrie, laisse clairement entrevoir l'existence d'un domaine continental situé au SSE de ce bassin et dont l'érosion a contribué à l'alimenter.

La légère discordance cartographique visible entre les terrains transgressifs du Paléozoïque inférieur et le Briovérien de Bretagne centrale est interprétée comme la marque de la tectonique distensive ordovicienne (Ballard *et al.*, 1986).

Ces terrains vont enregistrer par la suite les déformations (plis et grands cisaillements) et activités magmatiques (plutonisme : granite du Pertre ; volcanisme : massif d'Entrammes et satellites ; hydrothermalisme) liées à la phase varisque (Dévono-Carbonifère), à l'origine de leur structuration.

*PALÉOZOÏQUE : CADRE PALÉOGÉOGRAPHIQUE
ET PALÉOCLIMATOLOGIQUE DE LA SÉDIMENTATION
PALÉOZOÏQUE DU SYNCLINORIUM DE LAVAL*

Histoire ordovicienne

Sur le territoire de la carte de Laval, en l'absence de terrains cambriens bien représentés plus à l'Est dans le graben du Maine (cartes Évron, Sillé-le-Guillaume) (Le Gall, 1993), la transgression du Paléozoïque sur le socle cadomien (Briovérien et granites mancelliens) ne commence qu'à l'Ordovicien (Arenig moyen) avec le dépôt de grès très matures (Formation du Grès armoricain) débutant par une mince semelle conglomératique à galets de phtanites hérités du Briovérien régional. Cette transgression marine envahit la

région en progressant vers le Nord-Est, conformément à la migration des corps sédimentaires (Noblet, 1984). Les vastes épandages de ces sables littoraux s'effectuent dans un environnement de plate-forme marine très étendue et peu profonde, soumise à l'action des marées, des courants côtiers, des vagues et des tempêtes (Durand, 1985). La vitesse de sédimentation est toujours très élevée puisque ces dépôts épais d'une centaine de mètres ne renferment qu'une seule biozone de chitinozoaires (biozone à *Eremochitina baculata brevis*) (Paris, 1981).

Le faciès hétérolitique grés-micacé et pélitique qui caractérise le tiers supérieur de la Formation du Grès armoricain traduit une accentuation de la transgression ordovicienne qui atteint son apogée au Llanvirn, avec les schistes de la Formation d'Andouillé. La sédimentation de ces vases argilo-sableuses sombres qui, à leur base, contiennent de minces niveaux de minerai de fer oolitique, s'effectue dans un environnement de plate-forme interne, à l'abri de l'influence des vagues. Cette sédimentation à dominante argileuse, qui se perpétue jusqu'au Caradoc inférieur, représente un milieu favorable au développement d'organismes benthiques limnivores parmi lesquels dominent les trilobites.

Dès le Caradoc moyen, on assiste à un retour vers des conditions plus littorales, exposées à la dynamique tidale, et propices au dépôt de sables quartzo-micacés dans lesquels les restes de macrofaune sont rarissimes. Cette situation perdure jusqu'à l'Ashgill, période au cours de laquelle la région est soumise aux effets de la glaciation fini-ordovicienne qui intéresse l'ensemble du domaine nord-gondwanien, placé sous de hautes latitudes sud. Cet événement climatique s'enregistre par le développement de dépôts glacio-marins, surtout localisés dans le secteur nord-est armoricain (Formation de la Tillite de Feuguerolles ; Doré et Le Gall, 1972). Si aucune trace de ces sédiments n'a pu être retrouvée sur le territoire de cette carte, à l'exception d'un indice repéré à l'Ouest de La Croixille (Paris, *rens. oral*), le rôle de cette crise climatique se répercute dans l'enregistrement sédimentaire de la limite ordovico-silurienne, en occasionnant de nombreuses lacunes faunistiques liées aux brusques variations du niveau marin (en particulier au Llandovery inférieur ; Robardet *et al.*, 1994).

Histoire silurienne

Au début du Silurien la fonte de la calotte glaciaire centrée sur le Sahara déclenche une transgression glacio-eustatique qui submerge plus ou moins rapidement les régions nord-gondwaniennes. C'est dans ce contexte, au Llandovery, que se dépose un corps gréseux (Formation de la Lande-Murée) constitué de sables marins bien classés dont la richesse en pyrite annonce les conditions euxiniques qui prévalent lors de la sédimentation des ampélites sommitales. Les sables pyriteux qui proviennent du remaniement d'anciens corps sableux deltaïques ou continentaux se mettent en place en domaine de

plate-forme, toujours soumise aux effets des tempêtes ainsi qu'en témoignent les nombreuses strates affectées d'un litage oblique en mamelons. L'accentuation du phénomène transgressif s'accompagne d'un approfondissement du milieu à l'abri de l'influence des tempêtes et dans lequel se déposent les ampélites. Ces vases noires, riches en matière organique et en sulfures, se signalent par la disparition des faunes benthiques au profit d'espèces pélagiques au premier rang desquelles figurent les graptolites. Cette sédimentation euxinique, qui caractérise l'ensemble de la Province nord-gondwanienne, résulte d'une stratification persistante des eaux marines qui, en réponse au phénomène de déglaciation, se scindent en une tranche d'eau supérieure bien oxygénée, riche en plancton, surmontant des eaux plus profondes anoxiques (Paris *et al.*, 1986 ; Dabard et Paris, 1986).

Le retour vers des milieux oxygénés se produit au cours du Silurien supérieur (Ludlow-Pridoli) avec les épais dépôts à dominante argileuse de la Formation du Val (plusieurs centaines de mètres) qui, à l'instar de tout le domaine médio-nord-armoricain, traduisent une accélération de la subsidence (Robardet *et al.*, 1994) (fig. 11). L'environnement de dépôt évolue vers un milieu à sédimentation rapide, relativement profond, parcouru par de forts courants érosifs, à l'origine des figures de type flute mark, et accidenté de surfaces inclinées (pentes) sur lesquelles se déclenchent des glissements en masse (slumps). Dans de telles conditions la vie benthique demeure rare et ne se développe véritablement qu'au sommet de la Formation du Val, préfigurant les conditions régnant lors du dépôt de la Formation dévonienne de Gahard.

Histoire dévonienne

Faute de terrains d'âge dévonien moyen et supérieur, conséquence probable des mouvements liés à la phase orogénique bretonne, l'histoire sédimentaire dévonienne est incomplète et se résume au dépôt de deux formations aux caractères lithologiques tranchés : un ensemble gréseux à la base (Formation de Gahard) surmonté par un ensemble argilo-carbonaté (Formation de Saint-Cénére) dans lequel se situe la limite d'érosion imputable à la chaîne bretonne.

Au Dévonien inférieur (Lochkovien inférieur), la sédimentation débute avec le dépôt de grès souvent grossiers, renfermant de nombreux niveaux ferrugineux ainsi que d'abondantes lumachelles à brachiopodes (Formation de Gahard). Cet ensemble arénacé s'est déposé sur une plate-forme littorale, peu profonde, soumise à l'action constante des vagues. La macrofaune toujours foisonnante est représentée par des espèces essentiellement benthiques (brachiopodes, bivalves, trilobites) dont l'activité se solde par une intense bioturbation des sédiments.

La transition entre la formation arénacée de Gahard et celle argilo-carbonatée de Saint-Cénére se marque par une disparition plus ou moins progressive des

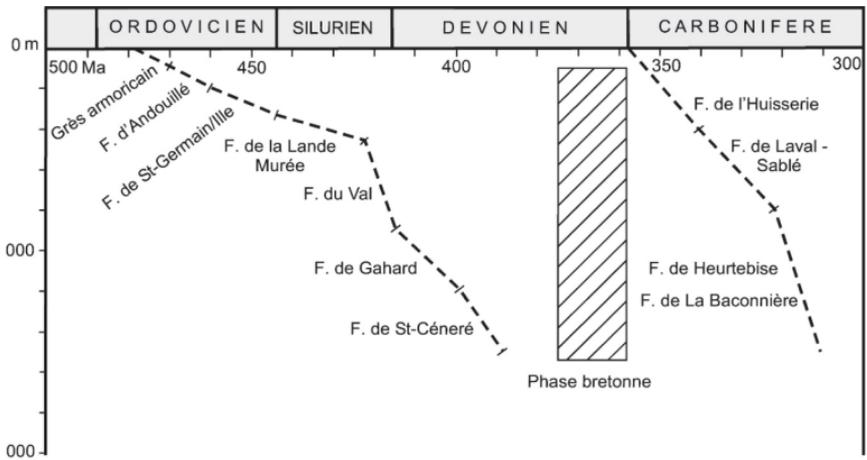


Fig. 11 - Courbes de subsidence des formations paléozoïques du synclinorium de Laval

éléments détritiques grossiers, remplacés par le dépôt de particules argileuses au sein desquelles s'intercalent des horizons carbonatés. Cette évolution se réalise soit dans un environnement calme, favorable aux dépôts argileux ou argilo-carbonatés (calcaire à grain fin, riche en algues), soit en milieu de plus forte énergie caractérisé par le dépôt de carbonates bioclastiques de type grainstone où se concentrent des niveaux d'accumulation de coquilles. L'environnement reste celui d'une plate-forme marine peu profonde, soumise à l'action des tempêtes, et sur laquelle s'individualisent des hauts fonds envahis par des organismes à tendance coloniale, constituant par place de véritables récifs (Poncet, 1985). En effet, à partir du Lochkovien supérieur-Praguien, la région se situe désormais à de basses latitudes de l'hémisphère austral (*cf.* « synthèse géodynamique ») sous climat tropical, propices au développement d'algues calcaires et surtout d'une riche faune benthique représentée par plus de 120 espèces de brachiopodes, gastéropodes, trilobites, lamellibranches, crinoïdes, polypiers, bryozoaires, vers.

Histoire carbonifère

Stade d'érosion de la chaîne bretonne

L'enregistrement de l'histoire carbonifère commence au Tournaisien avec le dépôt de la Formation de L'Huisserie à la suite d'une longue période marquée par l'absence de terrains du Dévonien moyen et supérieur. Faute de tendances à l'émersion des terrains appartenant à la formation de Saint-Cénére, il faut admettre que cette absence découle des effets combinés de l'érosion et de l'exondation des terrains fini-dévonien dont la cause est à rechercher dans les premières instabilités crustales imputables à la phase bretonne. Celles-ci se placent à la fin du Dévonien sous la forme de nettes tendances régressives enregistrées dans les sédiments fameniens du synclinorium du Ménez-Bélaire au Nord de Rennes (Paris *et al.*, 1982). La nouvelle datation des nappes ignimbritiques situées à l'extrême base de la Formation de L'Huisserie à 376 ± 3 Ma, soit un âge dévonien supérieur (limite Frasnien-Famennien), renforce cette proposition.

La Formation de L'Huisserie, composée d'un empilement de séquences granodécroissantes terrigènes, se dépose dans un environnement fluvial marqué par la construction d'un système de cônes alluviaux coalescents édifié sur le piémont des reliefs de la jeune chaîne bretonne. Les conglomérats à pourcentage de matrice élevé (15 à plus de 50 %) riches en matrice et dépourvus de structures internes représentent des coulées de débris mises en place lors de fortes crues. Les faciès plus fins se déposent à l'écart des chenaux pendant la période de débordement des crues. L'empilement de séquences traduit une certaine instabilité à la fois du niveau marin et du substrat. Cette dernière est entretenue par une tectonique active liée à la surrection de la chaîne bretonne à

l'origine de reliefs continuellement réactivés alimentant les grandes coulées de débris. La persistance des mouvements bretons au début de la période carbonifère est attestée par l'intense activité volcanique dont certains produits (nappes ignimbritiques aériennes) peuvent être intercalés dans la Formation de L'Huisserie (Mary et Le Gall, 1985).

À l'échelle du synclinorium de Laval, les reliefs importants se situent surtout sur le flanc nord là où la Formation de L'Huisserie montre le plus grand nombre de séquences et où les conglomérats sont les plus épais et les plus grossiers. L'érosion active et la succession probablement rapide des séquences sédimentaires dans ce secteur nord du synclinorium expliquent aussi l'absence de niveaux houillers interstratifiés dans la Formation de L'Huisserie (Pelhâte, 1971), par contraste avec le domaine méridional dans lequel les niveaux de charbons sont nombreux. La répartition de ces niveaux illustre un compartimentage du bassin en touches de piano avec migration des aires phytogènes (Houlgatte *et al.*, 1988). Dans ce secteur méridional, la partie supérieure de la Formation de L'Huisserie est soumise aux premières influences marines (lèche marine de Bois-Gamats ; carte Cossé-le-Vivien) précédant l'installation, au Tournaisien supérieur, de la future plate-forme carbonatée. Dans le domaine nord du synclinorium, la transition entre les faciès continentaux de L'Huisserie et les premiers carbonates de la plate-forme marine est soulignée par le dépôt de sédiments terrigènes à matrice carbonatée riche en faune benthique (Formation de Changé).

Stade de plate-forme carbonatée (modifié d'après Pelhâte, 1971 ; Houlgatte *et al.*, 1988)

Dans le bassin de Laval, à partir du Tournaisien supérieur et durant presque tout le Viséen, s'établit une sédimentation carbonatée sur une plate-forme dont l'histoire sédimentaire présente des caractéristiques différentes de part et d'autre d'une ligne Changé – Sablé, interprétée comme l'emplacement d'une zone de flexure, séparant un domaine nord peu profond d'un domaine méridional plus subsident.

Au Nord de cette ligne, dans le secteur s'étendant de Bourgneuf-la-Forêt à Louvermé (limite orientale de la carte) et se prolongeant largement vers le Sud-Est jusque dans les environs de Saint-Pierre-sur-Erve (carte Meslay-du-Maine), la sédimentation calcaire succède aux dépôts gréseux de la Formation de Changé. Dès le Tournaisien supérieur, et au cours du Viséen, se déposent des calcaires bioclastiques à riche faune benthique diversifiée (brachiopodes, gastropodes, lamellibranches, tétracoralliaires, tabulés, trilobites), accompagnée de foraminifères et d'un grand développement d'algues, avec surtout des Dasycladacées. Ces calcaires, typiques des faciès proximaux de la Formation de Laval-Sablé, renferment de petits biostromes à brachiopodes et des horizons oolithiques. Le milieu de dépôt est celui d'une plate-forme marine peu profonde,

accidentée de quelques hauts fonds, et soumise à l'influence des courants et des vagues. Les eaux sont chaudes, bien oxygénées et riches en calcium. Dans la région de Changé, les calcaires de Laval – Sablé hébergent des niveaux de calcaire argileux à spicules de spongiaires (spongolithes) et à silexites, dénotant un environnement plus abrité (golfe ?), propice à une sédimentation plus fine, dépourvue d'algues. L'abondance de silice dans ce milieu serait tributaire des phases ultimes de l'intense activité volcanique s'exerçant dans ce secteur au Tournaisien.

Au Sud de la ligne Changé-Sablé, sur tout le domaine s'étendant de Bourgon à Saint-Pierre-la-Cour et continuant vers l'Est par Saint-Berthevin et la ville de Laval, avant de gagner la région de Sablé, l'instauration d'une sédimentation carbonatée s'effectue de façon plus graduelle et n'est effective qu'au Viséen inférieur avec le dépôt des faciès carbonatés à dominante distale de la Formation de Laval – Sablé. Cette sédimentation succède aux faciès terrigènes à faune marine benthique du Tournaisien supérieur (Formation de Changé) dont la richesse en sidérite évoque un milieu plutôt laguno-marin, en communication restreinte avec la mer ouverte. Durant le Viséen inférieur, dans un environnement de plate-forme plus profonde (rampe profonde ?) se déposent des calcaires en petits bancs, micritiques, à débris de crinoïdes (secteur Changé – Laval) voisinant avec des faciès récifaux de type monticules de boue (mud-mounds) (secteur de Saint-Pierre-la-Cour). Édifiés sur des hauts fonds tapissés de crinoïdes, ces faciès « waulsortiens » se composent d'une alternance de calcaire micritique riche en bryozoaires et algues et de biomicrorite à crinoïdes. Cette alternance reflète l'instabilité du niveau marin, une diminution relative de la tranche d'eau favorisant une influence croissante de la houle et des vagues de tempête responsables de la destruction des colonies de bryozoaires et des algues et leur remplacement par des prairies à crinoïdes. Au Viséen moyen, les faciès récifaux périssent du fait de leur envasement massif tandis qu'à l'entour des hauts fonds récifaux sédimentent des boues carbonatées à débris crinoïdiques, ou de leur recouvrement par des dépôts de cendres volcaniques (Saint-Pierre-La-Cour). Au Sud de Changé, les termes sommitaux des calcaires de Laval-Sablé se chargent d'apports terrigènes et siliceux. Ils renferment des lits à spicules de spongiaires et des horizons de cinérites, témoins des dernières crises volcaniques de la région. Ce retour de la sédimentation à dominante volcano-détritique annonce le dépôt de la Formation namurienne de Heurtebise, conduisant à terme au comblement du bassin de Laval.

Stade de comblement du bassin

Le retour au Viséen supérieur-Namurien d'une sédimentation volcano-détritique terrigène marque la fin du fonctionnement du bassin en domaine de plate-forme carbonatée. On assiste au dépôt de la Formation de Heurtebise (ex. « Schistes de Laval ») qui va caractériser le dernier stade, celui du comblement du bassin. Ces dépôts sont fins, encore sous influence marine à la base, et

représentés par des siltites et argilites, en fines lamines à figures de charge ou en lentilles, des intercalations et de fins niveaux de grès argilo-micacés à forte composante volcanogène. Tous ces faciès résultent en majeure partie du remaniement de matériaux d'origine essentiellement volcanique, déposés en milieu laguno-marin à lacustre, et très pauvres en faune benthique. À ces sédiments volcano-détritiques sont également associés régionalement des dépôts phytogènes à l'origine des couches houillères signalées notamment sur la carte Meslay-du-Maine (Ménillet *et al.*, 1988). C'est également au cours de cette période, plus précisément au Namurien inférieur, que l'on assiste dans la région de La Baconnière au remplissage et au comblement d'un petit bassin, enclavé dans les terrains dévonien (Formation de Saint-Cénére). Les dépôts y sont représentés par une alternance rythmique de conglomérats à galets noirs à radiolaires, de grès grossiers à fins, et de siltites fortement chargées en matières phytogènes (roseaux, fougères) à l'origine des couches houillères exploitées sur La Baconnière.

Du Viséen supérieur au Namurien, on assiste donc au comblement du bassin, avec un milieu de sédimentation évoluant progressivement d'un contexte marin au Viséen supérieur vers un environnement lagunaire puis lacustre.

Les Formations de Heurtebise et de La Baconnière vont par conséquent marquer la fin d'un grand cycle sédimentaire démarré au Tournaisien.

Tous ces apports détritiques et volcano-détritiques qui succèdent brutalement à une sédimentation carbonatée et qui vont se mettre en place dans un milieu de moins en moins profond, ainsi que cette compartimentation des différents faciès au travers de la géométrie du bassin, attestent très nettement d'une instabilité de plus en plus marquée du bassin à partir du Viséen supérieur, liée à une réactivation brutale des failles bordières cisailantes et à un fonctionnement de type « pull-apart » (Houlgatte *et al.*, 1988).

Stade de structuration du bassin (d'après Houlgatte *et al.*, 1988)

Ce dernier stade correspond à l'une des phases majeures de l'histoire géologique de la région. Le bassin de Laval est comblé et toute la région (et au-delà) va être soumise entre la fin du Namurien et le Stéphaniens à une importante phase de plissement et d'écaillage entraînant la fermeture définitive du bassin et la structuration actuelle du synclinorium de Laval et du socle briovérien de Bretagne centrale.

Toute la région, déformée, plissée, est émergée et va continuer à enregistrer les derniers effets de l'orogénèse varisque (fracturation). On assiste dès lors à une phase de continentalisation marquée par l'érosion et la pénépléation de ce massif.

Les matériaux résultant de l'altération des différents terrains présents sont évacués dès le Carbonifère supérieur (Stéphanien) et vont être accumulés et piégés dans des petites dépressions lointaines ou locales, telles que celle de Saint-Pierre-la-Cour, sous la forme d'une alternance de poudingues, de grès et de schistes argileux riches en empreintes végétales et auxquels sont associées des couches charbonneuses. Le climat demeure chaud, humide et avec une végétation luxuriante.

MÉSOZOÏQUE-CÉNOZOÏQUE

Au cours de cette période, la région restera globalement émergée, stable, soumise à une altération météorique intense, aux agents de l'érosion et progressivement pénéplanée. Le climat est chaud et humide et favorise une altération intense des roches affleurantes pouvant être accompagnée de phénomènes de latéritisation et de ferruginisation. À ce jour, aucune trace attestant d'une éventuelle submersion depuis la fin des plissements varisques jusqu'à la fin du Crétacé inférieur n'a été décelée dans la région de Laval.

Les témoins les plus proches des grandes transgressions jurassiques et crétacées en provenance du bassin de Paris se situent à quelques dizaines de kilomètres à l'Est. Ainsi, les témoins de **la transgression marine liasique** reposent directement sur ce socle varisque et se situent dans les zones de Loué et La Flèche (marno-calcaires du Pliensbachien), sur le secteur de Sillé-le-Guillaume (Toarcien marin à céphalopodes), dans la région de Villaines-la-Juhel (calcaires à silex aaléniens). Ces secteurs situés sur la bordure ouest du Bassin de Paris seront soumis durant une partie du Jurassique inférieur à moyen et jusqu'au Callovien au maximum (selon les zones) à des variations du niveau marin avec une succession de transgression et de régression. Celles-ci n'atteindront jamais le socle varisque pénéplané présent dans la région de Laval.

Toute cette bordure socle varisque-Bassin de Paris sera globalement émergée à la fin du Jurassique moyen et soumise à l'altération.

Il faudra en fait attendre le Crétacé supérieur, pour observer les premières traces d'une invasion marine post-paléozoïque, correspondant à la **grande transgression du Cénomaniens inférieur et moyen**. La mer du Crétacé (Cénomaniens) va largement déborder les lignes des rivages jurassiques connus et s'étaler au-delà vers l'Ouest jusque dans les régions de Laval, La Guerche de Bretagne ou Mayenne où quelques témoins en place ou remaniés ont pu être préservés et observés. Ces sédiments à caractère littoral marin à l'Est (argiles à glauconie), plus détritiques vers l'Ouest (sablo-graveleux) recouvrent en discordance la surface d'érosion jurassique. Ce sont par exemple les Sables et graviers quartzeux du Maine, visibles plus à l'Est, transportés d'Ouest en Est vers la mer cénomaniens par les fleuves descendant du Massif armoricain et

déposés en avant de la transgression et sur la bordure littorale. Dans la région de Laval, ces témoins crétacés sont présents dans des petits fossés d'effondrement, au niveau de Thévalles et du quartier Saint-Nicolas à Laval (feuille Cossé-le-Vivien, Vernhet *et al.*, 2009), plus au Nord sur Mayenne (carrière de Glaintin, Vernhet *et al.*, 2009), à l'Ouest dans la région de La Guerche de Bretagne (Trautmann *et al.*, 1997). Si la submersion totale de la région par la mer cénomaniennne reste encore à prouver, il n'en demeure pas moins qu'une inondation partielle de ce secteur a eu lieu au cours de cette période dans des zones déjà situées en dépression.

À la fin du CénoManien, la mer régresse progressivement (au Sénonien dans la région de La Flèche), faisant émerger les secteurs qui étaient précédemment inondés. Toute la région est de nouveau soumise à un régime d'altération continentale qui se poursuivra jusqu'à nos jours.

Au cours du Paléogène et du Néogène, les terrains toujours soumis à l'altération, au lessivage et au transport des éléments, subissent également des phénomènes plus ponctuels de désilicification ou au contraire de silicification, et de ferruginisation. L'ensemble de ces phénomènes va engendrer la mise en place de formations essentiellement continentales, localement sous influence marine. C'est également au cours de cette période (Tertiaire) que vont se mettre en place dans la région, en réponse aux plissements alpins et pyrénéens, plusieurs petits fossés d'effondrement (Thévalles, Céaucé et Chantrigné au Nord ; probablement déjà amorcés au Crétacé, voire avant ?), délimités par les jeux des accidents N160° à N180°E. Ils vont permettre de préserver localement des sédiments marins d'âge crétacé et vont piéger les niveaux essentiellement détritiques, lacustres à fluviaux, de l'Éocène-Oligocène.

La grande transgression pliocène en provenance de l'Est n'a apparemment pas atteint la région, tout du moins de façon franche. Elle a par contre certainement eu une influence indirecte sur cette zone en modifiant la dynamique et la géométrie du réseau hydrographique anté-pliocène et en provoquant par là même un remodelage de la surface anté-pliocène. On peut penser (?) que le milieu continental lacustre à fluvial présent à l'Éocène a progressivement évolué au cours du Pliocène vers un milieu continental, mais plus proche de la mer, de type deltaïque à estuarien, avec la possibilité d'invasions marines faibles et très localisées régionalement. Ceci expliquerait la présence de ces grands épandages de sables, graviers et galets (remaniés depuis le début du Tertiaire jusqu'au Pliocène) sur toute la région, et à des altitudes très diverses.

La fin du Néogène se marque par une importante période de refroidissement avec les grandes glaciations plio-quatennaires qui vont toucher toute l'Europe du Nord. Une vingtaine de périodes glaciaires froides vont alterner avec des périodes interglaciaires plus tempérées et contribuer au façonnage et à la morphologie actuelle de la région. Les vallées vont se creuser avec la mise en

place de plusieurs niveaux de terrasses alluviales. L'altération par fragmentation (alternance gel-dégel) combinée au colluvionnement et à la solifluxion des éléments va contribuer à alimenter les formations de pente. C'est également au cours de cette période que vont se mettre en place dans la région les principaux dépôts éoliens de loess, sous l'action des vents d'Ouest, par soufflage local ou à partir de stocks fins transportés sur plusieurs centaines de kilomètres.

Les derniers millénaires traduisent une action de plus en plus importante de l'homme sur son environnement avec notamment :

- le développement de l'industrialisation entraînant les problèmes de pollution et climatiques que nous connaissons ;
- une extraction et consommation plus ou moins contrôlées des combustibles fossiles mais également matières premières minérales et métalliques, avec les conséquences que cela peut ou a pu avoir sur la nature (exemple : destruction de massif forestier pour l'exploitation de la houille) ;
- le développement d'une culture intensive (remembrement, suppression de haies, drainages) favorisant l'érosion des sols et leur appauvrissement, et les crues des cours d'eau.

ÉVOLUTION TECTONO-MÉTAMORPHIQUE

L'évolution tectonométamorphique de la région de Laval porte sur trois grands ensembles (*cf.* fig. 12, hors texte, et coupe et schéma structural sur la carte) :

- au Nord le domaine mancennien, représenté ici par des terrains sédimentaires et cristallins d'âge néoprotérozoïque *s.s.* (Briovérien et batholite mancennien) ;
- au Sud le domaine de Bretagne centrale, constitué de terrains sédimentaires d'âge néoprotérozoïque à cambrien basal (Briovérien) ;
- coincé entre ces deux domaines, le synclinorium paléozoïque de Laval, avec des terrains s'étageant ici de l'Ordovicien au Carbonifère.

DÉFORMATIONS ET MÉTAMORPHISMES DANS LES TERRAINS BRIOVÉRIENS

Rappel : les terrains briovériens présents sur la carte de Laval sont situés dans deux domaines structuraux bien distincts :

- au Nord du synclinal paléozoïque de Laval, le Domaine mancennien ou nord-armoricain, avec un âge des terrains attribué au Néoprotérozoïque supérieur *s.s.* La structuration et le métamorphisme des formations briovériennes présentes dans ce domaine sont directement contrôlés par les phases de plissements-

fracturation et l'activité magmatique caractérisant l'orogénèse cadomienne (entre 600 Ma et 540 Ma) ;

– au Sud de ce synclinal, le Domaine de Bretagne centrale, ou centre-armoricain, avec un âge des terrains rapporté au Néoprotérozoïque supérieur-Cambrien basal. À l'inverse de la zone située au Nord, les terrains briovériens ici présents n'ont pas ou peu ressenti les effets de la phase cadomienne et ont été structurés, déformés, métamorphisés au cours du Paléozoïque (Dévono-Carbonifère essentiellement) sous les effets des déformations fragiles-ductiles et du magmatisme associés à l'orogénèse varisque (entre 400 et 300 Ma).

La différence dans l'évolution structurale de ces deux domaines est probablement étroitement liée à la présence de l'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.

Les grands accidents cisailants de la région, certainement très anciens dans l'histoire géologique régionale (dès le Néoprotérozoïque ?), ont également sans aucun doute joué un rôle majeur dans l'individualisation de ces deux domaines.

Déformations et métamorphismes du Briovérien dans le domaine mancellien : l'orogénèse cadomienne

Les terrains briovériens mancelliens vont ici, comme dans toute la Mancellia, enregistrer deux événements majeurs caractérisant l'orogénèse cadomienne, d'une part une importante phase de plissement accompagnée d'un métamorphisme régional, puis d'autre part, peu de temps après, une importante activité magmatique se marquant par la mise en place au sein de ces terrains déjà déformés d'un important massif granitique, le batholite mancellien. Celui-ci, daté à 540 ± 10 Ma (valeur de référence ; *cf.* description des terrains) va engendrer au sein des terrains sédimentaires néoprotérozoïques un métamorphisme de contact (thermométamorphisme) avec, selon le degré de recristallisation, l'individualisation de deux auréoles de métamorphisme de contact : la ceinture des cornéennes au plus proche des granitoïdes, et celle des « Schistes tachetés ».

Phase de plissement cadomienne et métamorphisme associé

Les terrains briovériens du Domaine mancellien sont affectés par une déformation plicative que l'on associe à l'une des phases tardives de l'orogénèse cadomienne. Bien que l'on puisse sur le terrain prendre quelques mesures ponctuelles de plans de stratification et de schistosité, les observations restent néanmoins discrètes en raison de la pauvreté et de la médiocrité des

affleurements, de la rareté des plis et microplis, et de l'intensité de la recristallisation affectant ces roches (métamorphisme thermique lié aux granites).

Sur la carte de Laval, les terrains briovériens sont pratiquement tous cornéifiés, à l'exception du secteur de Bourgon où un niveau en contexte tacheté, altéré, a pu être identifié par J. Le Gall et P. Gigot.

Les informations données ci-dessous résultent en grande partie de l'expérience et de la connaissance acquise sur ces terrains, en contexte non métamorphique, lors des études menées par C. Le Corre (1977), J. Chantraine *et al.* (1982, 1986, 1988), L. Dupret et J. Le Gall (1984) et des levers des cartes voisines d'Ernée (Lerouge *et al.*, 2009), Mayenne (Vernhet *et al.*, 2009), Landivy (Vernhet *et al.*, 1997), Domfront (Vernhet *et al.*, 1996), et Fougères (Dadet *et al.*, 1981).

Les plis sont synschisteux, serrés, d'ordre décamétrique à plurihectométrique, droits à plus ou moins déversés vers le Sud, orientés selon une direction moyenne comprise entre N70° à N80°E, avec un plongement axial majoritairement penté vers l'Est. Cette direction moyenne de N70°E constitue la direction majeure de structuration, visible depuis ce secteur jusqu'au Nord dans la région de Saint-Lô-Caen. Elle ressort très distinctement sur la carte de Laval, dans les terrains situés au Nord du massif granitique de La Croixille dans la région de Chailland ainsi qu'en bordure sud du massif d'Alexain (Andouillé).

Ces plis présentent en général des flancs très redressés à subverticaux. La schistosité est de plan axial, quasiment parallèle au plan de stratification S0, et marquée par une légère recristallisation des minéraux voire un début de néoformation. Elle est plus marquée dans les faciès silteux, avec un alignement des minéraux phylliteux et des minéraux opaques lui donnant un caractère de type « flux naissant ».

Dans les secteurs non affectés par le métamorphisme de contact (au Nord sur Ernée), cette phase de plissement est accompagnée d'un métamorphisme régional de faible intensité de type anchi-épizone.

Cette phase de plissement constitue probablement un événement avant-coureur de la montée du stock magmatique cadomien.

Métamorphisme de contact associé aux granodiorites cadomiennes

La mise en place du batholite mancellien, représenté ici par les massifs de La Croixille et d'Alexain, s'accompagne d'une phase de métamorphisme thermique de contact affectant tous les terrains briovériens situés au voisinage direct de ces massifs.

Deux auréoles de métamorphisme peuvent être distinguées :

- l'auréole des cornéennes, bordant les granites, la plus intense au niveau de recristallisation et néoformation (*cf.* description des terrains). Elle concerne pratiquement tous les terrains briovériens mancelliens présents sur la carte de Laval ;
- l'auréole des « Schistes tachetés », en bordure externe de la précédente, marquée par un degré de recristallisation et de néoformation moindre (secteur de Bourgon).

Malgré l'intensité de ce métamorphisme, les structures sédimentaires et plans de stratification et de schistosité, antérieurs à ce métamorphisme thermique, peuvent localement encore être distingués. Leur présence permet en particulier de confirmer dans cette partie de la Mancellia (cartes Ernée, Mayenne, Landivy) l'antériorité de la phase de plissement par rapport à la mise en place des granites, les néoformations minérales associées au thermométamorphisme, en particulier les blastes de cordiérite, se surimposant très distinctement à la schistosité principale cadomienne.

Déformations et métamorphismes du Briovérien dans le domaine de Bretagne centrale : l'orogénèse varisque

Dans le domaine de Bretagne centrale, les formations briovériennes (Néoprotérozoïque supérieur à Cambrien basal) présentent une structuration identique à celle des terrains paléozoïques du bassin de Laval, la discordance très légère visible en cartographie témoignant 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 admise comme étant liée à la phase de plissement majeure varisque d'âge carbonifère (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), ainsi qu'une importante activité magmatique basique à acide (filons doléritiques, leucogranite du Pertre, volcanisme ignimbrétique et rhyolitique).

Phase majeure synschisteuse E1

Sur la carte de Laval, les terrains briovériens du Domaine centre-armoricain sont localisés sur la bordure sud du synclinorium de Laval où ils constituent une petite bande s'étendant de la forêt du Pertre à l'Ouest jusqu'à Loiron à l'Est. Ils sont dans la majorité des cas très altérés, argilisés et rarement observables à

l'affleurement. Les rares mesures structurales qui ont pu être prises (à l'Ouest de Loiron) font néanmoins ressortir une direction moyenne des couches briovériennes N110° à N120°E identique à celle observable dans le Paléozoïque (N110° à N130°E).

Jusqu'à présent, aucune déformation antérieure E0 n'a pu être clairement identifiée dans ce domaine briovérien. 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'Arenig (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.

Toutes les études réalisées sur cette région confirment bien que la structuration du Briovérien de Bretagne centrale est liée à une phase de plissement (E1) majeure, synschisteuse, d'importance débordant largement le cadre régional, et ayant notamment contribué à la structuration du synclinorium de Laval. L'âge de cette phase de plissement est relativement bien calé, situé entre le Namurien inférieur (schistes de Heurtebise, bassin namurien de La Baconnière, déformés) et le Stéphaniens (Formation de Saint-Pierre-la-Cour peu déformée), soit un laps de temps compris entre le Namurien supérieur et le Westphalien.

Dans le Briovérien, les plis 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 de Laval. À l'approche du contact avec le Paléozoïque, on note une tendance au déversement et au chevauchement vers le Nord. À une échelle plus fine, des plis décimétriques à pluridécimétriques peuvent également être observés sur le secteur de Cossé-le-Vivien (Chantraine *et al.*, 1982 ; Guérangé *et al.*, 1983, *in* Vernhet *et al.*, 2009), géométriquement identiques aux mégastructures, droits, localement déjetés. Ces plis sont accompagnés d'une schistosité S1 de plan axial, de type fracture ou de flux naissant, selon la nature lithologique des terrains, très redressée à subverticale, subparallèle à parallèle aux structures varisques.

Ponctuellement, en bordure de la Mayenne (feuille Cossé-le-Vivien) une schistosité de crénulation S2, identique en direction mais à pendage différent, peut être observée, probablement liée aux jeux de cisaillements ou à la présence d'intrusions en profondeur (Plaine, 1976 ; Chantraine *et al.*, 1982 ; Guérangé *et al.*, 1983).

Métamorphismes varisques dans le Briovérien de Bretagne centrale

La phase de plissement majeure E1 est accompagnée d'un métamorphisme régional synschisteux et de très faible gradient, à illite-chlorite. Les études réalisées sur ce domaine de Bretagne centrale, notamment celles de J. Plaine (1976), J. Chantraine *et al.* (1982), et de J. Guérangé *et al.* (1983) ont permis de mettre en évidence un gradient de métamorphisme de faible intensité, évolutif du Nord vers le Sud, de type anchizone entre Laval et Château-Gontier avec des indices de cristallinité des illites compris entre 2,5 et 3,2, limite anchizone-épipzone au Sud de cette même ville avec des valeurs oscillant entre 2,0 et 2,5.

Bien qu'il ne soit pas présent sur cette carte de Laval, on signalera également l'existence d'un métamorphisme thermique d'âge varisque lié à la mise en place au Sud et à l'Ouest au sein des terrains briovériens. (feuilles de La Guerche-de-Bretagne, Vitré, et Cossé-le-Vivien) de petits pointements granitiques tels que le leucogranite du Pertre. L'importance des auréoles de métamorphisme de contact y est limitée, en proportion avec la taille de l'intrusion, mais on y retrouve les deux auréoles de cornéennes et de « Schistes tachetés ».

La présence du massif leucogranitique du Pertre mais également de faciès volcaniques répartis sur toute la région de Laval (formation de L'Huisserie, massif d'Entrammes) atteste d'une importante activité magmatique à laquelle on peut sans aucun doute associer une forte activité hydrothermale à l'origine des concentrations antimonières et aurifères de la région (gisement Au-Sb de la Lucette, axe aurifère des Miaules). Rappelons que le leucogranite du Pertre a été daté à 343 ± 3 Ma, soit à la limite entre le Tournaisien et le Viséen (Cocherie, 2007 ; *in* Vernhet *et al.*, 2009).

Âge de cette déformation majeure

Tous les auteurs sont maintenant d'accord pour admettre qu'il n'existe qu'une seule phase majeure E1 de déformation, d'âge varisque. Si tous s'accordent pour lui attribuer un âge carbonifère, les idées divergent par contre concernant l'âge exact de cette phase de plissement, les uns se basant sur les différents magmatismes ayant affecté la Bretagne centrale, les autres 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 jalonnant les grands cisaillements dextres du 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 et stéphaniens atteste clairement d'une phase de plissement majeure au Namurien supérieur-Wesphalien 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 déjetés 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 la zone centre-armoricaine, 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 Chateaulin, puis très peu de temps, après en bordure NE du domaine centrale armoricain, du bassin de Laval (Gumiaux *et al.*, 2004).

Durant le Viséen, l'extension des dépôts sédimentaires s'effectue sur les sédiments paléozoïques déjà en place 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 Chateaulin, 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 syncinématiques qui fixent l'âge de la déformation (Berthé *et al.*, 1979 ; Bernard-Griffiths *et al.*, 1985) continueront à fonctionner tardivement durant le Carbonifère supérieur.

Au Carbonifère supérieur, une importante phase de plissement E1, se situant dans le temps entre le Namurien inférieur (terrains plissés) et le Stéphien (formation de Saint-Pierre-la-Cour, peu déformée) va affecter l'ensemble des terrains néoprotérozoïques de Bretagne centrale et ceux du bassin paléozoïque de Laval. Elle se caractérise par des plis droits à schistosité subverticale à verticale.

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).

Fracturation dans les terrains briovériens (domaines mancellien et de Bretagne centrale)

Plusieurs réseaux de fracturation peuvent être distingués sur la carte de Laval. Ils se matérialisent soit directement sur le terrain par la présence de filons ou filonnets de quartz, de zones mylonitisées, de miroirs de failles, ou par d'importants décalages latéraux ou verticaux, soit cartographiquement par la topographie et la structuration du réseau hydrographique.

Dans le domaine de Bretagne centrale, les principaux réseaux de failles se classent selon les 3 directions suivantes :

- N100° à N130°E ;
- N10° à N50°E ;
- N160° à N180°E.

Réseau de failles N100° à N130°E

C'est l'un des plus importants dans ce domaine sud, à valeur régionale. Il se marque sur le terrain par d'importants alignements de quartz filonien blanc laiteux, notamment au niveau de la forêt du Pertre, ainsi qu'au Sud (carte Cossé-le-Vivien) sur les bordures nord et sud du leucogranite du Pertre. L'abondance de filons quartzeux dans ce secteur est certainement en partie à l'origine de l'argilisation très poussée des terrains briovériens (rôle de drains). Cette densité de filons marque sans aucun doute le couloir de faille lié au Cisaillement nord-armoricain (CNA). Ces observations permettent d'attribuer, à au moins l'un des jeux de ce réseau de failles et du CNA, un âge carbonifère, synchrone à postérieur au granite du Pertre.

Réseau N10° à N50°E

Ce système de failles est très bien marqué dans les secteurs de Loiron et de La Gravelle, entraînant en particulier un compartimentage des formations paléozoïques et un décalage des blocs sur près de 500 m de long. Souligné par quelques blocs de quartz dans le Paléozoïque, il est en grande partie masqué par les altérites argileuses du Briovérien. L'âge de ce réseau est probablement tardif par rapport au réseau précédent qu'il paraît décaler.

Réseau de failles N160° à N180°E

Ce réseau est représenté par des failles subméridiennes caractérisées par un important rejet horizontal, apparemment dextre, pouvant décaler les couches sur plusieurs centaines de mètres de long. Ce jeu de faille, bien visible dans le

Paléozoïque, est par contre moins net dans le Briovérien argilisé où il se marque essentiellement par la présence d'importants blocs de quartz atteignant pour certains le mètre cube. La plus belle structure faillée sur ce secteur se situe à moins d'un kilomètre à l'Est de La Gravelle, avec une structure filonienne quartzreuse N160°E recoupant le Briovérien sur près de 2 km de long, et se poursuivant au Nord dans le Paléozoïque. Cette fracturation est bien connue régionalement, sous la forme de couloirs ou faisceaux de failles pouvant atteindre plusieurs dizaines de kilomètres de long, et souvent jalonnés de zones cataclasées et/ou schistosées. L'âge de ce réseau de failles est considéré tardi-varisque, avec également des rejeux au cours du Tertiaire qui vont en particulier conditionner la mise en place et la géométrie des différents petits fossés d'effondrement d'âge éocène-oligocène présents dans la région (bassins de Chantrigné et Aron, Vignerresse, 1986 ; Ollivier-Pierre *et al.*, 1988 ; de Céaucé, Vernhet *et al.*, 1995 ; de Thévalles, Vernhet *et al.*, 2009).

Dans le domaine mancennien, les principaux réseaux de failles affectant les terrains briovériens ont les directions suivantes :

- N30° à N70°E ;
- N160° à N190°E.

Réseau N30° à N70°E

C'est de loin le mieux marqué dans le Néoprotérozoïque mancennien, caractérisé ici par des structures de près de 18 km de long se poursuivant au Nord sur la carte d'Ernée.

Ces accidents majeurs recoupent aussi bien le Briovérien métamorphique que le Paléozoïque, délimitant des contacts anormaux Briovérien-granite, socle-Paléozoïque ou des écaillages de socle au sein du Paléozoïque. Deux structures ressortent distinctement dans le quart NW de la feuille Laval, l'une entre Bourgon au Sud et Chailland au Nord se poursuivant au-delà sur la feuille d'Ernée jusqu'à Vautorte, la seconde au niveau de La Croixille, se prolongeant également jusque dans la région d'Ernée. Ces accidents s'incurvent du Sud vers le Nord, avec des jeux en relai, et sont marqués, outre les contacts anormaux faillés, par d'importants filons de quartz, tels que ceux de Juvigné et Chailland (la Jubertière). Plus au Nord dans la région d'Ernée (Lerouge *et al.*, 2009), ces structures sont également jalonnées de brèches et de cataclasites pouvant localement atteindre plusieurs dizaines de mètres de puissance, et d'écailles.

Ces failles montrent dans la région un jeu majoritairement senestre entraînant un écaillage des formations vers le SE. Elles sont considérées comme contemporaines du Cisaillement nord-armoricain dont elles constituent des failles satellites ou conjuguées. À la vue des connaissances acquises plus au Nord en Normandie, on peut également envisager un jeu nettement plus ancien de ces accidents, au moins cadomien, ayant en partie conditionné la

sédimentation du Briovérien. Le jeu varisque du CNA n'aurait fait que réactiver ces structures anciennes.

Réseau N160° à N190°E

On retrouve dans ce domaine nord-armoricain ces directions correspondant à des petites failles subméridiennes, peu visibles dans les terrains briovériens, mais par contre bien marquées dans les formations paléozoïques qu'elles décalent. Ces failles sont considérées tardi-varisques à rejeu tertiaire.

DÉFORMATIONS ET MÉTAMORPHISME DANS LES TERRAINS PALÉOZOÏQUES

L'absence de Dévonien supérieur dans la région et le fait qu'il existe une obliquité nette entre les séries du Carbonifère inférieur sur leur substrat daté du Dévonien suggère que la région a subi un léger soulèvement et une flexuration des couches avant la mise en place du Carbonifère. 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). Les analyses structurales réalisées dans les deux ensembles volcano-sédimentaires indiquent une concordance parfaite entre les structures (Plaine, 1976) qui conduit à penser qu'il y aurait une disharmonie entre le Carbonifère et son substrat paléozoïque (Houlgatte *et al.*, 1988).

Or les dépôts du Carbonifère inférieur reposent bien en discordance sur les terrains sous-jacents, la plupart du temps, sur les formations du Silurien (Formation de Gahard pour l'essentiel). Au Sud de Le Genest – Saint-Isle, les conglomérats de L'Huisserie reposent directement sur la Formation du Val. Il en est de même plus à l'Ouest dans le secteur de Saint-Pierre-la-Cour, et sur la bordure sud, où la discordance atteint même les formations de l'Ordovicien (Formation d'Andouillé). L'obliquité de la discordance traduit un basculement du bâti à l'échelle de la carte ou une flexuration par redressement des séries dans la partie septentrionale de la synforme de Laval. Cette déformation caractérise la phase bretonne, prémice des événements qui vont se développer au Carbonifère. Elle n'est marquée dans le secteur que par une déformation souple peu intense du bâti, et de son érosion partielle avant la mise en place du Carbonifère.

La mise en place du Carbonifère inférieur est associée à une déformation cassante avec la formation de bassins en « pull-apart » le long de couloirs de cisaillement N120°E. Les déformations sont associées à des cisaillements senestres accompagnés par un volcanisme suggérant un début de rifting probable sur une croûte amincie qui cessera pendant le Viséen et la mise en place

de la plate-forme carbonatée. La reprise de la tectonique cisailante avec le Namurien permet un compartimentage des aires de dépôts qui disparaîtra avec la phase de plissement qui débute au Westphalien et qui correspond à la principale phase de déformation pour le Paléozoïque (phase de plissement E1).

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 et du rejeu des structures antérieures. Cette phase de déformation correspond à la phase de déformation paroxysmale.

Le synclinorium paléozoïque décrit en carte une forme pyramidale avec une base passant par le Sud de la carte et un sommet au Nord de La Baconnière. Cette géométrie est le résultat de l'intersection des structures cadomiennes N70°E et des structures varisque N110°E. Le segment nord-ouest de cette structure correspond à une zone de pincement, large de 2 km tout au plus, rejoignant Vitry à l'Ouest et se prolongeant vers le Nord-Est au niveau du synclinal de Mayenne. Elle est marquée par un grand nombre de failles subverticales décrochantes transpressives dextres, laissant apparaître de nombreux lambeaux tectoniques, notamment dans le secteur de Bourgon. Vers le Nord-Ouest, elle est préservée sous la forme d'un synclinal pincé, déjeté vers le Sud et coïncé entre le granite d'Alexain au Sud-Est et les granites de Fougères et de La Croixille.

Pour le reste, les structures sont dominées par la direction varisque N110° à N130°E avec un large synclinorium d'amplitude kilométrique à fond plat à l'échelle de la carte mais caractérisé par un très grand nombre de plis de second et troisième ordres. Les structures sont généralement déjetées vers le Nord. Seuls les contrastes lithologiques et le passage d'une formation à l'autre permettent de mettre en évidence les structures d'échelle pluri-décamétrique. La faible quantité d'affleurements de qualité, l'absence de niveaux repères et la présence d'un grand nombre de structures de troisième ordre, voire d'ordre inférieur, parasitent les observations et ne permettent pas de réaliser de coupes suffisamment précises dans les terrains du Paléozoïque inférieur. À l'Est, l'incision de la Mayenne dans le massif, apporte suffisamment d'informations pour mettre en évidence la géométrie des structures plissées et faillées. Les déformations se caractérisent par des plis globalement droits et l'absence de vergence marquée (fig. 12). L'ensemble est affecté de failles subverticales dont une grande partie de l'accommodation correspond à des mouvements décrochants. Les structures résultent ici d'un serrage globalement Nord-Sud associé à une composante cisailante dextre. La bordure sud du synclinorium est affectée par un grand nombre de plis dissymétriques de second ordre clairement déjetés vers le Nord

et de failles inverses à pentes sud inclinées d'une soixantaine de degrés sur lesquelles s'observent un grand nombre de stries indiquant des mouvements inverses avec une composante décrochante dextre.

Dans la carrière de Saint-Pierre-la-Cour, les structures plissées faillées apparaissent clairement et permettent de mettre en évidence une structuration intense des séries par serrage du Sud vers le Nord (fig. 9 et fig. 13, hors texte). Dans la carrière, une série argilo-gréseuse est présente au niveau du front sud-ouest. À l'extrémité occidentale, cette série est très fortement altérée au point que les grès apparaissent transformés en sable jaune à roux accompagné de précipitations de fer. Le phénomène d'altération se poursuit tout le long du contact entre les calcaires et l'unité gréseuse. Cette intense altération masque l'existence d'une zone intensément fracturée au niveau de laquelle les phénomènes d'altération ont été facilités. Cette zone correspond à une faille inverse, chevauchante mettant la série gréseuse située sous les Calcaires de Laval en leur toit.

Les séries les moins compétentes présentent une schistosité peu pénétrative. Les formations silteuses, argileuses et grésosilteuses sont affectées par une schistosité de plan axial, généralement subverticale à inclinée vers le SSW (orientation moyenne N120°E).

Avec la mise en place d'une phase extensive en régime décrochant senestre au Carbonifère, vont apparaître et s'individualiser des bassins. Les réseaux de fracturation s'organisent selon la principale direction varisque N120°E et des directions secondaires N160° à N190°E. C'est dans la partie occidentale que les accidents méridiens sont les plus visibles. Les bordures occidentales et orientales du bassin de Saint-Pierre-la-Cour sont constituées par ces failles NNW-SSE. Vers le Sud elles rejoignent les chevauchements qui bordent le flanc sud du synclinorium de Laval. Vers le Nord, elles semblent s'amortir progressivement. Seule la faille qui borde la partie occidentale atteint les cisaillements subverticaux NE-SW constituant la limite sud du bloc contenant le granite de La Croixille. Cette faille parcourt plus de 10 km et les décalages apparents verticaux sont estimés à quelques centaines de mètres. La majeure partie de ces accidents n'est pas visible du fait du faible taux d'affleurement des roches dans la région.

Phase de plissement E2 dans le Paléozoïque

Au Stéphanien, l'activité compressive intense qui a régné précédemment laisse place à un régime plus calme permettant l'installation de petits bassins charbonneux avec la formation de forêts luxuriantes. Les observations menées dans la carrière de Saint-Pierre-la-Cour (fig. 13, hors texte) ainsi que celles effectuées lors de l'exploitation des veines de charbons (Mulot, 1974) font état

de déformations plicatives et faillées à l'origine de contacts tectoniques mettant en contact par failles les calcaires de Laval et les couches stéphaniennes. Au sein du bassin de la Germandière, les séries sont affectées par les plis de l'Embuche et de l'Effretais d'axe SW-NE. B. Mulot (1974) reprend une coupe réalisée par le général Jourdy de la Cuvette de la Balorais. L'auteur de la coupe indique une déformation cisailante dans le Sud donnant naissance à des plis déjetés vers le Nord. La présence du massif granitique de La Croixille forme une butée à l'origine de plis serrés droits (Mulot, 1974).

Ces structures témoignent de phénomènes compressifs tardifs mettant fin à la création des espaces de sédimentation au Carbonifère supérieur.

Métamorphisme varisque dans les terrains paléozoïques

Dans les unités paléozoïques de l'Est du Massif armoricain, et en particulier dans le synclinorium de Laval, la schistosité associée à la phase principale de plissement varisque correspond essentiellement à un clivage qui se présente de manière relativement frustrée dans les flancs des plis pour être plus intense dans le cœur des structures anticlinales et synclinales où le matériel peut avoir flué, notamment dans les formations carbonifères. La néogénèse des minéraux phylliteux, illite et chlorite, contenus dans les plans de schistosité, dénote le caractère synschisteux du métamorphisme régional dont l'âge se place entre le dépôt de la Formation d'Heurtebise (Namurien) et celle de Saint-Pierre-la-Cour (Stéphanien), donc au Westphalien au sens large. La schistosité qui affecte la couverture paléozoïque inférieure, de l'Ordovicien au Dévonien inférieur, passe en continuité dans les dépôts d'âge carbonifère, en augmentant d'intensité mais en y conservant une même direction, preuve que l'événement tectono-métamorphique majeur intéressant le Paléozoïque du synclinorium de Laval est imputable à la phase varisque (*sensu-stricto*) et non à la phase bretonne de l'histoire varisque régionale.

L'intensité du métamorphisme régional varisque a été appréciée avant tout par l'analyse diffractométrique des sédiments fins appartenant aux formations paléozoïques du bassin de Laval (Dabard, 1983) et comparée à celle des régions limitrophes s'étendant plus à l'Est et le Nord-Est (Le Gall, 1993) ou plus à l'Ouest et le Sud-Ouest (Régnault et Sagon, 1988). Globalement, cette intensité se situe en domaine anchizonal et présente d'étroites analogies avec les régions orientales et nord-orientales où les conditions du métamorphisme s'établissent autour d'une température de 300 à 400 °C pour une pression n'excédant pas 2 kbar (Le Gall, 1993). En revanche, en progressant vers l'Ouest, dans le synclinorium du Ménez-Bélaïr, le métamorphisme général varisque croît en intensité, atteignant l'épizone, avec développement généralisé du chloritoïde (Régnault et Sagon, 1988), minéral inconnu dans le Paléozoïque du synclinorium de Laval.

Les associations minérales argileuses contenues dans les formations ordoviciennes et spécifiquement dans celle d'Andouillé appartiennent au faciès à illite et chlorite (*cf.* Dabard, *op. cit.*). À partir des sédiments de la Formation de La Lande-Murée, donc à partir du Ludlow, se développe une paragenèse à illite + chlorite + pyrophyllite dans les conditions d'un métamorphisme demeurant anchizonal. Une telle paragenèse, dominée par le minéral-index pyrophyllite, reflète les profonds bouleversements climatiques subis par l'ensemble du domaine armoricain entre les périodes ordoviciennes et siluriennes (*cf.* « Cadre paléogéographique et paléoclimatologique de la sédimentation paléozoïque du synclinorium de Laval »). Aux conditions périglaciaires de la fin de l'Ordovicien succèdent, dès le Silurien moyen, la chaleur et l'humidité d'un climat sub-équatorial favorable au développement de la kaolinite qui, lors du métamorphisme varisque, se transformera en pyrophyllite (Le Gall, 1993). Cette pyrophyllite jouera ensuite le rôle de minéral détritique, ce qui explique sa présence dans les sédiments des formations d'âge carbonifère du bassin de Laval, telles que la Formation de L'Huisserie (Dabard, *op. cit.*).

DÉFORMATIONS POST-VARISQUES

Le socle cadomo-varisque peut être à partir du Mésozoïque considéré comme étant un domaine stable, soumis à une importante érosion continentale et s'effondrant progressivement vers l'Est pour donner la grande cuvette du bassin de Paris. Cet effondrement favorisera par la suite les invasions marines jurassiques et crétacées. Le dernier événement tectonique majeur affectant la région est celui représenté par le jeu des grands accidents N150° à N180°E lesquels vont entraîner la formation de toute une série de petits bassins d'effondrement au cours de l'Eocène supérieur sur des distances de près de 100 km de long (Vignerresse, 1986 ; Ollivier-Pierre *et al.*, 1988).

Citons par exemple les « petits fossés » à témoins d'âge éocène-oligocène de Laval (Thévalles), Céaucé, Chantrigné, Rennes (H. Bauer *et al.*, 2010 et H. Bauer *et al.*, *in press*). Ces grabens, probablement déjà amorcés avant le Tertiaire, ont permis de préserver des niveaux sédimentaires à faune et flore de l'Éocène et de l'Oligocène, mais également (Thévalles) du Crétacé supérieur.

Ces accidents ont certainement déjà fonctionné au cours de l'orogénèse varisque et ont été réactivés au Tertiaire jusqu'au Pliocène (?), en réponse à la surrection des chaînes pyrénéenne et alpine.

SYNTHÈSE GÉODYNAMIQUE RÉGIONALE

NÉOPROTÉROZOÏQUE SUPÉRIEUR À CAMBRIEN

Les terrains néoprotérozoïques de la Mancellia et de Bretagne centrale ici présents constituent les premiers témoins visibles de l'histoire géologique de la région. À cette époque, l'ensemble de la région est immergé au cœur d'un bassin marin relativement profond d'avant-pays en domaine continental. Celui-ci est localisé en bordure d'une masse continentale constituée par les terrains les plus anciens d'Armorique méridionale et d'Espagne reliés (?) au vaste ensemble proto-gondwanien. L'alimentation de ce bassin en matériaux détritiques divers est le résultat de l'érosion du segment nord-armoricain de la chaîne cadomienne (Chantraine *et al.*, 1988). L'érosion de ces massifs émergés au Nord, mais certainement également *pro-parte* au Sud pour les terrains les plus méridionaux, fournit des matériaux détritiques de nature et de granulométrie diverses tels que sables et argiles qui vont être entraînés vers le bassin. Les plus grossiers (sables) s'accumulent sur les bordures de celui-ci, notamment au niveau de canyons sous-marins. Ils sont à l'origine des principales barres gréseuses visibles dans cette pile sédimentaire. Les seconds, plus fins (argiles), vont être transportés vers le centre du bassin et seront à l'origine des faciès silteux actuellement observables. Les décharges plus grossières telles que les conglomérats et « schistes à galets » attestent de périodes d'instabilité du bassin (climatique ou tectonique), et de la remise en mouvement vers le large jusqu'au pied des talus sous-marins de stocks de matériaux grossiers initialement accumulés en limite de bassin.

En dehors de ces périodes d'instabilité, la sédimentation est marquée par une alternance régulière dans le régime des apports se traduisant par une série sédimentaire très rythmée de type flyschöide.

Les deux domaines briovériens vont évoluer très différemment au cours du Néoprotérozoïque, la zone nord mancennienne, étant affectée par l'orogénèse cadomienne vers 540 Ma (collision arc/continent ; Le Corre *et al.*, 1991 ; Chantraine *et al.*, 2001). Cette orogénèse se marque par le plissement des terrains, la mise en place des granodiorites cadomiennes engendrant un métamorphisme de contact au sein de la série briovérienne.

La zone sud de Bretagne centrale demeure à l'écart et est épargnée par cette orogénèse, avec une sédimentation se poursuivant jusqu'au Cambrien. Ce domaine non cratonisé, émerge au cours du Cambrien (?), et sera ensuite recouvert par les dépôts liés à la grande transgression ordovicienne, et structuré lors de la phase orogénique varisque (plissements et magmatisme).

PALÉOZOÏQUE

Dès le Cambrien et jusqu'au début de l'Ordovicien, un épisode extensif continental affecte l'ensemble du Domaine de Bretagne centrale se marquant par une tectonique en blocs basculés. La formation du Grès armoricain, qui marque la discordance, correspond au maximum de la transgression paléozoïque et à l'installation d'une plate-forme continentale où la sédimentation se poursuit ensuite jusqu'au Carbonifère supérieur de manière discontinue.

Au cours du Paléozoïque une interruption de la sédimentation s'opère au sommet du Dévonien après la mise en place des dépôts argilo-carbonatés de plate-forme de Saint-Cénéry.

La présence d'une discordance angulaire entre les terrains datés du Carbonifère et ceux sous-jacents suggère une faible déformation par flambage des couches au cours de cette période ainsi que de leur érosion partielle. Ces événements sont à associer à la « phase bretonne » qui en Bretagne occidentale correspond à la phase de structuration majeure (Rolet, 1982). Dans la région de Laval, les effets de cette structuration sont ressentis mais de manière atténuée.

Avec le Tournaisien et ses formations volcano-sédimentaires, un retour au milieu marin s'établit. Le compartimentage des secteurs indique clairement une structuration en horsts et grabens associée à une mise en place de bassins dans un régime décrochant senestre orienté NW-SE, fonctionnant de manière intermittente jusqu'au Viséen inférieur.

Au Namurien supérieur démarre l'événement tectono-métamorphique majeur dans le secteur. Les déformations sont à associer à une compression nord-sud à l'échelle de la chaîne qui se marque ici par des structures plissées et faillées complexes générées dans un contexte cisailant le long des accidents préexistants dominants NW-SE dont l'expression majeure correspond ici au Cisaillement nord-armoricain, bordant le Sud du synclinorium de Laval.

Au Stéphien, la mise en place de dépôts conglomératiques et gréseux est l'expression de reliefs montagneux proches en cours d'érosion auxquels s'associe, dans le paysage, la mise en place de forêts luxuriantes. L'ensemble de ces dépôts se retrouve piégé dans des dépressions de dimension kilométrique. Rapidement les bassins se referment sous les effets des derniers soubresauts de la tectogenèse hercynienne.

MÉSOZOÏQUE ET CÉNOZOÏQUE

Depuis la fin du Carbonifère, la région est émergée, sous un climat chaud, et les chaînes cadomienne et varisque sont soumises aux agents de l'érosion et de

l'altération. Cependant, aucun dépôt relatif à cette longue phase de pénéplénation n'a jusqu'à ce jour été reconnu dans la région (dépôts entraînés au loin vers l'Est ?).

À l'ère secondaire, la grande transgression jurassique en provenance du bassin de Paris ne fera qu'effleurer la région à l'Est avec des dépôts d'âge pliensbachien (Loué et La Flèche), toarcien (Sillé-le-Guillaume) et aalénien (Villaines-la-Juhel).

Il faut en fait attendre la grande transgression du Crétacé pour observer les premiers dépôts post-paléozoïques dans la région. Cette transgression cénomaniennne se propage à l'Ouest au-delà des lignes de rivages jurassiques et laisse quelques témoins très ponctuels à faune marine plus ou moins bien conservée (Glaintin sur Mayenne, Thévalles sur Cossé-le-Vivien, ou sur La Guerche-de-Bretagne). L'environnement n'est cependant pas franchement marin mais plus à tendance deltaïque à lagunaire.

Après cette invasion marine, la mer se retire progressivement à la fin du Cénomanienn, la région émerge et est de nouveau soumise à une continentalisation. Le climat chaud au Mésozoïque persiste durant l'ère tertiaire, avec des périodes extrêmement sèches, notamment à l'Éocène. Ce climat est propice aux phénomènes de latéritisation, ferruginisation, silicification et kaolinisation qui vont affecter le bâti néoprotéro-paléozoïque et engendrer la formation de cuirasses ferrugineuses et de grès-silicrètes.

Au cours de l'Éocène supérieur, sous l'effet d'une tectonique distensive, on assiste au rejeu des grands accidents N150° à N180°E qui va occasionner dans la région la formation ou tout du moins la structuration de petits fossés tectoniques (Céaucé, Chantrigné, Marcillé, Mayenne, Aron, Évron, Thévalles, Rennes). Rien n'empêche en effet de penser que la mise en place de ces fossés n'ait pas été amorcée plus anciennement, sous la forme de paléo-cuvettes ou dépressions liées à un jeu précoce de ces accidents N 150° à N180°E.

Ces petits fossés vont permettre localement de piéger des témoins de la transgression cénomaniennne (Thévalles, quartier Saint-Nicolas à Laval, Glaintin près de Mayenne) et surtout de les soustraire à l'érosion. Ces dépôts sont ensuite protégés par des sédiments laguno-lacustres à fluviales, essentiellement représentés par des niveaux de sables et de cailloutis, localement de carbonates d'âge éocène à oligocène. Ils seront postérieurement recouverts par des matériaux similaires au cours du Pliocène. Les problèmes de chronologie entre cette phase distensive à l'origine de la formation de ces fossés tectoniques et la sédimentation restent toutefois encore non élucidés. La fracturation peut aussi bien être contemporaine de la sédimentation, ce qui dans ce cas ferait coïncider ce phénomène de distension avec l'ouverture de la deuxième branche de l'Atlantique nord et la création des grands grabens type « fossé rhénan »

(Ollivier-Pierre *et al.*, 1988), mais elle peut également très bien être postérieure aux dépôts initiés au cours du Ludien dans « des zones basses ». Le rejeu des fractures N150°E aurait alors piégé et protégé en partie les dépôts. Sans oublier que la présence maintenant attestée de sédiments cénomaniens élargit sensiblement le laps de temps durant lequel ont eu lieu les mouvements et rejeux de ces failles du bâti armoricain qui restent actives jusqu'au Plio-Pléistocène.

En dehors de ces zones « confinées », les dépôts très importants qui ont résulté de l'érosion des chaînes cadomienne et varisque, et dont les traces restent restreintes, ont probablement été au cours du Paléogène en majeure partie lessivés et entraînés au loin vers l'Est dans le bassin de Paris.

Le Miocène marque régionalement le retour de la mer dite « des faluns » qui a probablement eu une très grande extension mais dont seuls quelques témoins sont conservés au Sud dans les régions de Château-Gontier, Segré et Châteaubriant. Cette transgression marine se prolonge au cours du Pliocène et se marque par la mise en place d'importants dépôts de sables et de galets à signature marine qui vont notamment combler les petits fossés tectoniques cités précédemment dans lesquels seront piégés les sédiments paléogènes. La répartition de ces dépôts reste liée à un contrôle structural similaire à celui ayant piégé les dépôts de l'Éocène-Oligocène, et guidé par le rejeu des accidents N150° à N160°E au cours du Mio-Pliocène voire du Pléistocène.

Ces rejeux très tardifs ont été confirmés par les études réalisées en 2002 par J.-P. Lauridou sur les argiles fini-tertiaires de Saint-Gilles-des-Marais (feuille Domfront), études attestant d'un rejeu de la faille de Mayenne postérieur à la crise tectonique de la fin de l'Éocène et d'une activité tectonique importante à la fin du Tertiaire.

Enfin concernant ces vastes épandages de sables et galets présents sur toute la région, bien qu'ils aient jusqu'à présent été majoritairement attribués au Pliocène, la prudence reste de mise dans la mesure où la présence attestée de Cénomanien, d'Éocène et d'Oligocène incite à penser que l'on peut aussi être confronté à des sables du Crétacé supérieur ou du Paléogène.

Au point de vue climatique, un refroidissement de grande ampleur s'amorce vers la limite Pliocène-Pléistocène pour aboutir aux grandes glaciations plio-quaternaires. La région est soumise à une succession de périodes froides glaciaires, et tempérées interglaciaires qui remodelent profondément le paysage, pour aboutir progressivement à la configuration actuelle. La baisse du niveau des mers va entraîner progressivement un approfondissement des vallées et la mise en place de dépôts alluviaux à des altitudes de plus en plus basses. La succession des phénomènes de gel et de dégel va engendrer une fragmentation des roches et favoriser la mise en place par colluvionnement et solifluxion des formations de versants. C'est également au cours de cette période que se

déposent les formations éoliennes loessiques sous l'influence des vents d'Ouest dominants.

GÉOLOGIE DE L'ENVIRONNEMENT

SOLS, VÉGÉTATIONS ET CULTURES

Introduction

Les données concernant les sols sont issues des différentes études menées par le Conseil Général de la Mayenne qui conduit un programme de cartographie et de connaissance des sols à l'échelle du 1/10 000 sur l'ensemble de son territoire. La majeure partie du territoire couvert par la carte (90 %) a déjà bénéficié de ce travail avec au moins une observation tarière par hectare et la réalisation de fosses pédologiques, à raison de une pour 50 ha, sur lesquelles l'ensemble des horizons ont été analysés (granulométrie, pH, matières organiques, CEC, bases échangeables).

Pédogenèse

Les processus de brunification (altération sous climat tempéré avec un milieu biologiquement actif, une bonne aération et une richesse chimique suffisante en fer et en argile pour permettre une structure fragmentaire) et de lessivage des argiles (entraînement par l'eau des particules argileuses vers les horizons profonds) se sont installés grâce au contexte climatique tempéré. Sur les formations sédimentaires paléozoïques non gréseuses les teneurs en calcium ou en magnésium sont souvent assez importantes et freinent cette migration des argiles vers les horizons profonds : le phénomène est alors moins intense que sur les formations gréseuses et les massifs granitiques, naturellement acides. La teneur en argile est aussi un facteur qui limite ce processus sur ces mêmes roches car elle limite la vitesse de percolation.

Outre ces deux phénomènes à l'origine de la majorité des sols, la dégradation et la podzolisation se sont installées localement. La dégradation des argiles par hydrolyse se produit dans les sols hydromorphes de plateau (Changé et Saint-Berthevin) ou de bas-fonds (au Sud-Ouest de la carte), là où le lessivage a permis le développement d'horizons d'accumulation importants, peu perméables notamment dans des zones à relief très peu marqué. Ces sols sont essentiellement présents sur les substrats pauvres en calcium, avec une texture plutôt limoneuse sur les schistes ou sableuse sur les grès. Sur les formations gréseuses des communes de Juvigné et de La Croixille, ponctuellement en situation de butte ou aux ruptures de pente, les sols, du fait de leur composition et de la perméabilité des horizons, sont soumis au phénomène de podzolisation

qui donne des sols très acides avec un horizon cendreau reposant sur des horizons enrichis en matière organique puis en fer et en argile.

L'hydromorphie, qui se manifeste par des zones décolorées et des taches rouille ou noires liées à la solubilisation partielle et aux formes du fer et du manganèse sous l'influence des phénomènes d'oxydo-réduction, est particulièrement présente sur les formations sédimentaires paléozoïques. En effet leur altération, souvent argileuse et compacte, entraîne un ralentissement des circulations d'eau indépendamment de la situation topographique et de l'importance du processus de lessivage. Bien entendu, dans les zones basses (talwegs et abords) et dans les zones à relief peu marqué ce phénomène s'accroît. Sur les grès, les calcaires et les granites, la couverture, sableuse ou perméable, favorise la circulation de l'eau : l'engorgement en eau est moins important et se limite aux sols marqués par le lessivage des argiles ou à des zones de résurgence. À la faveur de sources ou de confluences importantes, l'engorgement quasi-permanent peut conduire à la formation de zones tourbeuses, voire de tourbe : leur nombre et leur extension sont très réduits et elles sont essentiellement présentes en contexte granitique et ceinture métamorphique (indications ponctuelles dans l'angle nord-ouest de la carte).

Granulométrie

Horizons de surface

Les sols sont dominés par les fractions limoneuses (particules comprises entre 2 et 50 μm) où, à l'exception des sols peu épais sur granite et de quelques sols sur grès (notamment des podzols), elles représentent plus de 50 % de la terre fine, atteignant fréquemment 60 % voire 70 %. Suivant l'origine de ces limons, altération ou dépôts éoliens, il y a une différence significative dans la répartition entre les limons fins (2 à 20 μm) et les limons grossiers (20 à 50 μm) : dans les sols issus de l'altération des roches-mères sous-jacentes, les limons fins représentent 35 à 40 %, alors que, dans ceux qui se développent dans les dépôts éoliens, ce sont les limons grossiers qui représentent 40 % et plus.

L'influence de ces limons éoliens est particulièrement importante dans les sols profonds sur granite : d'une part, les limons grossiers dominent et, d'autre part, la teneur globale en limon diminue en profondeur au profit des sables issus de l'arène.

Dans les sols peu profonds sur granite et dans les sols sur grès, ce sont les sables qui dominent et de manière d'autant plus marquée qu'ils sont superficiels ou en situation érosive. Les sables dominent aussi dans certaines terrasses alluviales de la Mayenne comme à Montflours et Saint-Jean-sur-Mayenne.

Les teneurs en argile, faibles dans les limons des substrats gréseux et granitiques (12 à 15 %), augmentent (16 à 18 %) dans ceux installés sur les schistes et la plupart des formations paléozoïques pour atteindre localement des teneurs supérieures à 30 % sur certains schistes siluriens ou sur les calcaires lorsqu'ils sont peu profonds.

Horizons d'altération

Les altérations des différentes roches sont fonction de leur composition mais aussi de leur situation topographique et de la pente. Naturellement les formations schisteuses donnent des altérations plus fines sur des épaisseurs plus importantes comparées aux formations gréseuses ou granitiques qui ont des grains plus gros. Toutefois, sur ces matériaux, dans les zones de faible pente qu'elles soient en plateau ou en situation de talweg, l'altération des minéraux qui les composent peut être importante et conduire à des altérations argileuses ou sablo-argileuses. Dans les talwegs et les zones basses de faible pente, l'eau, qui a tendance à s'accumuler et à stagner, conduit généralement à une altération importante des différents substrats avec une dominante de limon ou d'argile.

Sur les formations calcaires, l'altération souvent argileuse, quelle que soit la situation topographique, est de couleur jaune ou rouge.

Charge en éléments grossiers

En dehors des sols sur limon éolien qui en sont dépourvus, les éléments grossiers entrent dans tous les sols en quantité plus ou moins forte suivant leur profondeur et la nature de la roche-mère. Leur importance, tant en nombre qu'en taille, est fonction du substrat. De petite taille sur les schistes, ils sont plus gros sur les grès, calcaires, granites et sur les roches en filon. C'est ainsi que, sur les dolérites, ils sont parfois très volumineux (plusieurs dizaines de cm de diamètre) en boule et localement très nombreux (Saint-Germain-d'Anxure, Alexain), empêchant toute valorisation agricole (les secteurs les moins profonds sont très souvent boisés).

Sur substrat granitique, les grains de quartz anguleux de petite taille (moins de 10 cm de diamètre) présentent une densité variable. Dans quelques situations (secteur d'Andouillé), leur importance beaucoup plus forte, joue un rôle majeur sur les sols et peut modifier les propriétés agronomiques notamment la réserve en eau et les conditions de travail du sol.

Les grès durs ou les cornéennes qui arment le paysage (Andouillé, Chailland, Juvigné, La Croixille) contaminent par des éléments grossiers de toutes tailles les sols avoisinants situés en aval avec une influence sur leurs caractéristiques d'autant plus importante qu'ils en sont proches. Le filon de quartz présent sur la commune d'Andouillé a des conséquences similaires.

Sur les formations schisteuses ou schisto-gréseuses, la densité d'éléments grossiers est avant tout fonction de la profondeur des horizons d'altération. Cette charge en éléments grossiers est plus importante en situation de butte ou sur pente forte et leur taille est généralement inférieure à 10 cm. En profondeur la densité de ces éléments grossiers augmente et ils sont de plus en plus durs.

Sur les formations calcaires rencontrées au Sud-Est de la carte, plus particulièrement sur les communes de Changé et Saint-Berthevin, les éléments grossiers, en lien avec la profondeur des sols, peuvent être en plaquettes plus ou moins grosses ou sous forme de blocs épars.

Dans les formations sédimentaires récentes (tertiaires et quaternaires), la charge en galets de quartz peut être significative surtout lorsqu'elles sont en position de butte, là où l'érosion a été la plus importante.

Caractéristiques physico-chimiques et chimiques

Hormis certains sols colluviaux ou certaines zones d'accumulations en amont de talus, la matière organique n'est présente de manière significative que dans les horizons de surface (A et L). Les teneurs sont généralement comprises entre 2 et 4 %, les valeurs les moins élevées se rencontrant sur les sols mis en culture depuis de nombreuses années. Ces valeurs moyennes cachent une dispersion importante notamment avec, dans certains sols très superficiels, très acides ou très hydromorphes, des teneurs qui peuvent atteindre 10 % et même dépasser 20 % dans les sols tourbeux. Sous forêt, les valeurs sont aussi un peu plus élevées mais sur des épaisseurs plus faibles. Parallèlement, le rapport C/N qui témoigne de la minéralisation de la matière organique peut alors atteindre 20, voire plus, alors qu'il est compris entre 8 et 10 dans les sols cultivés et sous prairies.

Les pH sont plutôt acides (5,5 à 6,5) en surface et diminuent légèrement en profondeur dans la partie nord, sur les substrats granitiques et certains grès quartzitiques. Sur ces derniers et en zone boisée, le pH peut être inférieur à 5 dès la surface (alocrisols, podzosols). Sur les autres formations sédimentaires paléozoïques, ces pH sont plutôt basiques en surface et ont tendance à augmenter en profondeur dans plus de la moitié des cas.

La capacité d'échange cationique (CEC) est moyenne à faible en surface (8 à 12 meq/100 gTS) en fonction des teneurs en matière organique et en argile ainsi que de leur nature. Dans les horizons sous-jacents, les valeurs sont plus faibles, en raison de la disparition de la matière organique mais en relation avec les teneurs en argile. Dans les horizons d'altération, la valeur moyenne est identique à celle des horizons sus-jacents (6 à 10 meq/100 gTS) pour des teneurs en argile très variables (10 à 30 %) ce qui témoigne d'une grande diversité de leur nature mais il ne se dégage pas de tendance en fonction des matériaux.

Dans la partie nord, sur granite, formations précambriennes métamorphisées ou non et sur grès durs, la somme des bases échangeables (Ca, Mg, K, Na) est plutôt faible avec des teneurs en calcium faibles. Dans les sols sains, celle-ci diminue encore en raison de teneurs naturellement faibles en calcium dans les roches-mères, à l'exception des sols issus des dolérites. En revanche, dans les sols hydromorphes, les valeurs sont souvent plus élevées en profondeur avec une fréquente saturation des horizons d'altération par le magnésium dont les teneurs peuvent être supérieures à celles du calcium et représenter plus de 30 % de la capacité d'échange ce qui est très supérieur aux valeurs permettant un bon équilibre avec le calcium.

Dans la partie sud, le complexe adsorbant est toujours saturé grâce à des teneurs en calcium élevées qui peuvent être supérieures à la capacité d'échange cationique tant en surface qu'en profondeur. Là aussi les teneurs en magnésium augmentent en profondeur dans les sols hydromorphes.

Propriétés agronomiques

Travail du sol

Le travail du sol dépend de la granulométrie ainsi que de la charge, de la taille et de la nature des éléments grossiers.

Les sols argileux sur certains schistes (Silurien notamment), généralement très pauvres en éléments grossiers, ne s'émiettent pas facilement et peuvent nécessiter des interventions lourdes si les travaux ne sont pas réalisés dans des conditions de ressuyage optimales. Lorsque les teneurs en argile dépassent 35 %, les labours d'hiver sont possibles en favorisant l'évacuation de l'eau dans les parties basses des parcelles pour les interventions de printemps.

Lorsque les teneurs en limon dominant et que les teneurs en argile sont comprises entre 20 et 25 %, c'est-à-dire dans la plupart des sols sur les formations sédimentaires paléozoïques de nature carbonatée ou à forte dominante schisteuse, le travail du sol est relativement aisé s'il est effectué dans de bonnes conditions de ressuyage. Il convient toutefois de ne pas laisser le sol sécher avant de le reprendre après un labour car il pourrait prendre en masse.

Dans les sols à forte dominante de limon et peu argileux, fréquents sur les secteurs granitiques et gréseux mais aussi sur les formations avec une alternance de schistes et de grès, les différentes interventions conduisant à la mise en place des cultures doivent se faire dans un temps limité de manière à en restreindre le nombre. Le maintien d'une structure assez grossière en surface permet de limiter la battance dont les conséquences sont une diminution des capacités d'infiltration et, en corollaire, une augmentation des risques d'érosion. Ce

caractère est accentué dans les sols lessivés, qui sont souvent hydromorphes, du fait de leur faible stabilité structurale et de leur ressuyage plus lent.

Dans les sols plus sableux sur granite et sur grès ou riches en petits éléments grossiers (schistes ou calcaires sains et peu profonds) le travail est beaucoup plus facile car le ressuyage est rapide mais il s'agit de sols usants pour les pièces aratoires.

Eau

La réserve en eau est fonction de la profondeur des sols et de leur granulométrie. Les fortes teneurs en limon permettent d'avoir une réserve en eau importante et de subvenir aux besoins des cultures dès que la profondeur prospectée par les racines atteint 80 cm ou 1 m. Les sols lessivés, avec un horizon d'accumulation marqué, ont, malgré leur profondeur souvent supérieure à 80 cm/1 m, une réserve en eau qui peut être limitée par une prospection racinaire réduite de cet horizon. Il en est de même dans les sols hydromorphes lorsqu'ils n'ont pas été drainés. Bien entendu la charge en éléments grossiers, lorsqu'elle est importante comme sur grès, limite la capacité de rétention de l'eau et favorise l'infiltration.

L'hydromorphie est souvent marquée sur les schistes précambriens et les formations paléozoïques, sauf sur calcaire, dans toutes les situations topographiques. Cette caractéristique est liée à la présence d'horizons peu perméables, constitués soit par l'altération soit par l'accumulation d'argiles dans les sols marqués par le lessivage. La forte teneur en argile de certains sols peut aussi en être la cause en ralentissant la circulation de l'eau.

Amendements

Le maintien d'une forte teneur en matière organique (> 3 %) est souhaitable dans tous les sols soit parce que les teneurs en limon sont importantes et que c'est le seul moyen de stabiliser la structure, soit parce que ce sont des sols hydromorphes dans lesquels il est nécessaire de favoriser le ressuyage et la porosité, les argiles n'ayant pas un pouvoir structurant suffisant. En outre, ces teneurs permettront le maintien d'une capacité d'échange cationique satisfaisante, donc une bonne capacité de stockage des éléments fertilisants. Les apports de matières organiques doivent être réguliers dans les sols limoneux et dans tous les sols hydromorphes. Ils sont à faire soit tôt à l'automne pour que leur décomposition intervienne avant saturation des sols en eau, soit au printemps lorsqu'ils sont ressuyés.

Les pH faibles, essentiellement sur granite, grès et schistes précambriens, nécessitent des chaulages réguliers qui seront plus fréquents dans les sols très perméables sur les grès et les granites. Ces apports doivent avoir l'objectif de maintenir un pH supérieur à 6. L'augmentation des teneurs en magnésium en

profondeur dans les sols hydromorphes fait que les apports de cet élément ne sont pas indispensables dans ces sols à condition que l'enracinement soit satisfaisant.

Sur l'ensemble des formations paléozoïques, l'exploitation des formations carbonatées a conduit à la création de nombreux fours à chaux au cours du XIX^e siècle et à un chaulage important des terres. Dans de nombreux sols, on retrouve, en épandage, des petits cailloux de calcaire sur tous les substrats. Ces pratiques ont permis de constituer un stock important de carbonates qui maintient des pH élevés sans qu'il n'y ait eu d'apports récents sur des substrats pauvres en calcium. Cela se traduit par une diminution des pH en profondeur.

Aspects environnementaux

Le lessivage d'éléments contaminants comme les nitrates, lié à la perméabilité des sols et à leur profondeur, est particulièrement important sur calcaire et sur granite où s'observent des zones de circulation préférentielle marquées par la présence de sables grossiers ou de petits graviers partiellement lavés. Dans les sols plus argileux ou hydromorphes ce phénomène s'atténue.

L'érosion dans les sols limoneux (granite, grès, schistes précambriens) peut être importante dans les zones fragilisées par un faible taux de matière organique, par des tassements superficiels ou par un émiettement trop important. Dans les sols marqués par le lessivage, le départ d'argile et le manque de calcium des horizons de surface fragilisent un peu plus la structure, ce qui a pour conséquence une plus forte sensibilité aux tassements. Il n'est pas rare de voir, même en pente faible, des rigoles et zones de dépôts dans le bas des parcelles, notamment dans les zones les plus compactes.

GÉOGRAPHIE HUMAINE

La zone couverte par cette étude se situe essentiellement dans le département de la Mayenne (53 ; région des Pays de la Loire), avec une très légère incursion à l'Ouest dans le département d'Ille et Vilaine (35 ; région Bretagne). Elle fait partie de la province du Maine, plus précisément du Bas-Maine. Ce secteur concentre une grande partie des activités économiques et administratives de la Mayenne avec la ville de Laval, siège de la préfecture du département.

La Mayenne est un département à vocation rurale à faible densité de population, concentrant près de la moitié de ses habitants dans les communes rurales. Les paysages y sont très divers avec des parcelles cultivées plus ou moins importantes, bordées de haies de chênes, de hêtres et de châtaigniers, et des zones forestières plus ou moins développées, le tout étant étroitement conditionné par la topographie et la nature du sol et sous-sol.

Depuis les années 1950, le développement de l'agriculture intensive a entraîné, avec les programmes de remembrement, le regroupement de nombreuses parcelles et par voie de conséquence la suppression d'un bon nombre de haies. Cette politique a eu des effets désastreux sur l'environnement, entraînant une modification plus ou moins importante des écosystèmes, accélérant les processus d'érosion des sols et les crues des cours d'eau, et l'appauvrissement des nappes d'eau superficielles suite à des drainages intensifs.

Des programmes importants d'assainissement et de protection de l'environnement ont depuis été mis en place par les différents organismes concernés (DDA, DREAL, chambres d'agriculture, ONF, parlement européen, préfecture, etc..) afin d'assurer une meilleure gestion de notre agriculture et de notre environnement.

L'habitat ancien donne une parfaite image du sous-sol présent dans la région, les bâtiments étant réalisés avec des matériaux extraits sur place (granite au Nord, schistes, grès, quartzites paléozoïques dans la partie centrale, argiles, siltites, grès en contexte briovérien).

Au niveau économique, ce département rural est essentiellement axé sur l'activité agricole (12 % de la population active) avec le 2^e rang national pour la production de viande bovine, le 5^e rang pour la production de porc et de lait (1 milliard de litres), et le 11^e rang pour la volaille (source site www.lamayenne.fr). À cette activité est associée toute une industrie agro-alimentaire avec notamment quelques grands groupes industriels de référence spécialisés dans la commercialisation de la viande ou du lait, mais également une industrie mécanique, électronique, chimique etc. (matériel agricole, engrais, etc.). Quelques grands groupes de l'industrie minérale ou chimique sont également présents sur ce secteur tels que les sociétés Pigeon et Lafarge (Saint-Pierre-la-Cour) (granulats et ciment) et l'usine de la Société des Mines de la Lucette (Le Genest – Saint-Isle) spécialisée dans le traitement du minerai d'antimoine (produits ignifugeants etc.).

La Mayenne possède un important patrimoine culturel notamment avec ses églises et basiliques, ses châteaux et ses musées à Laval, et ses vestiges archéologiques (thermes gallo-romains d'Entrammes). Le tourisme « vert » y est développé, notamment sur certaines communes où d'importants efforts ont été réalisés pour restaurer ou aménager des chemins de randonnées, comme par exemple l'ancien chemin de halage situé au bord de la Mayenne. Ces efforts ont également permis de développer le tourisme fluvial sur la Mayenne.

Éléments de géotechnique

Remarque : aucune étude spécialisée n'ayant été ici réalisée par nos services, les recommandations présentées n'ont qu'une valeur indicative.

Travaux en contexte sédimentaire

Dans ce domaine, les terrassements qui seront réalisés dans la tranche superficielle pourront, vu l'état d'altération des roches en général, être normalement effectués avec des pelles mécaniques de puissance moyenne. Les travaux en profondeur (roche « saine ») et sur zone affleurante nécessiteront l'utilisation de puissants engins de déroctage. Dans tous les cas, il sera important d'effectuer au préalable une reconnaissance afin de délimiter la zone d'altération.

Les formations silteuses-schisteuses auront l'avantage de se déliter en grandes plaques, alors que les grès et quartzites, voire les cornéennes, constitueront des blocs massifs, plus difficiles à entamer et à travailler.

Les caractéristiques de tenue et de portance de ces terrains sont dans l'ensemble mauvaises à l'exception des grès-quartzites, tels que le Grès armoricain, et des grès cornéifiés du Briovérien mancellien. Les autres formations silteuses, ampéliteuses, gréseuses, grauwackeuses auront tendance dans des conditions hydromorphes à se désagréger assez rapidement et à former une véritable boue.

Pour tous les chantiers (BTP, routes, etc.) il sera indispensable d'effectuer une reconnaissance approfondie des zones silteuses-ampéliteuses pour éviter tout risque de glissement de terrain. Les faciès argileux, tels que ceux du Briovérien présents au Sud, ne peuvent avoir que de très mauvaises caractéristiques de portance et de tenue, notamment en conditions hydromorphes. De même que pour les faciès silteux, il sera impératif d'en reconnaître la puissance, notamment dans le cas de fondations, pour faire face à tout problème de retrait-gonflement des argiles (fissuration et instabilité des bâtiments), mais également au niveau des zones pentées pour éviter tout fluage de ces argiles (glissements de terrain).

Les travaux dans les sables et graviers ne poseront pas de gros problèmes et pourront être effectués avec du matériel d'extraction de puissance moyenne.

Ces terrains sont par contre nettement moins stables, sujets à éboulements, glissements, ou tassements.

Les limons 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.

Les alluvions anciennes ou récentes ont des caractéristiques similaires aux sables et graviers « tertiaires », faciles à décaper mais ayant des caractéristiques de portance et de tenue très médiocres en raison de leur hétérogénéité et de leur nature sablo-argileuse. La présence de tourbes (ou de sédiments tourbeux) peut engendrer d'importants phénomènes de tassement rendant ces terrains peu aptes à supporter des constructions.

Travaux en terrains granitiques ou volcaniques

Concernant les massifs granitiques de La Croixille et d'Alexain, les zones arénisées ne présentent que peu de résistance aux engins de terrassements. La difficulté majeure réside dans l'hétérogénéité de ces terrains avec la possibilité de rencontrer 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.

En contexte sain (affleurement de surface ou roche en profondeur), les travaux nécessiteront l'utilisation de puissants engins de déroctage, voire même d'explosifs. Ces roches à l'état sain constituent un bon matériau, stable, de bonne portance, pouvant par exemple être utilisé pour le chargement des routes.

Les faciès volcaniques sont, à l'état altéré, plus ou moins fortement argilisés, argilo-sableux, et susceptibles également de renfermer des blocs résiduels épars. Ils pourront être travaillés dans la tranche altérée avec des engins de moyenne puissance mais nécessiteront à l'état sain, de puissants engins voire des explosifs. Ils ont une bonne portance à l'état sain et sont notamment extraits dans la grande carrière d'ignimbrites située au Sud-Est sur Entrammes.

RISQUES NATURELS

Risques sismiques

Cette région a été, dans les temps anciens, soumise à d'importants bouleversements, en particulier à la fin du Néoprotérozoïque et au cours du Dévono-Carbonifère. Elle apparaît de nos jours, par rapport à d'autres régions du territoire, relativement stable même si quelques épïcêtres et quelques petites secousses y ont été enregistrés et ressentis au cours des deux derniers siècles (Vogt *et al.*, 1979).

Parmi ces secousses, on citera celles du 25 janvier 1799 et du 6 janvier 1853 ressenties à Laval, celles du 10 janvier 1921 (intensité MSK de 5) et du 11 mai 1988 (intensité MSK de 4) et dont les épïcêtres se situaient dans le bassin de

Laval, ou encore celles du 18-19 janvier 1966 dont l'épicentre se situait dans la région de Ballots (tabl. 2 et 3 ; fig. 14).

Rappelons que l'échelle MSK (du nom de ses auteurs : Medvedev, Sponheuer, et Karnik) a été proposée en 1964 et comporte 12 degrés.

Cavités souterraines

La région a fait l'objet durant plusieurs siècles d'une importante activité minière à ciel ouvert ou en galeries portant sur l'extraction de calcaires à chaux, de charbon et de minerai d'antimoine et d'or. Si aujourd'hui ces exploitations sont, à l'exception des carrières de Saint-Pierre-la-Cour, fermées, les travaux multiples, aussi bien de recherche que d'exploitation, réalisés par puits, galeries, travers-bancs, descenderies etc., sont encore bien présents et susceptibles tôt ou tard de s'effondrer et de provoquer en surface des affaissements de terrain, avec toutes les conséquences que cela peut avoir sur l'environnement local.

L'inventaire de ces cavités naturelles ou artificielles constitue par conséquent un enjeu majeur notamment dans le cadre des plans d'occupation des sols (POS), des PPRM (plan de prévention des risques miniers) et des PPR des communes concernées. Ces études sont actuellement menées par l'INERIS, en collaboration avec le BRGM, le LCPC (Ponts et Chaussées), la FFS (Fédération française de spéléologie) et les DREAL. Des informations et données peuvent être obtenues sur le site internet www.bdcavite.net et auprès du BRGM.

RESSOURCES EN EAU

Eaux superficielles

Les eaux superficielles et la faiblesse des étiages (et des aquifères...)

Les principaux cours d'eau sont la Mayenne (cours médian), l'Ernée et le Vicoin (tous les deux affluents de rive droite de la Mayenne). D'autre part, la Vilaine prend sa source sur la carte, à Juvigné (tabl. 4).

La rivière Mayenne représente la première ressource en eau potable à l'échelle de la feuille de Laval (et également à l'échelle de son bassin versant et du département de la Mayenne). Sur la carte de Laval, deux prises d'eau potable sur la Mayenne sont situées à Saint-Jean-sur-Mayenne et à Changé (prise d'eau de Laval et son agglomération).

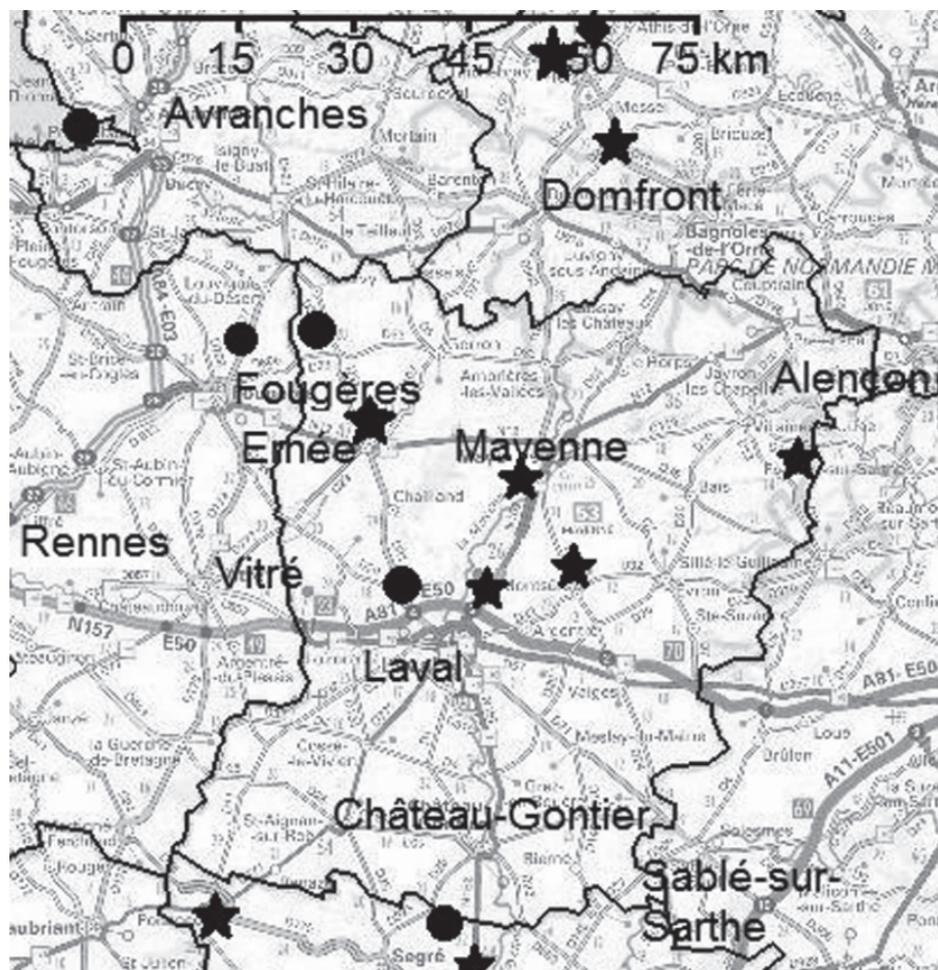
Pour le Vicoin, les débits d'étiage sont très marqués. Une prise d'eau potable est implantée sur le cours du Vicoin à Port-Brillet (plan d'eau de la Forge).

Dates	Localisations	Observations
895	Ouest de la France	forte activité sismique
1427	Bretagne	une partie de Nantes détruite
25 mars 1588	Saintes, Nantes, Saumur	secousses ressenties surtout à Saintes et Nantes
25 janvier 1799	Oléron, Laval, Bordeaux, Nantes, Caen	séisme général dans l'Ouest de la France affectant Laval, Nantes etc.
28 décembre 1803	Rouen, Angers, Nantes	quelques secousses
21 janvier 1814	Alençon, Le Mans	forte secousse à Alençon, 2 secousses au Mans
13 novembre 1848	Oisseau, Céaucé	vers 17h à Oisseau (Mayenne), secousse de 8 à 10 secondes ressentie à Céaucé
6 janvier 1853	Vire, Laval	violentes secousses à Vire, ressenties jusqu'à Laval
15 février 1887	Ernée, Saint-Denis-de-Gastines	secousses entre 4h20 et 5h, ressenties à Ernée
30 mai 1889	Jersey, Orne, Calvados, Mayenne, Eure	un des plus forts séismes du siècle en Normandie. Maisons lézardées, vitres brisées
Juin 1914	ressenti en Mayenne	épicentre sur Pré-en-Pail.
10 janvier 1921	Ambrières	épicentre sur Ambrières-les-Vallées. Intensité de 3
10 janvier 1921	Saint-Jean-sur-Mayenne	épicentre dans le bassin de Laval. Intensité de 5
30 juillet 1926	ressenti en Mayenne	épicentre dans les îles anglo-normandes (Jersey). Intensité de 6,5
17 février 1927	ressenti en Mayenne	épicentre dans les îles anglo-normandes (Jersey). Intensité de 5
1 ^{er} octobre 1927	ressenti en Mayenne	épicentre dans le Pays-de-Retz. Intensité de 5,5
17 novembre 1950	ressenti en Mayenne	épicentre dans le Pays-Dinantais. Intensité de 5
18 juillet 1954	ressenti en Mayenne	épicentre dans le Pays-de-Châteaubriant. Intensité de 4
2 janvier 1959	ressenti en Mayenne	Épicentre en Cornouille. Intensité de 7
18 février 1962	ressenti en Mayenne	Épicentre dans le Bocage normand (Landisacq). Intensité de 5
14 mars 1962	ressenti en Mayenne	Épicentre dans le Pays de Redon. Intensité de 5
4 mars 1965	ressenti en Mayenne	Épicentre sur Le-Lion-d'Angers. Intensité de 5,5
18 janvier 1966	ressenti en Mayenne	Épicentre dans le Craonnais et le Segréen (Ballots)
19 janvier 1966	ressenti en Mayenne	Épicentre dans le Craonnais et le Segréen (Ballots)
7 juin 1970	ressenti en Mayenne	Épicentre dans le Pays de Fougères. Intensité de 4
7 septembre 1972	ressenti en Mayenne	Épicentre au niveau de l'île d'Oléron. Intensité de 7
7 juillet 1983	Landivy	Épicentre dans le Pays de Gorrion. Intensité de 4,5
11 mai 1988	La Chapelle-Anthenaise	Épicentre dans le bassin de Laval. Intensité de 4
6 décembre 1991	ressenti en Mayenne	Épicentre en Anjou. Intensité de 4
8 juin 2001	ressenti en Mayenne	Épicentre dans le Bocage vendéen. Intensité de 5

Tabl. 2 - Quelques séismes ressentis dans la région (Vogt et al., 1979)

Dates	Heures	Localisations épicentrales	Départements	Intensités épicentrales
31 mars 1804	17h	Laval	Mayenne	
11 février 1805	10h30mn	Nord d'Argentré-du-Plessis	Mayenne	
3 juin 1813	11h15mn	Fontaine-Daniel	Mayenne	5,5
13 novembre 1848	17h30	Gesnes	Mayenne	5
13 novembre 1848	20h30	Gesnes	Mayenne	
14 décembre 1852	7h	Laval	Mayenne	
8 mars 1883	15h	Saint-Denis-de-Gastines	Mayenne	
14 février 1887	-	Ernée	Mayenne	
15 février 1887	4h20	Ernée	Mayenne	
15 février 1887	9h05	Ernée	Mayenne	5,5
11 mai 1893	Vers 23h	Montaudin (?)	Mayenne	
23 mars 1913	3h10	Pré-en-Pail	Mayenne	5
Juin 1914	-	Pré-en-Pail	Mayenne	
Octobre 1920	-	Ambrières-les-Vallées	Mayenne	
10 janvier 1921	0h20	Saint-Jean-sur-Mayenne	Mayenne	5
10 janvier 1921	2h	Ambrières-les-Vallées	Mayenne	
18 janvier 1966	19h43	Ballots	Mayenne	
19 janvier 1966	7h40	Ballots	Mayenne	
7 juillet 1983	3h52	Landivy	Mayenne	4,5
11 mai 1988	0h08	La Chapelle-Anthenaise	Mayenne	4

Tabl. 3 - Séismes dont les épicentres figurent dans le département de la Mayenne (53) (Vogt *et al.*, 1979)



Limites des départements

Épicentres d'intensité :



4 et 4,5 : séisme modéré



5 et 5,5 : séisme fort



6 et 6,5 : dommages légers

Autorisation IGN/BRGM n° 886

Scans IGN

Fig. 14 - Épicentres relevés dans le département de la Mayenne (d'après le site www.sisfrance.net)

Cours d'eau	Station hydrométrique	Bassin versant	Module	Débit spécifique moyen	QMNA ₅	Débit spécifique d'étiage
Mayenne	L'Huisserie M3340910	2 890 km ²	29,6 m ³ /s	10,2 l/s/km ²	2 800 l/s	1,0 l/s/km ²
Ernée	Andouillé M3323010	375 km ²	3,95 m ³ /s	10,5 l/s/km ²	470 l/s	1,2 l/s/km ²
Vicoïn	Nuillé-sur-Vicoïn M3504010 (carte Cossé-le-Vivien)	235 km ²	1,88 m ³ /s	8 l/s/km ²	47 l/s	0,2 l/s/km ²
Vilaine	Bourgon J7000610	56 km ²	0,48 m ³ /s	10,5 l/s/km ²	7 l/s	0,125 l/s/km ²

Tabl. 4 - Caractéristiques des principaux cours d'eau présents sur la feuille Laval

Les très faibles débits d'étiage, bien que probablement influencés par les nombreux plans d'eau ou les prélèvements pour l'eau potable dans certains secteurs, dénotent surtout la faiblesse des aquifères rencontrés ne permettant pas un soutien d'étiage conséquent (tabl. 5).

Prise d'eau	Commune	Date de création	Rivière	Débit
Étang de la Forge	Port-Brillet	1969	Vicoïn	120 m ³ /h 400 000 m ³ /an
Boussardière	Saint-Jean-sur-Mayenne	1974	Mayenne	250 m ³ /h 900 000 m ³ /an
Plan d'eau	Changé	2010	Mayenne (+ plan d'eau en secours)	1 600 m ³ /h 6 000 000 m ³ /an
Pritz	Laval	1914	Mayenne	Prise d'eau de secours

Tabl. 5 - Caractéristiques des prises d'eau

Eaux souterraines

La feuille de Laval est en grande partie occupée par le bassin de Laval présentant des terrains variés fracturés et plissés. Au sein de cet ensemble, les aquifères rencontrés sont plus particulièrement développés dans les calcaires. Le reste de la carte est occupé par les schistes briovériens qui sont métamorphisés au contact des granitoïdes présents dans le Nord de la feuille.

Schéma hydrogéologique

Exclusion faite d'éventuelles petites nappes contenues dans des formations récentes, les aquifères présents sur la feuille de Laval sont des aquifères de socle. On distingue alors de façon simpliste une nappe phréatique (nappe recevant en premier les eaux météoriques) contenue dans les niveaux altérés d'une nappe semi-captive contenue dans les niveaux fracturés, ou fissurés, sous-jacents.

Les niveaux d'altération peuvent dépasser 20 m d'épaisseur et représenter, si leur granulométrie le permet, des aquifères superficiels restant très modestes (exclusion faite des arènes granitiques) et très vulnérables aux pollutions (en particulier les nitrates) et aux sécheresses. Les puits traditionnels et les premiers puits d'adduction d'eau potable ont été réalisés dans ces niveaux altérés.

En profondeur, la roche est aquifère uniquement grâce à la fracturation (et éventuellement à la karstification pour les calcaires) qui constitue des zones ou couloirs fracturés de dimension suffisamment importante pour « drainer » une zone assez vaste, ou les altérites (ou encore les formations superficielles sus-jacentes), et permettre des débits intéressants pour l'eau potable. Les débits issus des captages présents sur la carte de Laval restent néanmoins faibles. Dans ces niveaux devenant progressivement semi-captifs le milieu est réducteur et la présence de bactéries dénitrifiantes entraîne un phénomène de dénitrification naturelle (mais aussi la présence de fer, voire de manganèse, dissous).

Ces nappes « profondes », alimentées par drainance depuis les niveaux sus-jacents, ne peuvent pas être considérées comme captives au sens strict du terme puisqu'elles ne sont pas recouvertes d'un niveau imperméable, mais par des altérites ou formations hétérogènes plus ou moins perméables. Ce caractère semi-captif confère par contre une faible vulnérabilité à ces nappes souvent d'excellente qualité (en général, seul le fer et le manganèse sont en excès) et tout à fait intéressantes pour l'alimentation en eau. Si ces niveaux « profonds » peuvent sembler moins vulnérables aux sécheresses, leur exploitation doit être raisonnée et tenir compte du fait que ces aquifères sont en général très limités dans l'espace.

L'exploitation de ces niveaux plus profonds a débuté autour des années 1980 avec l'avènement du marteau fond de trou, de la photo-interprétation et de la géophysique de subsurface (méthodes électriques et électromagnétiques) permettant le repérage de linéaments pouvant correspondre à des fractures. Aucune recherche à grande profondeur (300 m) n'a été conduite en Mayenne, la plupart des ouvrages exploitant des niveaux productifs à moins de 100 m de profondeur.

En résumé, on peut considérer les aquifères rencontrés comme bicouches : un premier niveau dans les altérites plus capacitif et libre puis un niveau plus profond et plutôt transmissif devenant progressivement « captif ».

Description des aquifères dans les différents terrains rencontrés Briovérien et cornéennes

Ces formations affleurent largement à l'échelle de la carte de Laval et présentent localement des débits intéressants lorsque la fracturation (ou fissuration) n'est pas colmatée par des argiles produites par leur altération. Elles représentent près de 50 % des volumes d'eau souterraine pour l'eau potable (ce pourcentage ne se retrouve pas à l'échelle du département où ces aquifères sont exploités de façon plus marginale).

Granites

Les formations granitiques illustrent très bien le schéma du système d'aquifère bicouche. Les arènes représentent une couche réservoir qui peut même être assez transmissive si elle est suffisamment sableuse. Le granite sous-jacent fracturé assure un rôle de drain. Le niveau à boules constitue une zone de transition entre la partie aquifère libre et celle plus captive. À l'échelle de la carte de Laval, les granites représentent 25 % des volumes d'eau souterraine pour l'eau potable.

Dans le Nord du département, des forages dans le granite rencontrant d'importantes fractures ouvertes présentaient des débits au soufflage supérieurs à 100 voire 200 m³/h.

Schistes et grès paléozoïques

Ces terrains sont considérés comme très peu aquifères, la proportion importante de schistes, d'argilites et siltites étant importante.

À l'échelle de la carte un seul captage de très faible débit concerne des schistes et grès carbonifères. Les sondages de reconnaissances réalisés dans le Silurien et le Dévonien (qui affleurent de façon importante sur cette feuille), n'ont pas donné de résultats intéressants. Par contre deux forages d'essai réalisés dans le Carbonifère schisto-gréseux présentent des débits permettant une exploitation pour l'eau potable.

Calcaires dévoniens (Formation de Saint-Cénére)

Cette formation de schistes et calcaires n'est pas utilisée pour l'AEP, les niveaux calcaires étant généralement trop peu puissants pour permettre le développement d'une nappe exploitable. L'ancien captage de Maubusson à Saint-Ouën-des-Toits était implanté dans cette formation et avait une production inférieure à 100 m³/j.

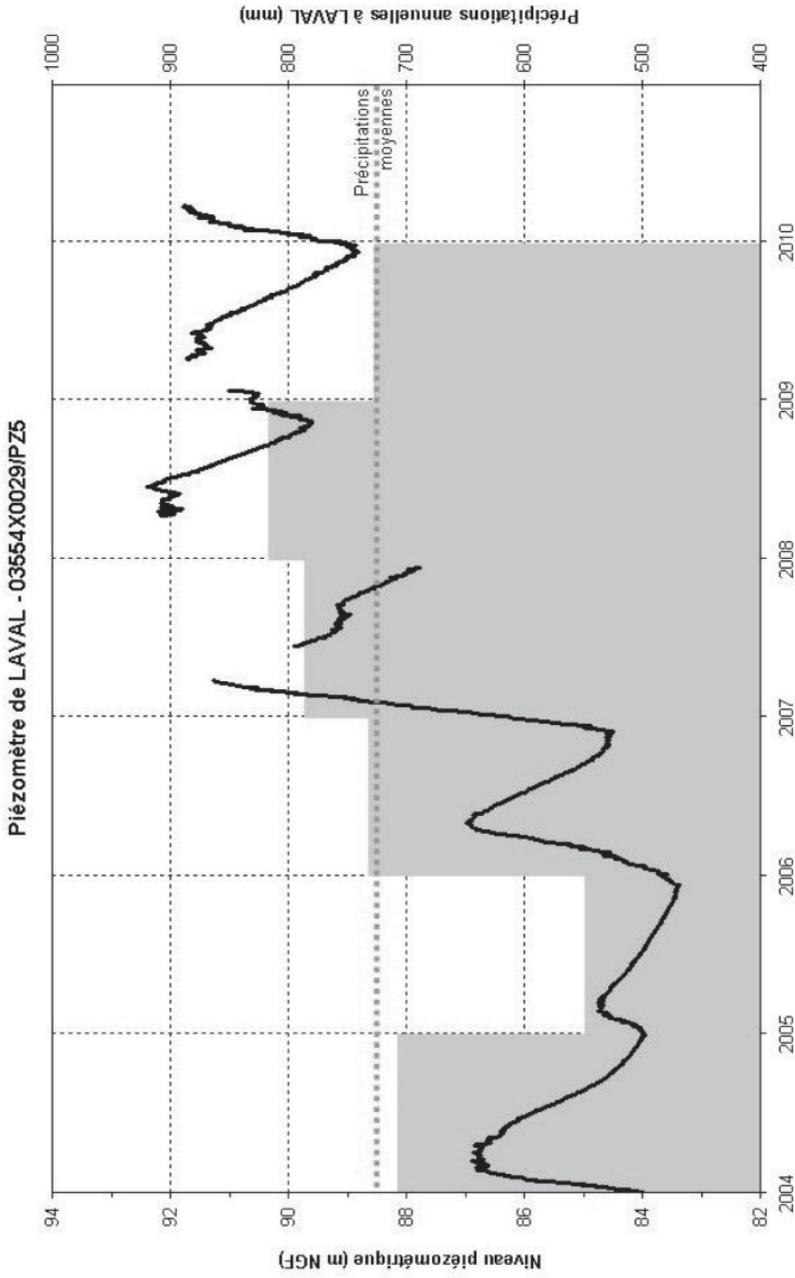


Fig. 15 - Variations saisonnières de la nappe enregistrées sur le piézomètre de Laval

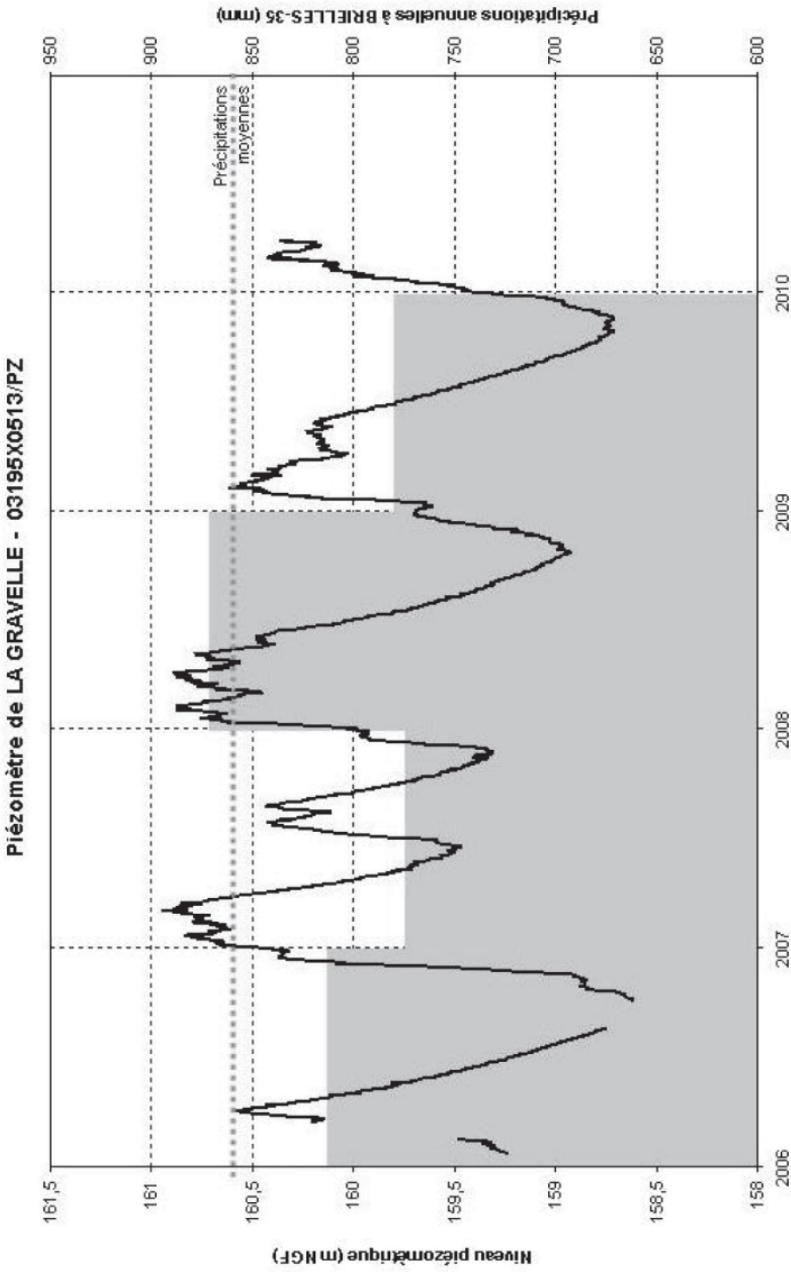


Fig. 16 - Variations saisonnières de la nappe enregistrées sur le piézomètre de La Gravelle

Calcaires carbonifères

Les calcaires carbonifères sont fréquemment karstifiés ce qui leur confère un important potentiel aquifère mais aussi une forte vulnérabilité aux pollutions, lorsqu'ils ne sont pas captifs. À l'échelle de la feuille ils représentent 25 % de la production d'eau souterraine pour l'eau potable à partir de trois forages. On notera le contexte particulier du forage de Bourgneuf-la-Forêt, implanté dans des écailles de calcaire de la Formation de Laval-Sablé.

Fonctionnement hydrogéologique

Bilan hydrique moyen

À l'échelle de la feuille de Laval, les précipitations moyennes annuelles s'échelonnent entre 700 et 850 mm et les pluies efficaces entre 290 et 360 mm environ. Déduction faite du ruissellement et de la constitution de la réserve en eau des sols, l'ordre de grandeur de l'infiltration vers la nappe est de 100 à 300 mm soit une alimentation des eaux souterraines à hauteur de 1 000 à 3 000 m³/an/ha. Ceci correspond à des données moyennes ; selon les cycles hydrologiques ces valeurs varient de façon très importante.

Évolution piézométrique

Deux piézomètres de référence du réseau départemental (fig. 15 et fig. 16) géré par le BRGM sont situés sur la feuille de Laval ou très proches : à La Gravelle (n° BSS 03195X0513/PZ - implanté dans des schistes et grès d'âge briovérien), et à Laval (n° BSS 03554X0029/PZ5 - implanté dans des schistes paléozoïques). Les suivis réalisés au niveau de ces deux ouvrages montrent des comportements très différents. Ces suivis sont récents et relativement épars ce qui donne une information plutôt ponctuelle dans le temps et l'espace.

La nappe suivie à **Laval** présente un comportement assez inertiel dans lequel se dégagent des variations annuelles et des effets pluriannuels liés aux successions de cycles hydrologiques déficitaires et excédentaires. Il est important de préciser que ce piézomètre a été foré dans des terrains très peu transmissifs et le débit au soufflage était quasi nul. Sur la période 2004-2009 les niveaux piézométriques ont varié entre -17,7 m (décembre 2005) et -8,7 m (juin 2008), soit un battement maximum de 9 m ce qui est important. Les niveaux les plus bas sont rencontrés vers le début de l'hiver avant la recharge annuelle qui permet d'atteindre des niveaux hauts au printemps.

Le piézomètre de **La Gravelle** présente des variations saisonnières marquées, ce qui est plus fréquent. Sur la période 2006-2009 les niveaux ont varié entre -2,55 m (octobre 2006) et -4,9 m (mars 2007), soit un battement maximum de 2,35 m. Les niveaux piézométriques les plus bas sont rencontrés à la fin de l'automne avant la recharge annuelle qui permet d'atteindre des niveaux hauts pendant le printemps. La vidange commence généralement en mai-juin.

Exploitation des eaux souterraines

Compte tenu des caractéristiques hydrogéologiques des terrains, les nappes sont exploitables soit lorsque les altérites sont suffisamment puissantes et perméables, soit lorsque des fractures importantes sont rencontrées en profondeur.

Eau potable

• Captages exploités

En 2010, on comptait 10 captages d'eau souterraine à l'échelle de la feuille (et 4 situés juste en limite) (tabl. 6). Ces 14 captages sont composés de 4 puits et 13 forages (certains captages comptant plusieurs ouvrages). Le débit total moyen exploité au niveau de ces ouvrages représente plus de 300 m³/h, 1,4 Mm³/an, soit moins de 20 % de la production d'eau potable à l'échelle de la feuille. Ce ratio est fortement influencé par la prise d'eau en rivière de l'agglomération lavalloise qui assure la quasi-totalité de l'alimentation des 80 000 habitants, les eaux souterraines ne permettant pas une telle production (à l'échelle du département les eaux souterraines représentent 40 % de la production pour l'eau potable).

• Captages abandonnés

Six captages présents sur la carte de Laval ont été abandonnés autour des années 90, la qualité faisant souvent défaut (nitrates ou bactériologie), les débits étant souvent faibles ou les périmètres de protection difficiles à mettre en place (tabl. 7).

Le cas du captage de la Vannerie (situé en limite de carte) est un peu particulier. Il est contaminé par des solvants chlorés issus d'une ancienne décharge située à près de 2 km, dans la partie amont de l'aire d'alimentation. Après différentes études (et la mise en place du périmètre de protection) le captage a été fermé en 2000.

• Recherches en eau souterraine

La majorité des recherches en eau ont été réalisées entre la fin des années 70 et le début des années 1990. À l'échelle de la carte, environ 80 sondages de reconnaissance ou forages d'essai ont été réalisés et ont conduit à la création de la majorité des captages cités plus haut.

Concernant les campagnes de recherches en eau plus récentes, on recense :

– les travaux engagés par la ville de Laval pour sa sécurisation dans les années 2000. Compte tenu des débits nécessaires, les recherches ont été déclarées infructueuses, mais quelques ouvrages présentaient néanmoins des débits intéressants pour des collectivités plus petites. Le forage du Chénôt situé

Nom du captage	Commune	BSS	Date de création	Formation	Ouvrage	Profondeur	Débit
Buttes	Juvigné	03191X6009/F 03191X6011/S1	1991 2004	Grès et cornéennes (bzK)	2 forages	38 m 62 m	25 + 10 m ³ /h 140 000 m ³ /an
Fétissaie	Juvigné	03191X0002/P 03191X0630/F	1950 1979	Cornéennes et granite	1 puits 1 forage	4 m 17 m	10 m ³ /h 50 000 m ³ /an
Épine (hors carte)	Juvigné	02845X6023/F2	2003	Cornéennes (bzK)	1 forage	96 m	15 m ³ /h 100 000 m ³ /an
Morinière	Alexain	03194X6023/F	1988	Granite d'Alexain (γ ³)	1 forage	60 m	25 m ³ /h 80 000 m ³ /an
Fay (hors carte)	Alexain	02855X6006/F	1991	Granite d'Alexain (γ ³)	1 forage	55 m	15 m ³ /h 50 000 m ³ /an
Crosnières	Saint-Germain-d'Anxure	03194X0025/F2 03194X0012/P	2008 1977	Granite d'Alexain (γ ³)	1 forage 1 puits	100 m 24 m	10 + 10 m ³ /h 110 000 m ³ /an
Marefelon	Le Bourgneuf-la-Forêt	03192X6015/F	1981	Calcaire carbonifère (h1c-2c)	1 forage	50 m	30 m ³ /h 100 000 m ³ /an
Poupardièrre	Saint-Berthevin	03197X6021/F	1989	Calcaire carbonifère (h1c-2c)	1 forage	45 m	35 m ³ /h 200 000 m ³ /an
Germandières	Saint-Pierre-la-Cour	03195X0016/FEX	1983	Calcaire carbonifère (h1c-2c)	1 forage	24 m	30 m ³ /h 55 000 m ³ /an
Breil (limite carte)	Chailland	02847X0017/F	1978	Quartz (Q)	1 forage	44 m	30 m ³ /h 120 000 m ³ /an
Chevalerie	Saint-Hilaire-du-Maine	03192X6011/F	1986	Granite de La Croixille (γ ²)	1 forage	28 m	25 m ³ /h 100 000 m ³ /an
Drains-de-la-Forêt	Le Pertre	03195X0015/HY	1890	Briovérien supérieur (bz)	Champs captant	5 m	gravitaire 200 000 m ³ /an
Thyonnière	Loiron	03196X0013/P	1959	Schistes et grès d'âge carbonifère (h1) ?	1 puits	5 m	12 m ³ /h 35 000 m ³ /an
Jordonnière (hors carte)	Saint-Cyr-le-Gravelais	03551X6016/F	1992	Briovérien supérieur (bz)	1 forage	48 m	20 m ³ /h 70 000 m ³ /an

Tabl. 6 - Caractéristiques des captages exploités situés sur ou à proximité de la feuille Laval

Nom du captage	Commune	BSS	Date de création-abandon	Formation	Ouvrage	Profondeur	Débit
Vaugeois les Bondis	Andouillé	03194X0010/P 03194X0011/P	1939-1993 1960-1993	Cornéennes (b2k)	2 puits	-	100-150 m ³ /j
les Beillardières	La Baconnière	03192X0007/P	1959-1986	Grès de Gahard (d1a)	1 puits et un système de drains	-	170 m ³ /j
les Gibières	Le Genest – Saint-Isle	03197X0013/P	1960-1985	Grès de Gahard (d1a)	3 puits	11 m	70-110 m ³ /j
la Vannerie (hors carte)	Louverné	03205X0003/P	1953-2000 (cause : solvants chlorés)	Calcaire carbonifère (h1c-zc)	1 puits	7,2 m	40 m ³ /h 150 000 m ³ /an
la Houdairie	Saint-Germain-le-Guillaume	03193X0014/P1 03193X0015/P2	1960-1988	Arène granitique (γ ³ csj)	2 puits	7 m 3,5 m	250 m ³ /j ?
Maubusson	Saint-Ouen-des-Toits	03197X0015/P	1950-1993	Schistes et calcaires (d1b-sb)	1 puits	10 m	80 m ³ /j

Tabl. 7 - Caractéristiques des captages abandonnés situés sur ou à proximité de la feuille Laval

à Changé est issu de cette campagne de recherche et devrait être mis en service dans les prochaines années ;

– le SIAEP du Bourgneuf a également réalisé des recherches en eau souterraine sans réel succès mais ayant mis en évidence les débits possibles dans les Grès de Gahard altérés en profondeur mais aussi la difficulté de les capter (sables fins) ;

– au début des années 2000, le Conseil général de la Mayenne a réalisé des recherches en eau souterraine dénitrifiée à proximité immédiate de captages existants mais nitrates. L'objectif était plus en qualité qu'en quantité. À l'échelle du département, des résultats positifs ont été rencontrés sur plusieurs points pour diluer un captage ancien avec un nouveau forage de faible débit mais sans nitrates (exemple du forage des Buttes FE1 à Juvigné sur la feuille de Laval).

Le tableau 8 ci-joint indique quelques caractéristiques de deux forages d'essai présentant des débits d'exploitation pouvant être intéressants pour l'eau potable.

Ouvrage	Commune	BSS	Date de création	Formation	Profondeur	Débit
Chénôt	Changé	03198X6010/S1	2001	Formation de L'Huisserie (h1)	138 m	400 m ³ /j
Moulin-de-Cornesse	Saint-Pierre-la-Cour	03195X6031/FE	1980	Formation de L'Huisserie (h1)	84 m	400 m ³ /j

Tabl. 8 - Caractéristiques des deux forages d'essai de Chénôt et du moulin-de-Cornesse

Agriculture

L'importance des élevages (bovins en particulier) a conduit les éleveurs à s'équiper de forages (souvent appelés à tort « forage artésien »). On en dénombre plus de 80 sur le secteur (données BSS-BRGM), utilisés aussi bien pour le cheptel que l'irrigation des cultures. Une étude du Conseil général menée en 2009 a mis en évidence que les volumes d'eau pour l'élevage proviennent à 60 % de puits et forages privés (pour un besoin moyen par élevage de l'ordre de 2 000 m³/an). Les débits nécessaires étant généralement très faibles, le succès des forages agricoles est fréquent, mais dans le temps des colmatages peuvent survenir et/ou des problèmes de turbidité apparaître.

Industrie

À l'échelle de la carte, on recense un industriel de l'agroalimentaire utilisant de façon importante les eaux souterraines. Cette entreprise possède deux forages (de 145 et 80 m de profondeur) implantés dans les cornéennes (b2MK). Les débits d'exhaure sont de 85 000 m³/an en moyenne.

• **Le cas des carrières**

La carrière des Feux-Vilaine à Saint-Pierre-la-Cour exploite des calcaires carbonifères pour la production de ciment. La superficie de la zone d'extraction autorisée est de l'ordre de 150 hectares et le gisement exploitable, sur les trente prochaines années, est estimé à 28 Mm³ soit 70 Mt.

L'exploitation est réalisée à sec et nécessite donc un pompage d'exhaure. À terme, le débit d'exhaure est estimé à 220 m³/h en moyenne soit 2 000 000 m³/an. Le débit d'exhaure moyen actuel est de l'ordre de 130 m³/h soit 1 200 000 m³/an. 70 à 80 % de ces volumes sont rejetés vers le ruisseau de la Valière, affluent de la Vilaine. Les 20 à 30 % restants couvrent les besoins de l'usine.

La proportion de ces volumes provenant des eaux souterraines est difficile à évaluer compte tenu des résurgences en fond de carrière et des pertes des cours d'eaux périphériques, mais dénote bien les potentialités aquifères des calcaires carbonifères.

Deux autres carrières exploitent des cornéennes (b2MK) à La Croixille et à Montflours (limite de la carte). Les débits d'exhaure sont beaucoup plus faibles, de l'ordre de quelques milliers de m³/an à 100 000 m³/an maximum.

L'exploitation des nappes semi-captives

Suite à la réussite de recherches en eau souterraine, la réalisation d'essais de pompage de très longue durée (1 à 2 mois minimum) est indispensable pour mettre en évidence certaines limites d'alimentation, et en particulier les limites étanches constituées par les « bords » des zones fracturées et entraînant des rabattements supplémentaires. L'influence du pompage dans la nappe « profonde » sur les nappes plus superficielles peut aussi être recherchée lors de ces pompages.

Le colmatage des forages exploitant des niveaux semi-captifs est fréquent et peut entraîner de graves problèmes d'exploitation, voire l'abandon de certains ouvrages. Ce processus peut être favorisé par une oxygénation de zones réductrices de nappes chargées en fer et manganèse (par dénoyage d'arrivées d'eau, par mélange d'eau de nappes chimiquement différentes). Les colmatages eux-mêmes, sont le plus souvent constitués de dépôts ± solidifiés d'hydroxydes de fer et également par des encroûtements manganiques ou calcaires.

Ces phénomènes de colmatage sont souvent favorisés par des préconisations d'exploitation inadaptées, liées à des essais de nappe de trop courte durée (72 heures par exemple) et conduisant à une surestimation des débits de pompage possibles et des rabattements excessifs. La mauvaise conception des

Captage	Commune	Ouvrage	Géologie	Conductivité à 25 °C ($\mu\text{S}/\text{cm}$)	pH	TH (°F)	NO_3^- (mg/l)	Fe ($\mu\text{g}/\text{l}$)	Mn ($\mu\text{g}/\text{l}$)
Buttes	Juvigné	forage 1 forage 2	Grès et cornéennes	150	6,6	5	0	6 000	200
Fétissaie	Juvigné	1 puits 1 forage	Cornéennes et granite	160	5,6	4	28	0	0
Épine (hors carte)	Juvigné	1 forage	Cornéennes	190	6,7	6	0	6 500	500 à 1 000
Morinière	Alexain	1 forage	Granite	360	6,1	10	60	350	30
Fay (hors carte)	Alexain	1 forage	Granite	480	6,8	12	6	300	80
Crosnières	Saint- Germain- d'Anxure	1 forage 1 puits	Granite Arène	320 300	6,8 6,3	11 8	15 54	700 140	100 10
Marefelon	Le Bourgneuf- la-Forêt	1 forage	Calcaire	670	7,6	33	4	0	25
Poupardière	Saint- Berthevin	1 forage	Calcaire	640	7,4	32	37	0	25
Germandières	Saint-Pierre- la- Cour	1 forage	Calcaire	600	7,4	29	6	0	180
Breil (limite carte)	Chailland	1 forage	Quartz	245	6,4	6	13	100	10
Chevalerie	Saint-Hilaire- du-Maine	1 forage	Granite	280	6,5	10	30	50	3
Drains de la Forêt	Le Pertre	Champs captant	Briovérien ?	140	6,6	4	4	-	-
Thyonnière	Loiron	1 puits	Schistes et grès (F. de L'Huisserie) (h1) ?	500	7,1	20	40	0	4
Jordonnière (hors carte)	Saint-Cyr-le- Gravelais	1 forage	Briovérien	250	6,2	8	0	1 500	200

Tabl. 9 - Caractéristiques principales des captages d'eau potable de la feuille de Laval

premiers forages AEP captant différents niveaux aquifères hydrochimiquement différents est aussi à l'origine de certaines difficultés d'exploitation.

Qualité des eaux souterraines

Exception faite des aquifères calcaires, les eaux sont souvent faiblement minéralisées ($< 500 \mu\text{S}/\text{cm}$), légèrement acides et très douces (*cf.* tabl. 9).

Comme indiqué précédemment, les nappes libres sont contaminées par les nitrates de façon parfois conséquente dans des zones agricoles (polyculture et élevage). Les pesticides sont, par contre, rarement rencontrés dans les eaux souterraines du secteur. La richesse des sols en matière organique participe certainement au piégeage des molécules qui ne sont alors pas lessivées vers les nappes. De faibles contaminations ponctuelles sont néanmoins détectées lors du contrôle sanitaire de l'eau des captages. À l'échelle de la carte, aucun captage ne présente de contamination chronique en pesticides, mais un captage proche (dans les calcaires carbonifères) a été longtemps contaminé par les produits phytosanitaires. Les puits mal conçus, mal protégés en tête ou mal implantés peuvent présenter des contaminations bactériologiques importantes, ce qui a d'ailleurs conduit à l'abandon de certains petits captages AEP.

Concernant les nappes plus profondes semi-captives, une dénitrification, souvent totale, permet d'avoir des eaux d'excellente qualité demandant simplement une déferrisation, voire une démanganisation, et une neutralisation (sauf pour les captages dans les calcaires ou interceptant des niveaux calcaires). Par contre certains éléments indésirables peuvent être rencontrés (arsenic, nickel, aluminium, fluor, sélénium, hydrogène sulfuré, ...)

Les principales caractéristiques hydrochimiques des captages sont présentées dans le tableau 9 (les captages concernent souvent des aquifères partiellement ou totalement dénitrifiés).

SUBSTANCES UTILES ET CARRIÈRES

Matériaux

Sur le territoire de la carte de Laval, seules deux carrières en activité subsistent aujourd'hui : la très grande exploitation de calcaire carbonifère de Saint-Pierre-la-Cour qui approvisionne la cimenterie du groupe Lafarge, et la carrière de granulats dans les cornéennes à la Châtaigneraie près de La Croixille (groupe Pigeon).

En revanche, durant le siècle dernier, de très nombreuses exploitations artisanales, ouvertes pour certaines depuis la moitié du XIX^e siècle, ont fonctionné pour alimenter la région en matériaux divers.

Les principaux matériaux exploités étaient les suivants :

– **les grès** pour les matériaux d’empierrement et les moellons : outre les carrières de La Croixille exploitant la Formation de La Lande-Murée (la Moutonnaire, les Haies-Morin, la Petite-Bourmie, Permoine, Princé), les grandes carrières étaient toutes implantées dans la Formation du Grès armoricain (Petit-Thuré dans le bois de Chatenay au Sud de Juvigné ; Maillé près de Bourgon ; la Boisardière à Chailland ; Camp-Français, rive gauche de la Mayenne) ;

– **le granite** pour les pierres de taille : les grandes exploitations étaient toutes situées sur les deux rives de la Mayenne, dans le secteur de Rochefort. Elles ont servi, en particulier, à la construction des principaux ponts sur la Mayenne ;

– **le calcaire** pour la chaux et pour la marbrerie : à l’apogée de son exploitation, en 1872, le département de la Mayenne comptait 245 fours produisant de la chaux. À partir de 1875, et surtout dans la période comprise entre 1885 et 1890, la pratique du chaulage des terres diminuant, la plupart des fours s’éteignirent, entraînant le déclin de l’extraction du charbon qui alimentait la majorité de ces fours (Musset, 1917). Les principales carrières exploitant les calcaires dévoniens et carbonifères étaient très nombreuses. Celles ouvertes dans la Formation de Saint-Cénéry étaient situées à Saint-Jean-sur-Mayenne, à Saint-Germain-le-Fouilloux (la Roussière ; cf. fig. 35 in Oehlert, 1912), à Saint-Roch (la Jaslerie) et à La Baconnière (la Poupardière). Les plus grandes exploitations de calcaire carbonifère étaient localisées à Louverné (les Aumônes, les Gravus), à Changé (Saint-Roch, Rochefort, la Coudre), à Saint-Berthevin (le Petit-Beauchêne, les Guélinières, la Perche), à Saint-Ouën-des-Toits (la Viosne, la Folie), à Bourgneuf-la-Forêt (les Brosses), à Bourgon (le Petit Meslard, la Claireie, le Logis, le Haut Feil, Boisbel, la Fleurardière) et à Saint-Pierre-la-Cour (l’Euclie, Feux-Vilaine) ;

– **l’industrie marbrière** s’implanta à Laval après l’ouverture de la première carrière à Saint-Berthevin dès 1647. On y exploitait des calcaires marbres jaspés de rouge, de blanc et de gris ardoise, baptisés « rouge de Laval » et « noir de Laval » ;

– les filons de **dolérites** pour l’empierrement : comme le granite, les principales exploitations se situaient, au Nord de Rochefort, en bordure de la Mayenne tant en rive gauche (le Plessis) qu’en rive droite (la Nourrière) ;

– **l’argile** pour la fabrication de briques à l’image de la Briqueterie à l’Ouest de La Baconnière qui tirait sa matière première des altérites développées à partir des siltites et argilites de la Formation du Val ;

– **le sable** pour la construction, tiré soit des arènes granitiques, soit des alluvions et terrasses de la Mayenne telle l’ancienne sablière dite du « Vatican » qui exploitait une basse terrasse de la Mayenne à Changé (carrière transformée en plan d’eau) ;

– **les volcanites acides** (ignimbrites) pour la confection des parois réfractaires des fours (exemple de l’ancienne carrière, dite de « la Brique », à l’Est de Changé).

Sur le secteur de Laval, les principales carrières recensées dans la banque de données du sous-sol (BSS) (tabl. 10) portent principalement sur l'exploitation des niveaux calcaires du Carbonifère pour la fabrication de chaux.

Parmi ces carrières, on citera :

- **la carrière des Feux-Vilaine**, située sur la commune de Saint-Pierre-la-Cour et exploitée par le groupe Lafarge. Ouverte en 1972, cette carrière profonde de plus de 120 m exploite les calcaires à chaux, avec une production annuelle autorisée de 2 400 kt par an. Elle approvisionne la cimenterie située à proximité, la plus importante du groupe Lafarge avec une production annuelle de 1,6 million de tonnes. Son exploitation est prévue jusqu'en 2038 ;
- **l'ancienne carrière des Ruettes** également située sur la commune de Saint-Pierre-la-Cour, ouverte en 1977 par la société Pigeon, qui a exploité jusqu'en 2007 les calcaires carbonifères, avec une production autorisée annuelle de 60 kt ;
- **la carrière des Aumônes** (anciennement « Aumeunes »), sur la commune de Louverné, qui servait (à quelle date ?) à l'extraction de calcaires à chaux ;
- les deux anciennes carrières de **Saint-Roch et de la Coudre** sur la commune de Changé, ouvertes dans les calcaires.

Gisements minéraux

La région renferme de nombreux indices et gîtes de minéralisation, portant essentiellement sur l'or (**Au**), le fer (**Fe**), l'antimoine (**Sb**), plus accessoirement sur le manganèse (**Mn**), le plomb (**Pb**) et le zinc (**Zn**), et le mercure (**Hg**). Le gîte le plus célèbre de la région est sans aucun doute celui de **la Lucette** sur la commune du Genest – Saint-Isle qui fut exploité pour l'antimoine et l'or.

Au niveau des combustibles fossiles, cette région est marquée par la présence de plusieurs niveaux de **charbon** associés aux couches du Carbonifère et ayant fait l'objet de plusieurs exploitations dans toute la région.

La présence de toutes ces concessions et gisements pour l'or, l'antimoine et le charbon explique l'importance qui est ici donnée à ce paragraphe.

En l'absence de prospection sur cette feuille dans le cadre de l'Inventaire minier national, les seules indications fournies sont celles figurant dans la banque de données du sous-sol (BSS ; tabl. 11).

N° indice en BSS	Commune	Lieu-dit	Nature	Coordonnées en Lambert 2	Utilisation	Matériau exploité
3191X0001	Saint-M'Hervé	carrière Maille (Sté Pigeon)	carrière	X = 346,070 Y = 2 356,735 Z = 126	granulat, béton	quartzite
3191X0603	Bourgon		carrière	X = 348,838 Y = 2 357,640 Z = 149		grès-quartzite
3191X0606	Bourgon		carrière	X = 346,988 Y = 2 357,626 Z = 120		schiste-quartzite
3191X0609	La Croixille		carrière	X = 346,631 Y = 2 361,576 Z = 146		schiste-quartzite
3191X0610	La Croixille		carrière	X = 346,480 Y = 2 361,685 Z = 139		schiste-quartzite
3191X0614	Juvigné		carrière	X = 349,928 Y = 2 363,222 Z = 196		schiste-quartzite
3195X0009	Saint-Pierre-la-Cour	l'Eucler Ruettes	carrière	X = 349,350 Y = 2 352,400 Z = 140	chaussées, chaux, gros-œuvre	calcaire
3195X0011	Bréal-sous-Vitré	Champ-Ruault	carrière	X = 347,300 Y = 2 351,000 Z = 139	chaux	calcaire
3195X0012	La Chapelle-Erbrée	la Brécinière	carrière	X = 347,000 Y = 2 354,600 Z = 147	chaux	calcaire
3195X0013	La Chapelle-Erbrée	la Chênaie	carrière	X = 347,200 Y = 2 353,700 Z = 141	chaux	calcaire
3195X0014	Bréal-sous-Vitré	la Haie-du-Sac	carrière	X = 345,800 Y = 2 350,700 Z = 137	construction	grès
3197X0007	Saint-Berthevin		carrière	X = 364,250 Y = 2 346,350 Z = 100		calcaire
3197X0008	Saint-Berthevin		carrière	X = 360,200 Y = 2 348,300 Z = 112		grès
3198X0016	Louverné	les « Aumeunes » (l'Aumône)	carrière	X = 371,750 Y = 2 349,800 Z = 92	chaux, chaussées, gros-œuvre	calcaire
3198X0017	Changé	Saint-Roch 1	carrière	X=366,800 Y=2349,400 Z=85	chaussées, chaux, gros-œuvre	calcaire
3198X0018	Changé	la Couldre 1	carrière	X = 367,304 Y = 2 348,513 Z = 67	chaussées, chaux, gros-œuvre	calcaire

Tabl. 10 - Principales carrières répertoriées dans la banque de données du sous-sol (BSS, BRGM)

N° indice BSS	Commune	Lieu-dit	Nature	Coordonnées Lambert 2	Date des travaux	Objet de l'exploitation ou de la recherche	Contexte géologique
3192X4001	Le Bourgneuf-la-Forêt	Le Bourgneuf-la-Forêt	Indice mercure	X = 354,935 Y = 2 359,161 Z = 160	1965	recherches Hg	
3192X4002	La Baconnière	la Chèvrerie	indice antimoine	X = 355,5558 Y = 2 357,642 Z = 130	1905	recherches Sb	filon de quartz
3192X4003	Le Bourgneuf-la-Forêt	la Planche	gîte or	X = 356,360 Y = 2 356,843 Z = 130	1869	charbon	or dans conglomérat
3192X4004	La Baconnière	la Chaumièrre	gîte charbon	X = 357,389 Y = 2 356,895 Z = 140		charbon	
3192X4005	La Baconnière	la Planche	gîte fer	X = 356,289 Y = 2 356,893 Z = 150		fer	amas stratiformes : bétain
3192X4006	Le Bourgneuf-la-Forêt	Chambouquet	gîte fer	X = 354,190 Y = 2 356,490 Z = 140		fer	amas stratiformes : bétain
3193X4001	Saint-Hilaire-du-Maine	Chailland-Sud	indice antimoine, pyrite	X = 359,382 Y = 2 361,399 Z = 160	1976	recherches Au et Sb	filon de quartz
3193X4002	Chailland	Chailland 1	indice antimoine, pyrite	X = 360,030 Y = 2 362,050 Z = 160	1976	recherches Au, Sb	filon de quartz
3193X4003	Chailland	Chailland 2	indice antimoine, pyrite	X = 360,580 Y = 2 362,301 Z = 130	1976	recherches Au, Sb	filon de quartz . Sb, Au
3193X4004	Saint-Germain-le-Guillaume	l'Oiselière	gîte fer	X = 363,785 Y = 2 359,507 Z = 110		fer	amas stratiformes, ferricrètes
3193X4005	La Baconnière	les Madières	gîte fer	X = 363,390 Y = 2 356,706 Z = 140		fer	amas stratiformes, ferricrètes
3194X4001	Montfleurs	Camp-Français	indice plomb, zinc	X = 370,693 Y = 2 355,268 Z = 60		recherches Pb, Zn	filon, stockwerk dans les grès paléozoïques
3195X4001	Saint-Pierre-la-Cour	l'Embuche	gîte fer	X = 348,602 Y = 2 350,079 Z = 135	1929	fer	amas stratiformes : bétain
3195X4002	Saint-Pierre-la-Cour	la Haute-Barolais	gîte charbon	X = 348,498 Y = 2 352,479 Z = 100	1920	charbon	
3195X4003	Saint-Pierre-la-Cour	la Brécinière	gîte charbon	X = 346,894 Y = 2 354,576 Z = 140	1938	charbon	
3195X4004	La Gravelle	la Petite-Périère	gîte fer	X=348,705 Y=2348,280 Z=160		fer	amas stratiformes : bétain
3196X4001	Port-Brillet	Port-Brillet, bois de Clermont, Egite, la Lande, l'Orière	indice antimoine, or	X = 354,951 Y = 2 350,691 Z = 125	1910	recherches Sb	filons et filonnets de quartz dans le Silurien. Or, stibine, galène, blende, chalcopryrite, pyrite, cuivres gris, tellurures Au-Ag

Tabl. 11 - Indices minéralisés répertoriés dans la banque de données du sous-sol (BSS, BRGM)

N° indice BSS	Commune	Lieu-dit	Nature	Coordonnées Lambert 2	Date des travaux	Objet de l'exploitation ou de la recherche	Contexte géologique
3196X4002	Le Genest - Saint-Isle	la Lucette	gîte antimoine, or	X = 358,203 Y = 2 349,197 Z = 100	1934	antimoine, or (Sb, Au)	filons et stockwerk quartzeux dans le Silurien stibine, arsénopyrite, chalcoppyrite, blende, galène, scheelite, or, cuivres gris
3196X4004	Loiron	Guilaine-en-Loiron	indice antimoine, or	X = 357,555 Y = 2 348,426 Z = 100	1913	recherches Au, Sb	filons et stockwerk quartzeux
3196X4005	Port-Brillet	Port-Brillet 2	indication manganèse	X = 353,731 Y = 2 350,509 Z = 100	1899		amas à manganite concentration secondaire
3196X4006	Ruillé-le-Gravelais	les Veillaires	indication antimoine, or	X = 353,558 Y = 2 346,439 Z = 170	1899	recherches Sb, Au	type inconnu, filon de quartz probable
3197X4001	Le Genest - Saint-Isle	la Clardière	indication antimoine, or	X = 359,802 Y = 2 349,770 Z = 90	1905	recherches Au, Sb	filons et stockwerk quartzeux
3197X4002	Changé	les Béhardières	gîte fer	X = 363,401 Y = 2 350,606 Z = 140		fer	amas stratiformes : bétain
3197X4003	Saint-Berthevin	la Maison-brûlée	gîte fer	X = 362,711 Y = 2 344,905 Z = 120		fer	amas stratiformes. ferricrètes
3197X4004	Saint-Berthevin	Le Genest 2	gîte charbon	X = 362,003 Y = 2 349,204 Z = 110	1908	charbon	
3197X4005	Le Genest - Saint-Isle	Le Genest 1	indication manganèse	X = 359,004 Y = 2 348,748 Z = 95	1900		amas à manganite, concentration secondaire
3198X4001	Saint-Berthevin	la Gandonnière	indice manganèse	X = 365,829 Y = 2 345,960 Z = 100	1900		amas à manganite, pyrolusite. Concentration secondaire
3198X4002	Laval	le Vieux-Château	indice manganèse	X = 367,909 Y = 2 345,484 Z = 90	1900		amas à manganite, pyrolusite. Concentration secondaire
3198X4003	Changé	la Touche	gîte fer	X = 367,301 Y = 2 350,113 Z = 100		fer	amas stratiformes, ferricrètes

Tabl. 11 (fin) - Indices minéralisés répertoriés dans la banque de données du sous-sol (BSS, BRGM)

Fer (Fe)

Anciennes exploitations et indices

Quelques indices ou anciennes exploitations sont signalés sur cette zone. Aucun de ces indices n'apparaît directement associé à une couche particulière du Néoprotérozoïque ou du Paléozoïque, telle que le Grès armoricain ou les schistes d'Andouillé, minéralisés en fer régionalement. Les concentrations décrites en particulier par L. Puzenat (1939) apparaissent plus liées à des phénomènes diagénétiques secondaires de ferruginisation, fréquents au Cénozoïque, entraînant la formation de ferricrètes, visibles en particulier sur les points hauts. Dans les bas-fonds des vallées ou sur les grandes étendues planes, la stagnation des eaux de surface entraîne une précipitation du fer dissous dans l'eau, et la formation d'amas très irréguliers ferro-manganésifères de type « alios, bétain ou grison » (dénomination variable selon les régions).

Parmi les différents sites recensés, on citera notamment :

Le gîte des Madières (n° BSS : 3193X4005) autrefois exploité. Les quelques données bibliographiques font état d'amas stratiformes s'apparentant probablement à des niveaux de grès ferrugineux ou ferricrètes dérivant de l'altération des grès du Dévonien et ayant subi des processus de ferruginisation.

Le gîte de la Planche sur la commune de La Baconnière (n° BSS : 3192X4005) constitué d'amas stratiformes ferrugineux anciennement exploités. Bien qu'il n'y ait pas d'informations précises sur le contexte géologique, la position de cet indice laisse envisager une concentration ferrugineuse récente de type « alios ou bétain », comme l'on en rencontre fréquemment dans la région. Les gîtes de Chambouquet au Sud de Bourgneuf-la-Forêt (n° BSS : 3192X4006), des Béhardières sur Changé (n° BSS : 3197X4002), de la Petite-Pierre sur La Gravelle (n° BSS : 195X4004), et de l'Embûche sur Saint-Pierre-la-Cour (n° BSS : 3195X4001) sont probablement du même type.

Le gîte de l'Oisellière (n° BSS : 3193X4004), situé en plein contexte granitique, et correspondant encore une fois à des amas stratiformes, est probablement lié à des concentrations ferrugineuses cénozoïques de type « ferricrètes ». Il en est de même des gîtes de la Touche (n° BSS : 3198X4003) sur Changé et de la Maison-Brûlé sur Saint-Berthevin qui, bien qu'étant situés en contexte paléozoïque (Dévonien ou Carbonifère), correspondent sans aucun doute à des amas stratiformes de ferricrètes.

Anciennes forges

Les forges de Chailland (Angot, 1910 ; Puzenat, 1939)

La première mention de l'existence d'une forge à Chailland date de 1550. Après la construction du premier haut-fourneau en 1694, les forges de Chailland connurent un développement de 1740 à 1750 pour la fabrication de boulets et pièces en fonte. Elles produisirent 350 t de fonte et 650 t de fer et employèrent jusqu'à 300 ouvriers dont plus de la moitié était occupée à la fabrication du charbon de bois. Le fonctionnement des forges était assuré à partir de la force hydraulique de l'Ernée et du bois de la forêt de Mayenne. Leur fermeture remonte à 1840.

Le minerai de fer, transporté à dos de cheval, venait des minières de Bourgneuf-la-Forêt (le Mineray ; Champbouquet) et de Saint-Ouën-des-Toits (Formation de Gahard). Il s'agissait d'un fer oxydé, hydraté (fer hématite), exploité dans des minières à ciel ouvert, creusées sur 10 à 20 m de profondeur (Blavier, 1837). Le dépôt de minerai de fer, mêlé d'argile, remplissait des cavités karstiques creusées, pour certaines, dans les calcaires carbonifères (*cf.* coupe du gisement de Saint-Ouën-des-Toits, in Blavier, 1837).

Les forges de Port-Brillet (Angot, 1910)

Dès 1452, il est fait état d'une forge à Port-Brillet dont la création officielle date de 1619. Utilisant le fer issu des formations dévoniennes régionales, ces forges très réputées à l'époque (« les plus belles forges du Maine » selon un manuscrit de 1750) fonctionnaient grâce à la force hydraulique et au charbon de bois. À la suite de l'extinction du dernier haut-fourneau en 1890, la forge se transforme en fonderie dont la force motrice est fournie par les eaux de deux grands étangs (étangs de la Forge et de Moulin-Neuf) retenus par des barrages. Aujourd'hui, l'entreprise Pebeco-Focast continue à maintenir la tradition de la fonderie et de la tôlerie sur le site des anciennes forges de Port-Brillet.

Plomb (Pb) et le zinc (Zn)

Un seul indice de Pb-Zn est signalé dans la littérature (n° BSS : 3194X4001). Il se situe sur la commune de Montflours, au niveau du lieu-dit « le Camp-Français ». Cet indice découvert par J. Deunff (date : ? ; archives BRGM DAM/Nantes) a été observé dans une carrière de grès située en limite du Grès armoricain et des schistes d'Andouillé. Il correspond à un filonnet à Pb-Zn (galène, blende, probables) a priori lié aux phénomènes cassants et hydrothermaux affectant la région, en particulier au cours du Carbonifère. Signalons que le plomb (galène) et le zinc (blende) sont souvent associés aux minéralisations Au-Sb.

Manganèse (Mn)

Plusieurs indices de manganèse sont décrits dans la région (fig. 17). Les plus importants sont concentrés sur Laval, Saint-Berthevin, Le Genest – Saint-Isle et Port-Brillet. Ils sont tous décrits en tant que manganèse « cobaltifère » sans que l'on sache pour autant sous quelle forme s'exprime le cobalt (si présent ?).

L'indice de la Gandonnière (n° BSS : 3198X4001). Situé entre Laval et Saint-Berthevin, il fût découvert en 1899 près de la ferme de la Gandonnière où il fit l'objet de quelques fouilles et tranchées. Cet indice est constitué de poches manganésifères situées dans des couches argilo-calcaires (altérites) à la surface des calcaires viséens, et composées de rognons de pyrolusite (96 % de MnO_2) et de manganite (40 % de MnO_2). Les terres situées au voisinage immédiat de ces concentrations présentent des teneurs en MnO_2 comprises entre 17 et 34 %. Des traces similaires de manganèse furent découvertes à la même époque sous le Vieux-Château de Laval (n° BSS : 3198X4002) et une concession de 240 ha fût demandée sur les communes de Laval et de Saint-Berthevin. Ces indices correspondent à des concentrations secondaires, assimilées à des dépôts sidérolithiques obtenus après lessivage des terrains environnants. Les formations volcaniques, très présentes sur cette zone, sont sans aucun doute à l'origine de ce manganèse.

Les indices de Saint-Genest – Saint-Isle (n° BSS : 3197X4005). Les informations sur ces indices situés près des fermes de la Lèverie, de l'Esنالé, et de l'Esnaudière, entre le Vicoin et la voie ferrée, sont restreintes. Ils correspondent à des amas à oxydes de manganèse situés dans des zones de bas-fonds en limite des terrains siluriens. Ils sont composés de petits nodules de manganite « cobaltifère » localisés au sein d'une couche argilo-limoneuse surmontant les alluvions anciennes du Vicoin. Quelques sondages furent réalisés en 1900 au niveau des fermes citées précédemment. Ces concentrations sont assimilables aux enrichissements ferrugineux de type « alios ou bétain » visibles dans ces zones en dépression. Le manganèse trouve, comme précédemment, son origine dans les terrains volcaniques présents dans la région.

L'indice de Port-Brillet (n° BSS : 3196X4005). Il fût découvert en 1899 près de la Forge de Port-Brillet. Situé en domaine de bas-fonds près du Vicoin, il est similaire à ceux décrits précédemment.

Toutes les concentrations de manganèse répertoriées sur ce secteur ne peuvent par conséquent être assimilées qu'à des dépôts secondaires issus du lessivage des terrains présents et de la précipitation du manganèse.

Mercure (Hg)

Un indice de mercure est signalé dans la Banque de données du sous-sol (BSS), au sein des grès du Dévonien inférieur, sur la commune de Bourgneuf-

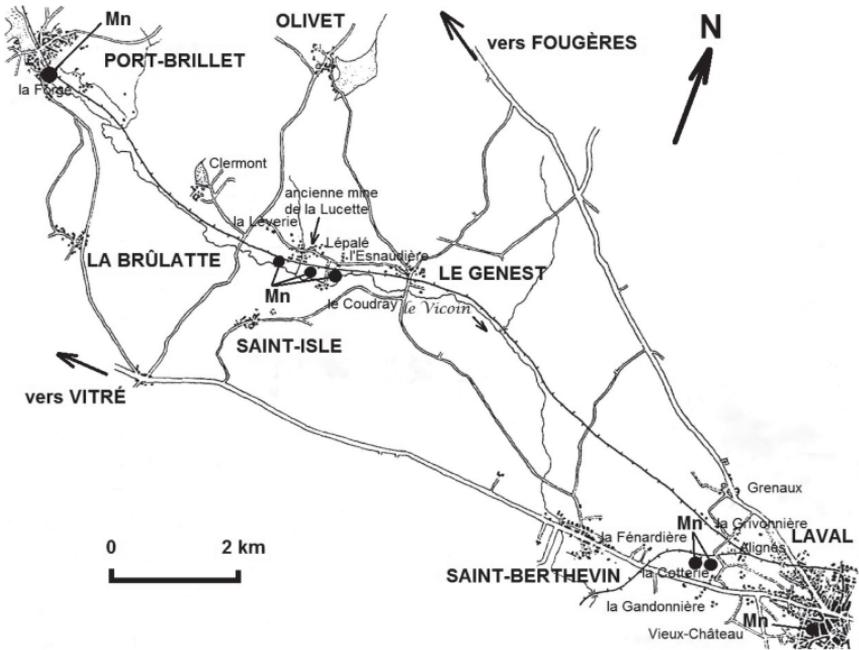


Fig. 17 - Indices de manganèse dans la région de Laval

la-Forêt (n° BSS : 3192X4001). Peu d'informations en dehors du fait que ce prospect a fait l'objet de travaux par puits et sondages à la tarière en 1965 par le BRGM. La minéralisation (mercure natif en gouttelettes ou cinabre ?) est disséminée. Cette minéralisation est probablement liée aux manifestations volcaniques affectant la région. Signalons que le cinabre est assez fréquent au niveau alluvionnaire sur cette zone de Laval (Guigues *et al.*, 1969).

Or (Au)

Le sous-sol de la Mayenne est reconnu pour renfermer de l'or, à l'état primaire en roches (filons de quartz), ou en concentrations alluvionnaires à l'état de poussières, paillettes et pépites. Il fût recherché très tôt dans toute la région, dès l'Âge du Fer et durant toute l'Antiquité, notamment au cours de la période gallo-romaine.

En dehors du gisement de la Lucette et indices associés situés sur la feuille de Laval, l'or, qu'il soit primaire en roche ou alluvionnaire, est dans toute la région étroitement lié aux terrains briovériens, comme le montre notamment la carte de distribution de l'or alluvionnaire (fig. 18, hors texte) réalisée à partir des données de prospection de J. Guigues et P. Desvismes (1969). Les minéralisations primaires sont liées à de grandes structures filoniennes quartzieuses au sein du Briovérien, accompagnées de petites intrusions tonalitiques, et constituant au Sud de Laval l'axe aurifère des Miaules (*cf.* cartes Cossé-le-Vivien et Craon ; Vernhet *et al.*, 2009, 2010). Par contre les terrains paléozoïques sont dépourvus d'or alluvionnaire.

Dans le secteur de Laval, les gisements et indices d'or reconnus, dont le célèbre gisement de la Lucette, sont par contre situés dans un contexte géologique totalement différent, au cœur du bassin paléozoïque de Laval, en liaison avec d'importants filons et stockwerks quartzieux, et souvent caractérisés par la présence d'antimoine (Sb) sous la forme d'aiguilles de stibine.

L'or alluvionnaire

Aucun indice ou placer alluvionnaire n'a été identifié sur la zone d'études, ce qui, vu la prépondérance des terrains paléozoïques sur cette zone, est en accord avec les observations faites précédemment.

L'or primaire (Au, natif ou en association) et l'antimoine (Sb)

Tous les indices et gîtes d'or situés au voisinage de la commune du Genest – Saint-Isle (site de la Lucette) sont de type filonien, caractérisés par des filons ou stockwerks quartzieux en majorité accompagnés d'antimoine. Ce métal (Sb) se présente sous la forme d'aiguilles ou d'amas de stibine. Outre les deux grandes concessions de la Lucette et de Port-Brillet, plusieurs occurrences

d'importance moindre ont été repérées au cours des temps, situées majoritairement dans les terrains siluriens.

Les différents indices hors concessions

Parmi les indices répertoriés on citera :

L'indice de la Clardière (n° BSS : 3197X4001) (commune du Genest – Saint-Isle). Il se situe dans le prolongement nord de la structure filonienne de la Lucette, entre les fermes de la Halitière et de la Clardière. Il fit l'objet dans les années 1905 de quelques travaux, notamment un puits foncé sur 21,80 m et six sondages alignés NW-SE d'une vingtaine de mètres de profondeur. Ces travaux recoupèrent une (ou plusieurs ?) structure quartzreuse minéralisée en or et antimoine.

Le puits recoupa successivement :

- à 8 m du quartz avec des teneurs de 3 g/t en or ;
- à 9 m, des grès lardés de filonnets de quartz à mouches de stibine ;
- à 10,50 m de nouveau du quartz filonien dans des schistes avec de la stibine et des traces d'or ;
- à 11,50 m, des mouches de stibine ;
- à 13 et 15 m, des filonnets de quartz avec des traces d'or.

Le puits fût arrêté à la cote de 21,80 m suite à de grosses venues d'eau, et un travers-banc fût foncé à la cote 15 m sur 17 m de long en direction NW. Celui-ci recoupa des petits bancs de grès à filonnets de quartz à traces d'or avec pyrite et petits points de stibine.

L'indice de Guildine-en-Loiron (n° BSS : 3196X4004) (commune de Loiron). Il se situe au Sud et en dehors de la concession de la Lucette, en rive droite du Vicoïn, à environ 500 m au Sud-Est de la ferme de Guildine. Les travaux réalisés dès 1910 sur ce site ainsi que sur ceux de la Clardière (paragraphe précédent) et de la Bellangerie étaient destinés à reconnaître l'extension du gisement de la Lucette.

Sur Guildine, l'indice se marque en surface par la présence d'un filon et de filonnets de quartz dans les schistes siluriens, avec quelques « mouches » de stibine. Un puits de section de 3,50 m par 2,50 m y a été creusé en 1910, atteignant la cote de -250 m. À 70 m de profondeur, un travers-banc tracé vers le Nord-Est a recoupé entre 18 et 25 m, au sein des schistes siluriens, plusieurs filonnets de quartz de 8 à 10 cm de puissance à plages de stibine et traces d'or (7 g/t). Un travers-banc réalisé à la même cote en direction du Sud-Ouest a également recoupé quelques filonnets minéralisés de quartz. À la cote de 112 m,

le puits se situait dans les schistes siluriens, accompagnés de « boules » de grès à plages de galène (Pb), blende (Zn) et chalcopryrite (Cu). D'après l'exploitant, ce faciès titrait de 4 à 7 g/t d'or. Le puits a été prolongé jusqu'à -250 m, profondeur au niveau de laquelle a été creusé sur 98 m un travers-banc de 20° vers le Nord-Est, dans des « schistes talqueux » d'abord très déformés puis plus réguliers, à plongement de 25 à 30°S. Quelques veines de quartz et passées gréseuses à plages de chalcopryrite, blende et galène y ont été retrouvées. Les travaux sur cet indice ont été arrêtés le 18 janvier 1913.

L'indice de la ferme de la Planche (n° BSS : 3192X4003). De l'or aurait été observé (?) en 1869 dans un puits d'exploitation pour l'anhracite à 60 m de profondeur dans un conglomérat. Un conglomérat houiller faiblement aurifère aurait également été découvert en 1965 par le BRGM à environ 2 km au Nord-Est près de la ferme de la Petite-Fresselle. Pas d'informations précises. Est-ce réellement un conglomérat ou une brèche, avec présence de filonnets de quartz ? L'indice de fer exploité à proximité peut aussi bien correspondre à des ferricrètes type « roussard » qu'à un chapeau de fer associé à une minéralisation sulfurée (?).

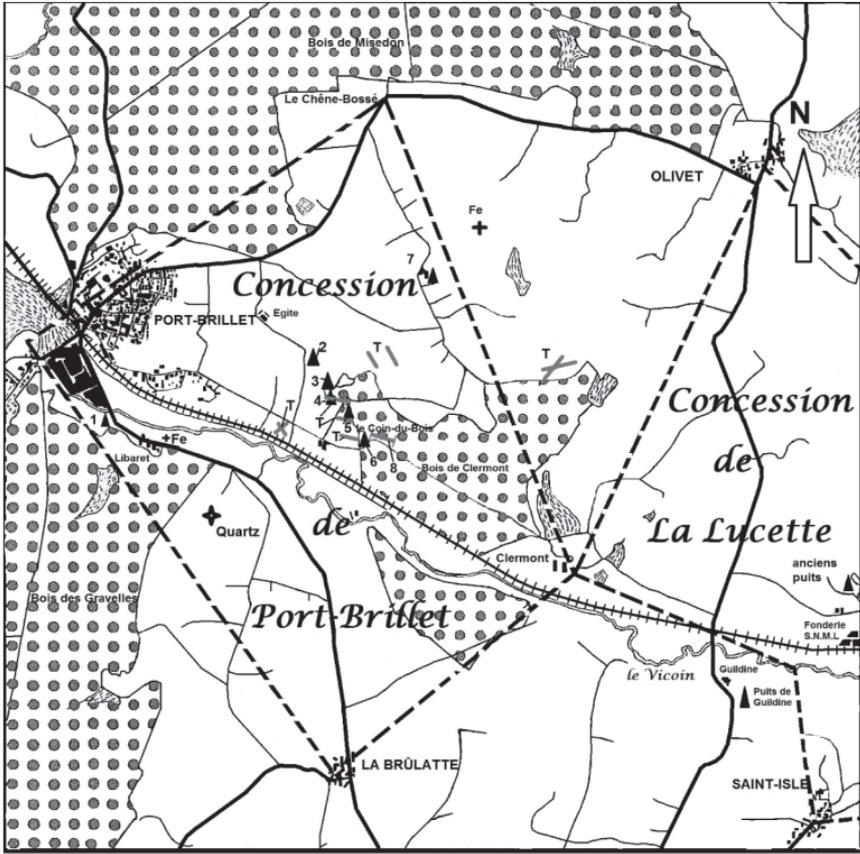
Dans le même secteur, au Nord-Ouest de la Planche, près du Vicoin, sur la ferme de la Chevrerie, des fouilles pour antimoine ont été réalisées en 1905. Pas de résultats connus.

Les indices de Chailland. Sur la commune de Chailland, plusieurs structures filoniennes quartzeuses ont fait l'objet en 1976 d'une reconnaissance par le BRGM menée au marteau et par prospection géochimique. Pas de résultats précis. Ce sont les indices de Chailland 1 et 2 (n° BSS : 3193X4002 et 319X4003) et de Chailland-Sud (n° BSS : 3193X4001).

La concession Au-Sb de Port-Brillet (fig. 19)

Cette concession qui fait partie du district aurifère de la Lucette a été instituée le 4 septembre 1909. Elle porte sur 749 ha, à cheval sur les communes de Port-Brillet, La Brûlatte et Olivet. Elle semble aujourd'hui ne pas avoir été exploitée et demeurerait la propriété de Mr Chappée (Le Mans). Elle regroupe plusieurs indices répertoriés dans la BSS sous un numéro unique (n° 3196X4001) et localisés dans le même secteur près de l'étang d'Olivet sur Port-Brillet.

L'indice de Port-Brillet (fig. 19, point 1). Cet indice fût découvert le 29/12/1899 à proximité de la fonderie de Port-Brillet, suite à l'observation d'éléments de quartz et de grès à enduits de carbonates de cuivre. Un puits y fût creusé, recoupant un filon basique très décomposé, à pendage de 20° vers l'Ouest, avec quelques traces de galène à -22,5 m, de la pyrite-chalcopryrite à -50 m dans les schistes siluriens, et des plages de pyrite nickelifère et aurifère. Au



LÉGENDE

0 1,5 km

- | | | |
|-----------------------------|----------------------------------|--------------------------------------|
| — route principale | + Fe: chapeau de fer | ▲ puits |
| — route secondaire, chemin | + affleurement de quartz | 1: puits de l'usine |
| ++++ voie ferré Paris-Brest | — tranchée (T) | 2: puits d'Egite |
| — limite de concession | — 8: galerie du bois de Clermont | 3 et 4: puits "8" et "4" de la Lande |
| ▨ étang | ▲ puits | 5: puits dit "n°8" |
| ●● zone boisée | | 6: puits dit "n°9" |
| | | 7: puit Cochet |

Fig. 19 - Limite de la concession minière de Port-Brillet, et position des différents indices (in Bellanger E. 1921 ; annales des Mines, 11^{ème} série, tome XII)

total, 200 m de galeries ont été tracés sur ce site. Les travaux y ont pris fin en mai 1905.

L'indice du Bois de Clermont (fig. 19, point 6). Suite à la découverte dans ce secteur d'un échantillon minéralisé titrant 50 g/t d'or et près de 15 g/t d'argent, la galerie dite « du bois de Clermont » fût réalisée à flanc de coteau sur 42 m de long. Les terrains recoupés étaient composés de schistes et de grès laminés du Silurien avec, pour certains échantillons, des teneurs de 70 g/t en argent (Ag), des traces de cobalt, de cuivre et d'antimoine. Des « terres rouges » (altérites ?) ont été trouvées au voisinage de cette galerie avec des teneurs atteignant jusqu'à 5 kg/t d'argent.

L'indice d'Egite (fig. 19, point 2). Il est situé au niveau de la ferme d'Egite entre Port-Brillet et l'étang d'Olivet, dans le même secteur que les indices précédents. Suite à la découverte de quartz filonien à traces de stibine dans une petite carrière, un puits fût foncé sur 50 m avec trois niveaux de galeries à 12,50 m, 28,60 m, et 49,50 m (1905). La galerie principale à 49,50 m, dirigée vers le Nord-Ouest, a atteint 101 m. Elle a recoupé successivement :

- à 16 m, un filon « interstratifié » de 15 à 50 cm de puissance, à plages de stibine, de chalcopryrite, avec de la pyrite assez abondante. Des concentrations lenticulaires décimétriques y sont observées. Ce filon sera suivi sur 60 m sur la droite de la galerie ;
- à 25 m, un filon « interstratifié » de 40 cm de puissance composé de quartz à cuivre gris, et stibine disséminée. Ce filon a été suivi en galerie sur 31 m de long ;
- à 51 m, un filon de quartz de 7 à 8 cm d'épaisseur, à cuivre gris et chalcopryrite ;
- à 66 m, un filon quartzeux de 15 à 20 cm de puissance, le plus minéralisé en chalcopryrite, avec des lentilles décimétriques de blende, des cuivres gris (tétraédrite) assez abondants, et de la bornite.

L'indice de la Lande (fig. 19, points 3 et 4). Cet indice, découvert en 1907, est situé à l'Est de Port-Brillet, en rive gauche du Vicoïn, au bout du chemin rural menant de la ferme du Coin-du-Bois à l'étang d'Olivet. Une tranchée de reconnaissance y a été effectuée permettant d'observer de la stibine massive. Deux puits y ont été foncés recoupant de 3,5 à 5 m de profondeur des argiles rouges (altérites des schistes siluriens au contact des filons ?) avec des teneurs en argent atteignant jusqu'à **5,7 kg/t**. Deux niveaux de galeries ont été tracés, aux cotes -12,5 m et -25 m permettant de distinguer notamment à 10,5 m une lentille massive de stibine.

Plusieurs filons quartzeux minéralisés y ont été répertoriés :

- un filon X de direction NW-SE à pendage vertical, suivi en profondeur jusqu'à 25 m et reconnu sur près de 80 m de long. La puissance de la caisse filonienne

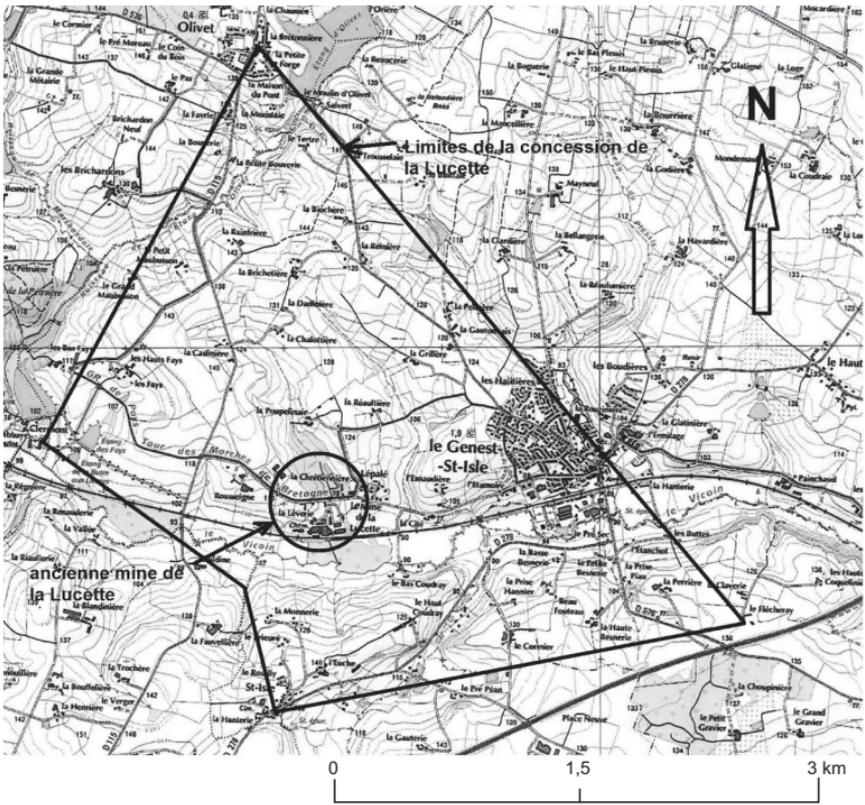


Fig. 20 - Limites de la concession or-antimoine de la Lucette (BRGM, 1995 ; rapport R38443 ; modifié)

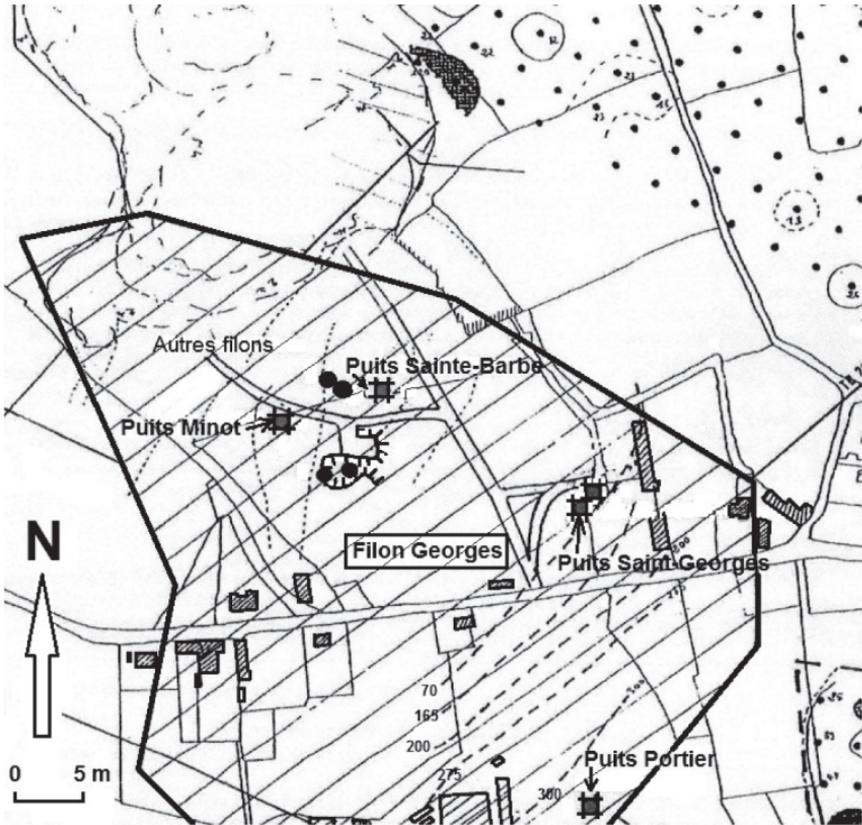


Fig. 21 - Localisation sur plan d'exploitation du site de la mine de la Lucette (BRGM, 1995 ; rapport R38443)

varie de 0,4 à 4 m avec des « lentilles » de stibine massive de 10 cm de puissance moyenne, allant jusqu'à 45 cm. Le quartz est aurifère en particulier au niveau -25 m avec une teneur moyenne de 11,7 g/t ;

– le filon Y-V, de direction E-NE, de 0,6 à 1 m de puissance, à stibine et quartz aurifère (moyenne de 11,5 g/t Au). Il a été reconnu au niveau -25 m sur 9 m de long ;

– le filon B, de direction N-NW, atteint 30 à 50 cm de puissance et est minéralisé en stibine, blende, cuivre gris et pyrite. Une lentille de stibine massive de 3 m de long et 40 cm d'épaisseur y a été observée. Le quartz renferme en moyenne 21,3 g/t Au et 17,2 g/t Ag ;

– ce filon B est recoupé par un filon à pyrite et cuivre gris présentant des teneurs moyennes de 4,5 % en Sb, 8,26 % en Fe, 1,05 % en As, 25 g/t en Au, 23 g/t en Ag, et des traces de palladium (Pd).

L'indice de l'Orière. Il est situé en rive gauche du Vicoin, à environ 300 m au SSW du puits d'Égite et 425 m du puits de la Lande. Un puits a été réalisé ainsi qu'une galerie à la cote -25 m, en direction nord-sud (1908). Plusieurs filonnets quartzeux aurifères y ont été recoupés notamment un filon de 0,30 m d'épaisseur, bréchifié, avec de nombreux grains de blende (Zn), des veinules de pyrite, et d'abondantes plages de cuivre gris. Présence également de petites géodes avec des cristallisations en aiguilles de tellures d'or et d'argent. Les teneurs en or dans le quartz et dans les épontes gréseuses sont ici très régulières, de l'ordre de 12 à 13 g/t en moyenne.

La concession et la mine de la Lucette (n° BSS : 3196X4002)

La mine de la Lucette est située sur la commune de Le Genest – Saint-Isle, en rive gauche du Vicoin, à quelques kilomètres à l'Ouest de Laval (fig. 20 et fig. 21)

Historique (d'après Guiollard, 1995). Créée en mars 1898, la Société Anonyme des Mines de la Lucette obtient un décret de concession en avril 1899. La mine exploite une douzaine de filons de quartz, de direction N20° à N40°E, encaissés dans la Formation du Val, et porteurs d'une minéralisation de stibine (sulfure d'antimoine, Sb_2S_3) et d'un peu d'arsénopyrite. La puissance des filons varie de 0,15 à 3 m, pour une valeur moyenne de 0,80 m. La stibine forme des masses lamelleuses et des groupes de cristaux de plusieurs décimètres de longueur (Kerforné, 1920).

En 1903, de l'or est découvert par hasard (par analyse chimique) en association avec la stibine. Dès lors, la société modifie ses statuts et prend le nom, en 1904, de « Société Nouvelle des Mines de la Lucette ». Le 5 juin 1905, la concession est étendue à l'exploitation de l'or et connaît alors une courte

période de prospérité. En 1909, elle produit le quart de la production mondiale d'antimoine, mais dès 1913 l'activité minière cesse. Elle ne reprendra qu'en 1915 et continuera jusqu'en 1934, date de fermeture définitive de la mine. Au total, elle aura produit **8 700 kg d'or et 42 000 tonnes d'antimoine métal**.

L'usine métallurgique continue en revanche son activité et traite des minerais d'antimoine venant de l'étranger. Depuis janvier 2001, la société « Produits Chimiques de la Lucette » a repris l'ensemble de l'activité des « Mines de la Lucette » et demeure spécialisée dans le traitement de l'antimoine et de ses dérivés.

D'autres filons minéralisés sont signalés sur la carte de Laval, en particulier au Sud-Est de Port-Brillet (le Coin-du-Bois) où des filons de quartz orientés N20°E sont porteurs d'antimoine, cuivre et plomb. Une concession dite « de Port-Brillet », a été obtenue mais n'a jamais fait l'objet d'exploitation (*cf.* paragraphe précédent).

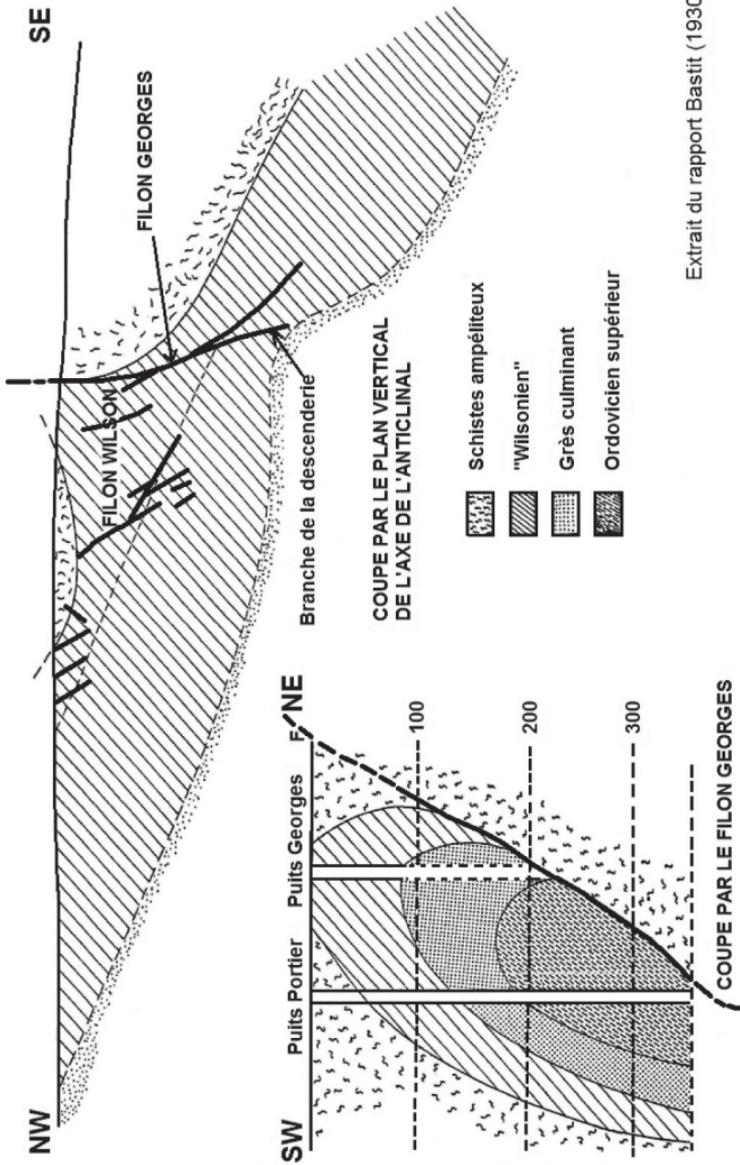
De même, des indications d'antimoine, sous forme de stibine fibro-lamellaire contenue dans la formation du Grès armoricain, figurent sur la carte de Laval à 1/80 000 en deux points au Sud-Ouest de Chailland (la Houssandière et la Grande-Roche) (Kerfome, 1920).

Cadre géologique du gisement de la Lucette. Le champ filonien de la Lucette est situé dans le synclinal paléozoïque de Laval, au niveau d'une structure anticlinale secondaire située entre Le Bourgneuf et Le Genest – Saint-Isle. Il occupe une surface d'environ 3 km², avec une direction générale des filons de quartz de N10° à N40°E, à pendages proches de la verticale. Au total, une douzaine de filons minéralisés ont été répertoriés sur ce site (filons Georges, Wilson, Henry, K, 1, 2, 3, 4, 6, 8, et Port-Brillet).

Les zones minéralisées filoniennes sont localisées dans un niveau de grès quartzeux compact et de schistes durs, pris dans une structure anticlinale déversée à flanc nord faillé (anticlinal de Misedon) d'axe perpendiculaire à la direction des filons. Ce niveau est surmonté par des schistes noirs ampéliteux très tendres dans lesquels s'estompent les filonnets de quartz. Ces terrains attribués au Silurien supérieur (Formation du Val) reposent sur les grès de la Formation de La Lande-Murée et sont recouverts par les grès du Dévonien inférieur (fig. 22 et fig. 23). Les filons sont à remplissage bréchique, avec une gangue à dominante quartzeuse, renfermant accessoirement de la calcite, et de nombreux fragments anguleux de schistes et de grès de l'encaissant.

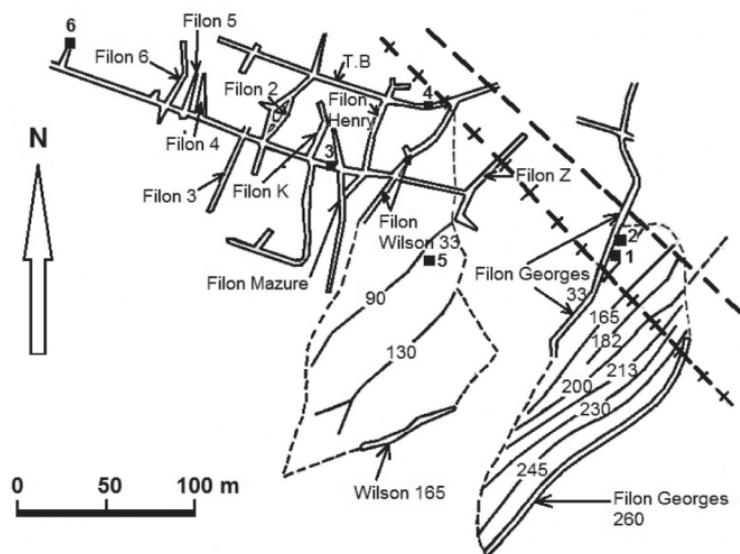
Les filons

Le filon Georges : orienté N40°E, à N dans sa partie septentrionale, il est à pendage subvertical jusqu'à la cote -56 m et s'incline progressivement pour



Extrait du rapport Bastit (1930)

Fig. 22 - Coupes schématiques du gisement de la Lucette (rapport Bastit, 1930)



Plan de l'ensemble des travaux de la Lucette au niveau -33
(niveau où les filons sont présents)

- 2 - Puits Auxiliaire
- 3 - Puits Minot
- 4 - Puits Sainte-Barbe
- 5 - Puits Wilson (foncé à partir du niveau -70 m)
- 6 - Puits n°2 de recherche

-  Limite de l'extension des travaux d'exploitation aux différents niveaux des filons Wilson et Georges
-  Tracé approximatif de la faille à -150 (d'après E. Bellanger)
-  Tracé approximatif de l'axe anticlinal de Misedon (interprété à partir des coupes de Bastit)

Fig. 23 - Plan de l'ensemble des travaux au niveau -33 (niveau où tous les filons sont présents) (Guigues, 1978, d'après Serment (1978) complété)

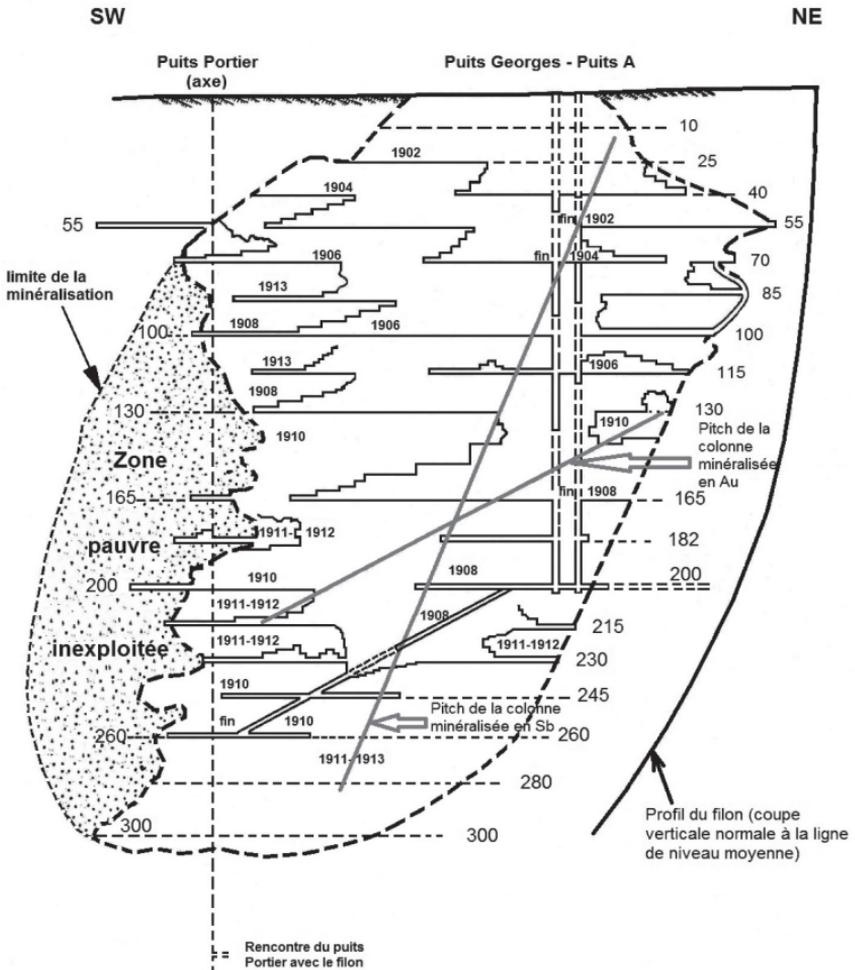


Fig. 24 - Projection verticale du filon Georges et pitch des colonnes minéralisées en Au et Sb (H. Bellanger, 1921, modifié ; in Guigues 1978)

atteindre 45° à -300 m. D'une longueur d'environ 150 m, sa puissance moyenne d'environ 3 m (jusqu'à 6 m) se réduit en profondeur à 0,25 m à la cote -350 m, et il devient stérile en antimoine et ne renferme plus que 2 g/t d'or. La stibine présente dans le plan de ce filon constituait une colonne minéralisée de 250 m de haut pour 60 à 80 m de long (fig. 24) titrant de 10 à 50 % Sb et 30 à 40 g/t Au avec 1 à 2 % Ag.

Le filon Georges a été exploité jusqu'à 260 m de profondeur et exploré jusqu'à 350 m. Ce filon et les filons auxiliaires l'accompagnant ont été exploités de 1900 à 1913.

Le filon Henry : il a été découvert et exploité pendant la période 1900-1916 lors du creusement du puits Minot, en même temps que les filons K, 2, 3, 4, 5 et 6. Orienté N10°E, il présente un pendage de 60°W, est de puissance irrégulière, et se ramifie au Nord avec le filon Masure.

Le filon Wilson : il a été reconnu en 1916, exploité jusqu'en 1923-24 jusqu'à 200 m, et exploré jusqu'à 220 m de profondeur. Orienté NNE à Nord, à pendage est, il constitue une structure complexe ramifiée avec un filon principal, un filon du mur et un filon du toit. La minéralisation disparaît à la cote -110 m, avec toutefois une passe métrique de quartz aurifère dans le filon du mur à -200 m (0,4 g/t). À 220 m de profondeur, le filon devient stérile et se réduit à un filonnet.

Les autres filons (K, 2, 3, 4, 5, 6, 8, Z) se sont révélés être de faible importance et devenant stériles au-delà de 70 m de profondeur.

L'extraction du minerai de la Lucette a été réalisée par 6 puits et travers-bancs totalisant plusieurs milliers de mètres.

La paragenèse du minerai

Elle est représentée, par ordre décroissant, par de la stibine, de l'arsénopyrite aurifère, de la pyrite, de la blende et de l'or libre. L'arsénopyrite est surtout liée aux filons Georges et Wilson, en cristaux de petite taille, à enduits d'or. La stibine occupe la partie centrale des filons, en masses lamellaires de grande dimension (de l'ordre du m³), en cristallisation dans les géodes, et disparaît en profondeur. L'or est en petites plages collées sur la pyrite et l'arsénopyrite, mais également à l'état libre dans le quartz avec des plages pépitiqes pouvant atteindre 3 cm. Des études plus récentes réalisées sur le site de la Lucette dans les années 70 (géophysique, minéralogique) ont mis en évidence de la **scheelite** (**W**), ainsi que de la galène, de la chalcopyrite et des cuivres gris (paragenèse déjà observée dans la concession voisine de Port-Ribet).

Les teneurs en or atteignent jusqu'à :
– 30 g/t dans le quartz à stibine ;

- 40 à 100 g/t dans le quartz aurifère ;
- 400 à 600 g/t dans le quartz à arsénopyrite.

Les teneurs moyennes en or varient entre 11 et 20 g/t.

Origine et nature de la minéralisation

Le gisement de la Lucette est associé à un système filonien encaissé dans les schistes et grès siluriens. Plusieurs hypothèses ont été évoquées concernant l'origine de l'antimoine et de l'or :

- soit ces métaux sont déjà présents dans les couches encaissantes où ils constituent un stock métal sédimentaire qui sera repris et concentré dans les filons de quartz lors de la phase de fracturation à laquelle sont associées des circulations de fluides : ceci expliquerait notamment que l'on retrouve le même type de minéralisations dans les terrains siluriens sur la concession de Port-Brillet ;
- soit ce stock métal est totalement allochtone et directement associé à des venues et circulations de fluides hydrothermaux ayant colmaté et favorisé la concentration de ces métaux dans les fractures et fissures ouvertes lors de la phase de fracturation.

Cette dernière hypothèse est celle qui est maintenant retenue, le gisement de la Lucette étant catalogué dans les gisement filoniens mésothermaux générés par la circulation de fluides hydrothermaux minéralisés avec des températures de l'ordre de 200 à 300 °C, et dont l'origine est liée à la mise en place de roches magmatiques.

Dans le secteur de la Lucette, les roches magmatiques reconnues sont représentées par des filons de dolérites présents à moins de 2 km au NE du gisement, par le massif leucogranitique du Pertre situé à quelques kilomètres au Sud-Ouest (feuilles Cossé-le-Vivien, Vernhet *et al.*, 2009 ; La Guerche-de-Bretagne, Trautmann *et al.*, 1997), ainsi que par le massif volcanique d'Entrammes près de Laval. Il y a donc eu sur ce secteur une activité magmatique intense datée à 343 ± 3 Ma (2σ) pour le granite du Pertre (Cocherie, 2007 ; méthodes U-Pb (laser-ICPMS-MC) sur zircons et U-Th-Pb sur monazites, in Vernhet *et al.*, 2009) et 336 ± 6 Ma pour le volcanisme ignimbritique d'Entrammes (Cocherie, 2010 in Vernhet *et al.*, 2009 ; datation sur zircon, méthode U-Pb par couplage laser ICPMS-MC (Neptune)).

L'âge de cet apport en métaux en liaison avec des phénomènes hydrothermaux se situerait par conséquent entre la fin du Tournaisien et le Viséen.

Toutefois, à la vue des différentes informations figurant dans les archives, ces concentrations ont probablement été affectées par des jeux de failles tardifs

pouvant engendrer une remobilisation partielle de ces métaux. Tout cet environnement filonien est probablement induit par le Cisaillement nord-armoricain et les failles annexes associées dont les jeux ont perduré du Dévonien (voire avant) jusqu'au Carbonifère.

Enfin, la forte densité des filons dans les niveaux silto-gréseux et leur disparition dans les schistes ampéliteux supérieurs s'expliquent probablement par des différences de compétence entre des roches très cassantes (grès) et des roches beaucoup plus souples et plastiques (ampélites).

Ces concentrations Au-Sb de Port-Brillet et la Lucette sont à rapprocher des minéralisations aurifères filoniennes visibles plus au Sud sur les feuilles de La Guerche-de-Bretagne (Trautmann *et al.*, 1997), Cossé-le-Vivien, Craon (Vernhet *et al.*, 2009, 2010), Château-Gontier (Brossé *et al.*, 1987) présentant, en dehors de la stibine, la même paragenèse et constituant l'axe aurifère des Miaules. Bien que l'on puisse sur cet axe évoquer la possibilité d'une reconcentration d'un stock aurifère préexistant dans le Briovérien, le processus de concentration dans des structures quartzieuses reste similaire, hydrothermal, avec dans le voisinage immédiat de ces minéralisations la présence systématique de petits pointements de tonalites (Craon et Cossé-le-Vivien).

Charbon

Sur le territoire de la carte de Laval, les matériaux combustibles ayant fait l'objet d'exploitation par le passé correspondaient soit à des niveaux d'anthracite intercalés dans le Carbonifère inférieur et la base du Carbonifère supérieur (formation tournaisienne de L'Huisserie au Genest et formation namurienne du bassin de La Baconnière), soit à de la houille provenant des couches du Carbonifère supérieur (Stéphanien) du bassin de Saint-Pierre-la-Cour.

Les premières recherches pour le charbon dans le bassin houiller de Laval datent de 1810. L'attribution des premières concessions a démarré dès 1822 pour aboutir à un total de 18 concessions réparties sur une surface concédée totale de 320 km². La production totale en charbon du bassin de Laval s'est élevée à 7 000 000 t, avec un maximum entre 1840 et 1890 (tabl. 12). Elle a essentiellement été assurée par les concessions de L'Huisserie, de La Bazouge-de-Chéméré et de Sablé ayant fourni chacune entre 1,00 et 1,50 Mt, par celles de Saint-Pierre-la-Cour, Le Genest et La Baconnière avec 0,5 à 0,6 Mt chacune, et accessoirement par une dizaine de petits sites. Les couches exploitées sont localisées dans le Tournaisien-Viséen-Namurien, à l'exception du gisement de Saint-Pierre-La-Cour exploité dans le Stéphanien (BRGM, 1979 ; Guigues, 1974 ; Mulot, 1974).

La période de dépôt s'étendant du Tournaisien au Namurien a donné de l'anthracite (3 à 4 % MV (matières volatiles)), très cendreuse (22 à 30 %), avec

Concession	Superficie (en ha)	Période d'exploitation (date d'annulation de la concession)	Qualité du charbon teneur en cendres en %	Tonnage extrait (en tonnes)	Réserves probables (en tonnes)	Contexte géologique
Saint-Pierre-la-Cour	1 539	1880-1921 (1968)	moyenne 10 à 30%	530 000	200 000	Stéphanien
La Baconnière	1 567	1834-1869	bonne ?	+500 000	?	Culm et Namurien
Le Genest	?	1841-1925	médiocre 12 à 24%	570 000	?	Culm et Namurien
Montigné-L'Huisserie	1 120	1857-1923	médiocre 24 à 32%	1 969 550	faibles	Culm et Namurien
Bazougers	1 180	1838-1843 (1960)	médiocre ?	11 450	?	Culm et Namurien
Bazouges	3 227	1825-1928 (1960)	mauvaise 20 à 40%	1 500 000	600 000 ?	Culm et Namurien
Gomer	?	??	? ?	10 170	?	Culm et Namurien
Sablé	11 657	1822-1950 (1959)	médiocre 20 à 23%	1 406 000	1 000 000 ?	Culm et Namurien
Solesmes	970	1841-1850 (1926)	médiocre ?	? (faible)	? sans intérêt	Culm et Namurien
Promenade	881	1868-1879 (1959)	médiocre ?	107 874	? sans intérêt	Culm et Namurien
Poillé	837	1841-1851 (1926)	très peu de charbon	-	- sans intérêt	Culm et Namurien
Monfrou	2 100	1822-1859 (1930)	? ?	122 861	?	Culm et Namurien
Varennes	184	1842-1858 (1927)	? ?	-	- sans intérêt	Culm et Namurien
Linières	596	1842-1852 (1927)	? ?	16 680	? sans intérêt	Culm et Namurien
Épineux-le-Seguain	?	1833-1858 (1927)	? ?	167 960	épuisé	Culm et Namurien
Viré	2 254	1835-1852 (1927)	médiocre ?	67 140	? sans intérêt	Culm et Namurien
Brûlon	?	1844-1850 (1926)	? ?	néant	néant sans intérêt	Culm et Namurien
			TOTAL	7 009 685		

Tabl. 12 - Les concessions houillères du bassin de Laval (BRGM, 1979)

une forte proportion de poussier et de menu (« anthracite moussu »). Certains niveaux peuvent renfermer de l'anthracite très pur (« anthracite carré ») représentant sur certains sites jusqu'à 25 % du tonnage (La Bazouge).

Les dépôts stéphanien de Saint-Pierre-la-Cour comportent, selon les veines, de la houille grasse à courte flamme, ou de la houille sèche à longue flamme, assez riche en cendres (10 à 30 %) et souvent sulfureuse. Une partie de la production (37 000 t) a été cokéifiée entre 1862 et 1876.

Ces différentes exploitations ont été arrêtées par manque de débouchés en particulier du fait de la fermeture des fours à chaux, mais également en raison de la qualité moyenne à médiocre du charbon, ou de raisons financières et techniques, telles que d'importantes arrivées d'eau, difficiles techniquement à maîtriser et très coûteuses pour l'exploitation (Montigné, Gomer).

La fermeture du site de la Sanguinière (concession de Sablé) en 1950 a marqué la fin de l'exploitation du charbon dans le bassin houiller de Laval.

L'exploitation des formations charbonneuses du Stéphanien : la concession des mines de houille de Saint-Pierre-la-Cour et la cuvette de Launay-Villiers (fig. 25)

La concession de Saint-Pierre-la-Cour a été instituée par ordonnance royale du 11 octobre 1830 au profit de la société Bazouin et portait sur une superficie initiale de 1 539 ha, ramenée sur ordonnance du 26 décembre 1940 à 906 ha. La concession a été acquise en 1907 par Mr A. Chappe sur adjudication, et renoncée en février 1968. Le bassin houiller de Saint-Pierre-la-Cour occupe une surface d'environ 18 km² s'étendant sur 8 km de long en N-S pour 2 km de large en E-W. Le bassin d'origine a été affecté par d'importants accidents tectoniques (Oehlert ; *in* Mulot, 1974) entraînant l'individualisation de deux bassins secondaires, celui des Germandières au Sud et celui de la Barolais au Nord. Ces deux bassins sont constitués d'une alternance régulière de poudingues, de grès et de schistes argileux riches en empreintes végétales et auxquels sont associées les couches charbonneuses. Ces terrains sont d'âge stéphanien.

Le Bassin des Germandières (230 ha) (fig. 25). Cette cuvette découverte en 1828 est affectée par deux plis d'axe SW-NE, celui de l'Embûche et celui des Effretais. La puissance de cette formation stéphanienne est relativement limitée, le fond de la cuvette ayant été atteint à 200 m de profondeur. L'ensemble du gisement a été reconnu entre 1830 et 1876 par l'intermédiaire de 13 puits (parmi lesquels les puits du Petit et du Grand-Solitaire dans le bois de la mine où des Effretais ; puits du bois de Germandières, de la Prise-Goberon, des Feux-Villaines), des galeries et des plans inclinés. Durant cette période, **530 000 t** de houille ont été extraites, correspondant au 2/3 des réserves. Le charbon était porté

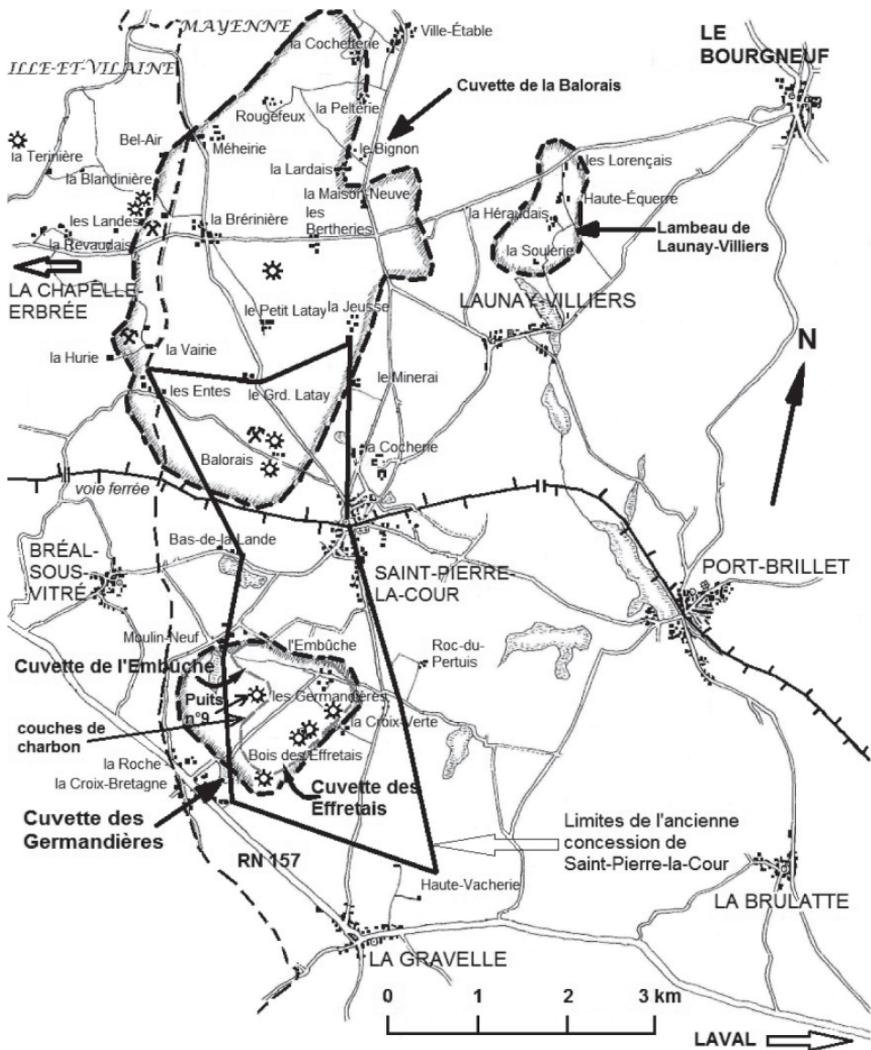


Fig. 25 - Limite de la concession de Saint-Pierre-la-Cour et position des cuvettes houillères des Germandières, des Effretais, de la Balorais, de l'Embûche, de Launay-Villiers (Mulot, 1974)

par 17 veines dont 6 à 7 réellement exploitables (0,15 à 0,70 m) représentant une épaisseur cumulée de 3 à 4 m de charbon. Cette houille était, selon les veines, sèche à longue flamme, ou grasse à courte flamme, plus ou moins cendreuse (10 % de cendres en moyenne), et toujours sulfureuse.

Le tiers restant des réserves, estimé entre 200 et 250 000 t, a été reconnu par le puits n° 9. Trois veines « plates » y ont été recoupées, deux sans intérêt, la troisième de 0,40 à 0,50 m. Ce stock n'a pas été exploité.

Les réserves potentielles de ce site étaient estimées en 1974 à **250 000 t** (Fischesser, *in* Mulot, 1974).

La cuvette de la Balorais (1 000 ha) (fig. 25). Ce gisement n'a été que très peu exploité. Un puits de 176,80 m a été foncé dans la partie sud du bassin et a recoupé 6 veines de charbon à pendage de 30°N, avec successivement :

- à 37 m, une veine de 1,40 m de puissance, à houille maigre, qui a été suivie sur une centaine de mètres sans être exploitée ;
- à 77 m, une petite veine de 0,10 m ;
- à 117 m, une veinule de 0,15 m ;
- à 140 m, une couche de 0,80 à 1 m de puissance à 25 % de cendres et 16 % de MV (matières volatiles) ;
- à 160 m, une « petite veine » de 0,25 à 0,55 m ;
- enfin à 170 m, une « grande veine » de 0,70 à 2 m de puissance ; un travers-banc tracé vers le Sud sur 70 m a atteint le rebord du bassin stéphanien et touché le substratum anté-stéphanien.

Les deux veines les plus profondes (-160 et -170 m) ont été, avec la veine à -37 m, les seules à être exploitées, la « grande veine » sur 300 m en direction et sur environ 30 m selon le pendage de la couche, la « petite veine » sur 150 m en direction et une trentaine de mètres selon le pendage. De ces 2 couches ont été extraites entre 1874-1879 et 1901-1905, 15 à 20 000 t de houille, grasse et à courte flamme (cendres : 11,6 et 21,6 % ; MV : 17 et 14,6 %) pour la couche principale, plutôt maigre, de type charbon sulfureux et assez cendreuse pour la petite couche (cendres à 24,6 %, MV à 12,6 %). Cette extraction était au niveau de la couche -170 m perturbée par des venues d'eau importantes et sulfurées (pyrite) (200 m³/j).

De 1918 à 1921 (arrêt entre 1905 et 1918 ?), les travaux se limitent à la couche située au niveau -37 m, faillée et se bloquant à -60 m en direction sud.

13 000 t ont été sorties par la méthode des piliers et remblais incomplets, avec un charbon de très mauvaise qualité, très cendreuse.

Les travaux sur la cuvette de la Balorais ont cessé définitivement début 1921.

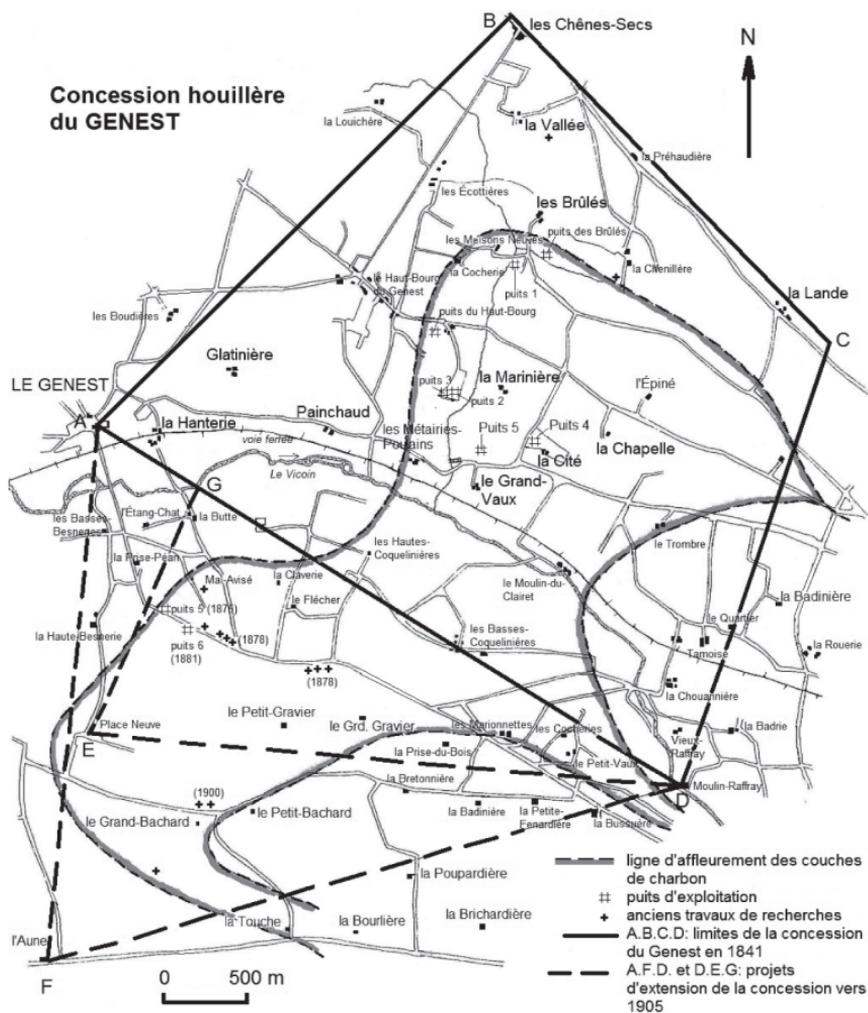


Fig. 26 - Limite de la concession houillère du Genest et position des anciens travaux (d'après les archives du Service des Mines de Nantes, complétées par B. Mulot, 1974)

Les réserves de ce site peu exploité sont à l'heure actuelle inconnues et ne pourront être estimées qu'après une importante campagne de reconnaissance par sondages. R. Fischesser estimait dans les années 1970 (*in* Mulot, 1974) que le fond du bassin pouvait se situer à environ 250 m de profondeur et que l'on pouvait s'attendre (?) à trouver en remontant vers le Nord des accumulations de houille plus importantes.

La cuvette de Launay-Villiers (hors concession) (fig. 25). Ce gisement situé en dehors de la concession de Saint-Pierre-la-Cour, au Nord de Launay-Villiers, est constitué de dépôts résiduels du Stéphanien (*cf.* carte) reposant en discordance sur le Silurien ou le Dévonien. Il fit l'objet au XIX^e siècle de quelques fouilles au niveau de la ferme des Lorençais, destinées à trouver une extension au gisement de Saint-Pierre-la-Cour. Les terrains présents sont représentés par une alternance de poudingues, de grès et de schistes avec deux niveaux de houille (puissance non précisé) à 36-39 % de cendres et 15-17 % de MV.

L'exploitation des formations charbonneuses du Tournaisien-Viséen-Namurien

La concession des mines d'anthracite du Genest (n^o BSS : 3197X4004). De 714 ha, elle fut instituée le 10 février 1841 (fig. 26). Découvert en 1830, ce gisement fût exploité jusqu'en 1908, puis repris au cours de la première guerre mondiale pour être définitivement abandonné en 1926. Les principaux puits d'exploitation se trouvaient à environ 2 km à l'Est du Genest. Le gisement est constitué par les terrains du Carbonifère inférieur (formation tournaisienne de L'Huisserie) avec, à la base, des volcanites auxquelles succèdent des poudingues, des grès, des siltites et des couches d'anthracite (*cf.* description des faciès du Vallon des Brûlés).

Trois couches très rapprochées ont été exploitées :

- une couche supérieure de 0,80 m ;
- à 2 m en dessous une couche de 2 à 6 m de puissance (2,50 m en moyenne à 12-22 % de cendres et 17-19 % de MV) ;
- à 2 m sous la précédente, une couche inférieure de 0 à 1 m (0,70 m en moyenne) (cendres : 24 % ; MV : 16 %).

• Principaux travaux effectués

Trois secteurs ont été principalement exploités :

- le secteur **des Brûlés et de la Maison-Neuve** dans le Nord de la concession avec le puits des Brûlés et celui de la Maison-Neuve. Ce dernier, foncé sur une cinquantaine de mètres, communiquait avec le précédent. Il fût définitivement abandonné en 1860 ;

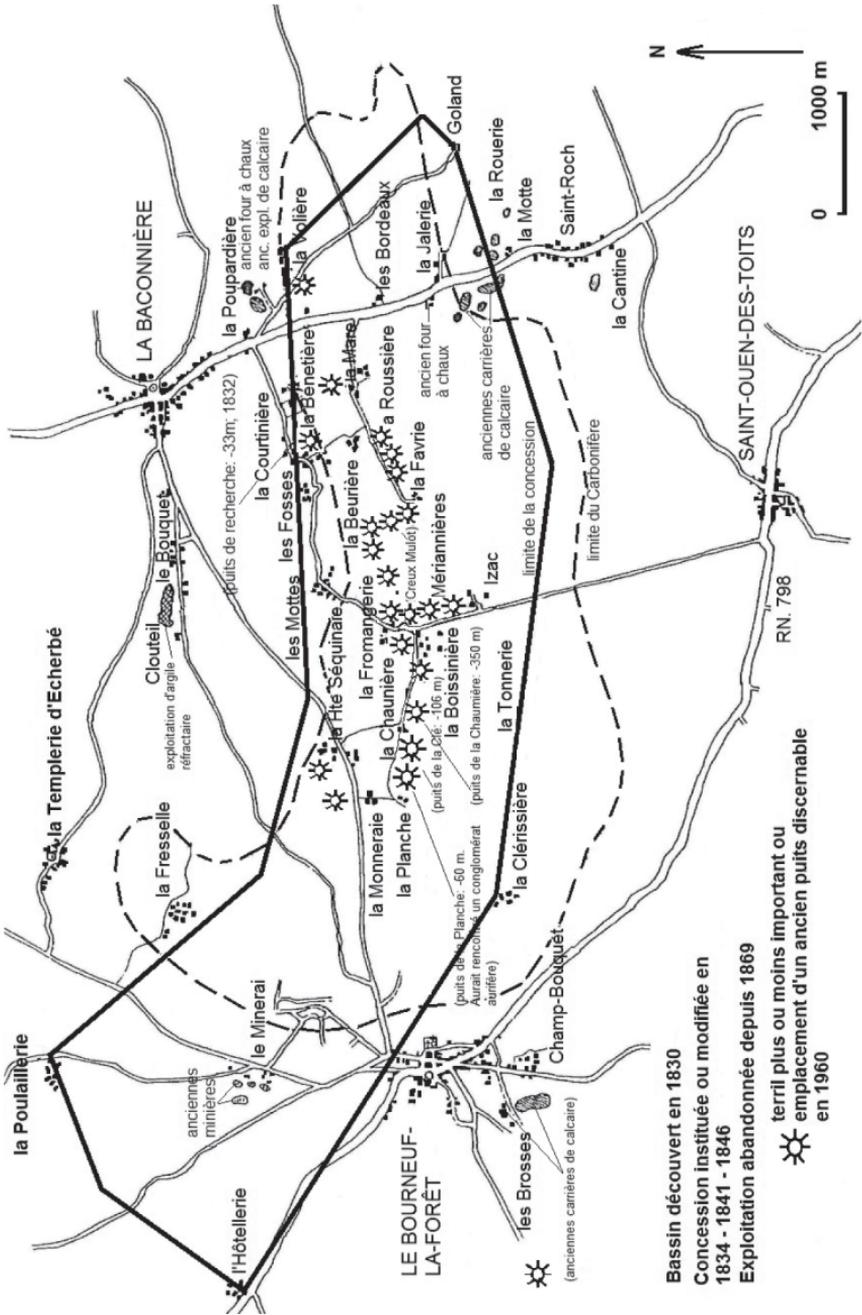


Fig. 27 - Bassin anthracifère de La Baconnière. Limites de la concession et position des travaux (B. Mulot, 1974)

- le secteur du **Haut-Bourg**, à environ 700 m au Sud-Ouest du précédent, qui fût abandonné en 1860 ;
- le secteur des **puits 2 à 5**, à 500 m au Sud du précédent. Le puits 2 (72 m) jumelé au puits 3, servit à partir de 1920 à l'épuisement avant d'être abandonné en 1926 ;
- le puits 4 descendait jusqu'à 200 m de profondeur, le puits 5 à 65 m. La descenderie située près de la ferme des Grands-Vaux servait au passage des ouvriers.

Entre 1841 et 1926, ce gisement aura fourni 570 000 t de charbon. Le gisement n'est pas épuisé mais les réserves sont inconnues.

La concession de La Baconnière (ou de la Chauvinière et des Bordeaux) (n° BSS : 3192X4004) (fig. 27). Elle regroupe les deux concessions de la Chauvinière (646 ha ; instituée en juillet 1834) et des Bordeaux (347 ha, instituée en juillet 1834). En juin 1846 les limites de cette concession furent étendues vers l'Ouest par la société Rumigny, la portant à 1 567 ha.

Les terrains rapportés au Viséo-Namurien remplissent la petite cuvette de la Baconnière située dans le Dévonien.

Cinq veines d'antracite y ont été reconnues, orientées E-W avec un pendage très redressé tantôt au Nord, tantôt au Sud :

- la veine de **la Séguinais**, la plus au Nord, de 0,30 à 0,50 m, qui n'a pas été exploitée ;
- la veine de **la Chaunière**, située à 450 m au Sud de la précédente, qui a par contre été la plus exploitée. Elle a été reconnue sur une longueur totale de plus de 5 km, très régulière, avec une puissance moyenne de 0,40 à 0,50 m ;
- la veine de **la Merguinière**, située à 150 m au Sud de la précédente, de puissance comprise entre 0,40 et 0,50 m qui a également été exploitée ;
- enfin à 200 m au Sud, 2 autres veines assez proches, celles de **la Grande-Lande et de la Petite-Lande**.

Plus d'une trentaine de puits furent réalisés pour exploiter ces veines entre 1834 et 1868, tels que le puits Bouly (150 m), les puits de la Chaunière et de la Beurière (350 m) et celui de la Boussière (265 m).

L'antracite était d'une qualité exceptionnelle, assez pur et très recherché pour la fabrication de la chaux.

Le tonnage extrait est approximatif, estimé à environ 500 000 t entre 1848 et 1868. Les mines de La Baconnière ont été définitivement fermées en juillet 1869.

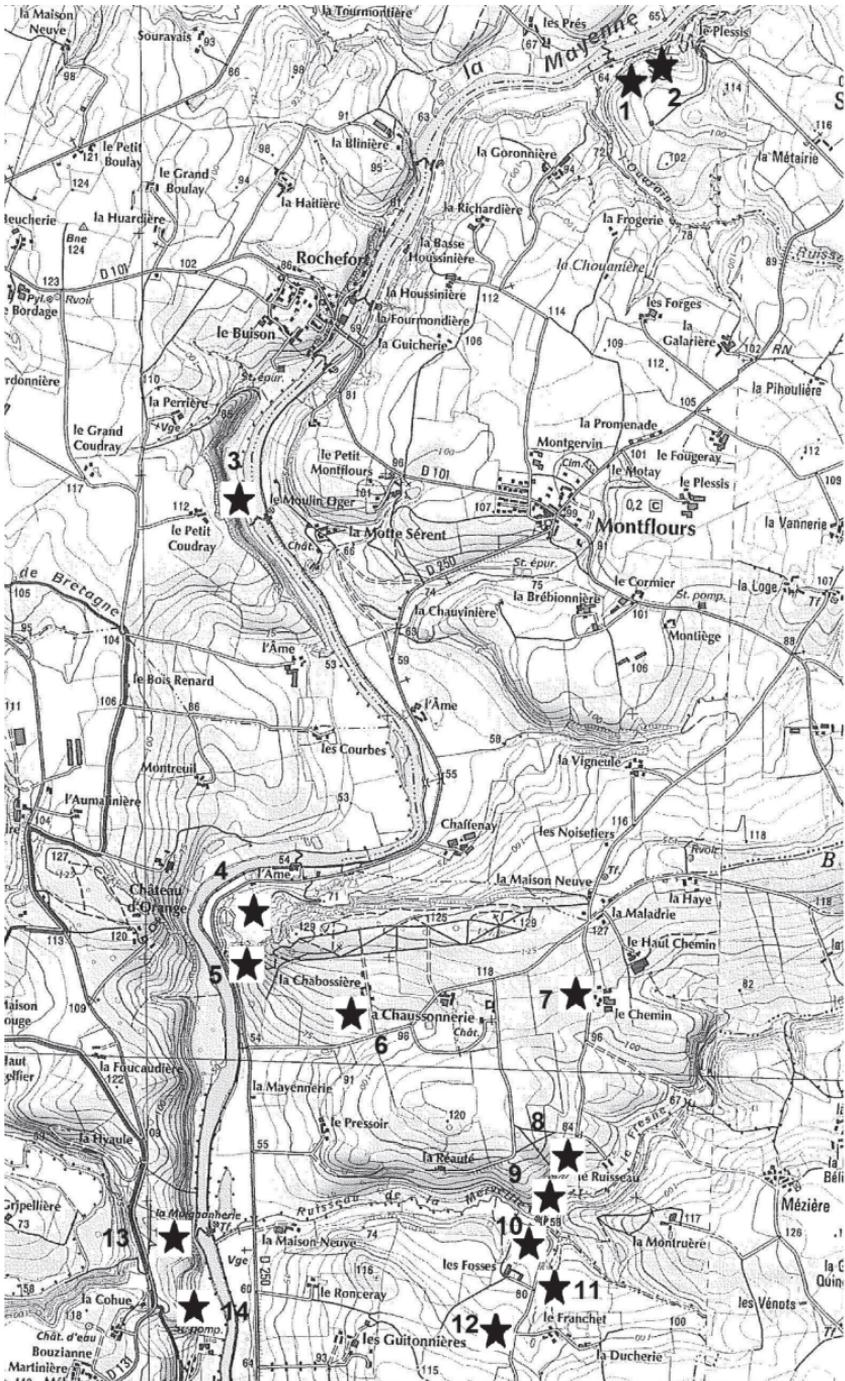


Fig. 28 a - Itinéraire de découverte géologique de la carte Laval : position des points d'observation remarquables (fond IGN 1/25 000 Laval n°1418E)

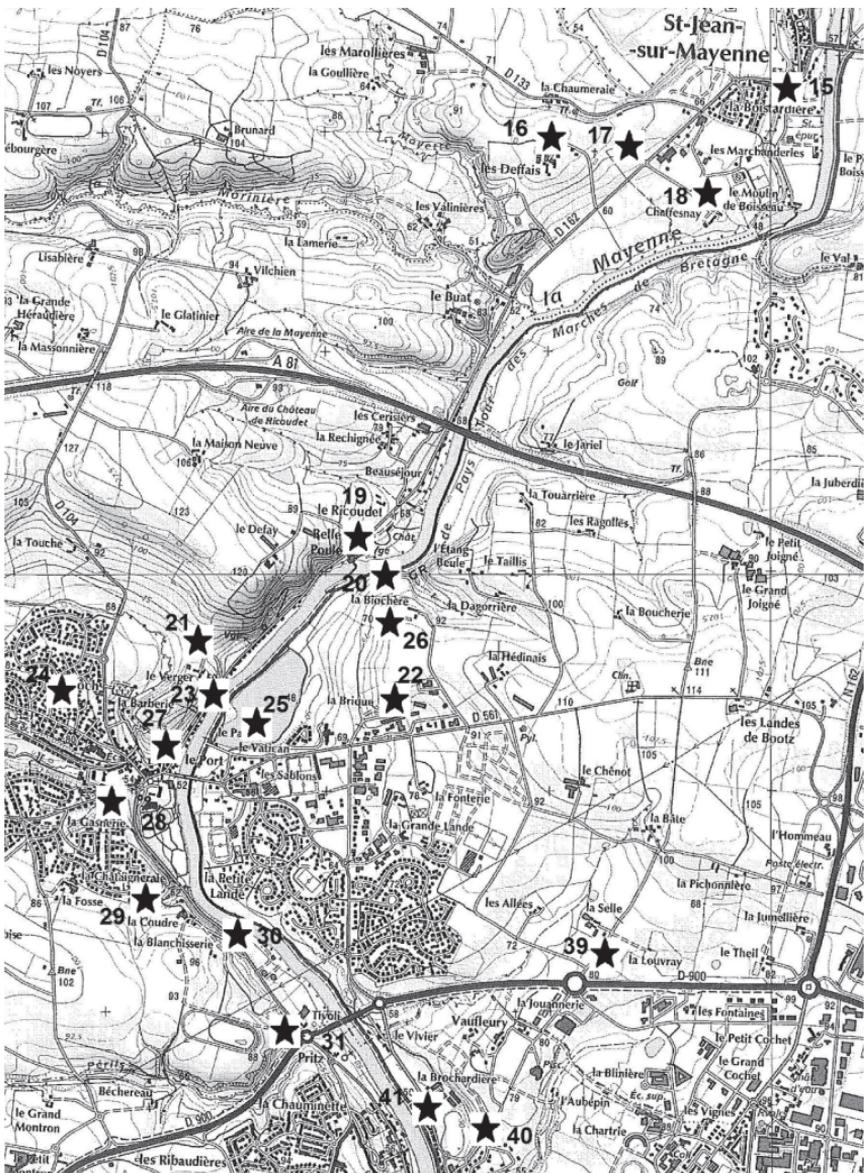


Fig. 28 b - Itinéraire de découverte géologique de la carte Laval : position des points d'observation remarquables (fond IGN 1/25 000 Laval n°1418E)

*ITINÉRAIRE DE DÉCOUVERTE GÉOLOGIQUE
ET AFFLEUREMENTS REMARQUABLES*

**Itinéraire de découverte géologique de la carte
de Laval empruntant la vallée de la Mayenne**

(les numéros des stations -affleurements remarquables- sont reportés sur les figures 28a,b,c)

Cet itinéraire qui permet l'observation dans de bonnes conditions de presque toutes les formations géologiques de la carte de Laval, est classique et a servi de support à l'une des grandes excursions effectuée à l'occasion de la Réunion extraordinaire de la Société géologique de France dans la Sarthe et la Mayenne en 1909 (D.-P. Oehlert, 1912). Il a été également en partie utilisé pour l'examen des formations d'âge carbonifère dans le guide géologique régional « Bretagne » (Durand, 1977) et lors du congrès géologique international de Paris en 1980 (excursion B05 ; Morzadec et Pelhâte, 1979).

Socle cadomien (granite et cornéennes) et lacis filonien (dolérite et microgranite)

Le parcours débute en rive gauche de la Mayenne mettant à profit le chemin de halage récemment aménagé et agrémenté de panneaux d'information sur la faune et la flore ainsi que sur le patrimoine culturel et industriel de la région. Entre le Plessis et Rochefort, le chemin longe d'anciennes excavations extrayant le granite cadomien d'Alexain utilisé régionalement comme pierre d'appareil et localement comme pierre de construction des ponts sur la Mayenne. L'une de ces carrières est encore accessible en contrebas de la ferme du Plessis (point 1) ; elle jouxte une autre carrière (point 2) ouverte dans un dyke doléritique orienté N150°E qui se poursuit largement vers le Nord jusqu'au voisinage d'Alexain et qui appartient au cortège filonien varisque mis en place à la limite Dévonien-Carbonifère. Compte-tenu de la grande épaisseur (près de 50 m) de ce filon vertical, les faciès basiques offrent un cachet grenu sauf près du contact avec le granite où se développent des faciès à grain fin, symptomatiques d'un refroidissement rapide du magma (bordures filées).

Au Sud de Rochefort où le granite affleure en falaise, et en restant sur le même chemin, on ne tarde pas à rencontrer les premiers faciès de cornéennes tachetées à cordiérite constituant la ceinture thermo-métamorphique proximale du pluton granitique d'Alexain. En ce lieu (**point 3**) situé à l'écluse du moulin Oger, proche du château de la Motte-Sérent, la présence de gros blocs de microgranite indique le passage d'un filon acide, intrusif dans les cornéennes et le granite, et relié, compte tenu des nouvelles datations, à la phase de distension cambro-trémadocienne contemporaine de la formation de l'important fossé volcanotectonique situé plus à l'Est (graben du Maine, Le Gall, 1993).

Couverture paléozoïque du synclinorium varisque de Laval et terrasses étagées de la Mayenne

Les premiers termes de la couverture paléozoïque marquant l'entrée dans le vaste synclinorium de Laval sont représentés par les grès-quartzites de la Formation du Grès armoricain exploités comme granulats dans l'ancienne carrière de Camp-Français (**point 4**) en face du Château d'Orange, lui-même érigé sur ces mêmes grès. L'inclinaison des strates d'environ 50° vers le Sud indique une position sur le flanc nord du synclinorium. Malheureusement le comblement en cours de la carrière masque la discordance angulaire entre la couverture paléozoïque et le socle cadomien. Au Sud de la carrière (**point 5**), les talus de la D250 permettent l'observation des siltites noires de la Formation d'Andouillé. La suite du parcours se fera plus à l'Est en empruntant la petite route Nord-Sud entre la Maladrie et l'Effardière. Au passage on examinera les grès dans le chemin d'accès à la Chabossière (**point 6**) et ceux de même nature face à la ferme du Chemin (**point 7**). Ces grès argileux verdâtres plus ou moins micacés, entrecoupés de siltites, se rangent dans la Formation ordovicienne de Saint-Germain-sur-Ille. Plongeant toujours d'une cinquantaine de degrés vers le Sud, ils sont surmontés, au Sud de l'entrée de la ferme du Ruisseau (**point 8**), par les grès fins quartzitiques de teinte claire, piquetés de pyrite, de la Formation de La Lande-Murée. Ceux-ci indiquent l'entrée dans les formations siluriennes qui se poursuivent par les argilites et siltites sombres, finement rubanées, de la Formation du Val affleurant jusqu'au petit vallon du ruisseau de la Merveille (**point 9**).

Dans ce vallon passe un accident qui interrompt la continuité de la succession paléozoïque puisque les premiers affleurements au Sud du vallon (**point 10**) appartiennent déjà à la Formation dévonienne de Saint-Cénére indiquant sur cette transversale la suppression de la Formation gréseuse de Gahard. Ces affleurements exposent une série d'argilites et siltites brun-vert, fossilifères (brachiopodes), qui admet des horizons carbonatés tels ceux à l'entrée des fermes des Fosses (**point 11**) et de Franchet (**point 12**), où les calcaires noirs sont particulièrement riches en débris d'entroques (encrinites).

Au Sud du ruisseau de la Merveille et jusqu'à la latitude de Saint-Jean-sur-Mayenne, la couverture paléozoïque du synclinorium de Laval est impliquée dans de vastes structures plicatives avec pour conséquence la répétition des Formations du Val, de Gahard et de Saint-Cénére. Cette répétition est surtout sensible dans le modelé des paysages de la rive droite de la Mayenne où alternent des reliefs armés des grès de la Formation dévonienne de Gahard (écluse de la Maignannerie (**point 13**), Nord de la station de pompage de Saint-Jean-sur-Mayenne (**point 14**)) et des dépressions accueillant les formations à dominante schisteuse du Val en voûte anticlinale ou de Saint-Cénére au cœur de synclinaux. Cette dernière pourra être examinée dans le bourg de Saint-Jean-sur-Mayenne, au Sud du pont sur la Mayenne, en particulier au niveau de la petite

chapelle Saint-Trèche (**point 15**) construite sur des barres de calcaire crinoïdique.

De Saint-Jean-sur-Mayenne au moulin de Belle-Poule, le lit de la Mayenne demeure dans la Formation de Saint-Cénére dont la nature lithologique à dominante silteuse rend compte des paysages de vallées largement ouvertes, aux vastes replats accidentés de quelques collines. Cette morphologie est propice au développement d'un système de terrasses fluviatiles étagées qui illustre le mode de creusement, au Quaternaire, du réseau hydrographique de la Mayenne et de l'Ernée. Les témoins d'une haute terrasse, donc la plus ancienne, se rencontrent aux Deffais à 45 m au-dessus du lit actuel de la Mayenne (**point 16**). En contrebas, les formations fluviatiles entamées dans le rond-point d'accès à Chaffesnay (**point 17**) appartiennent à la moyenne terrasse installée à une vingtaine de mètres au-dessus de la Mayenne. Enfin, les dépôts de galets et graviers accompagnés de blocs de granite et de Grès armoricain qui tapissent la surface sur laquelle est implanté le complexe sportif de Chaffesnay (**point 18**), relèvent de la basse terrasse dominant de 5 m environ le lit de la Mayenne.

En restant sur la rive droite de la Mayenne (D162), l'arrivée au moulin de Belle-Poule (**point 19**) indique la position du contact, difficile à cerner avec précision, entre la Formation dévonienne de Saint-Cénére et les dépôts détritiques grossiers de la Formation carbonifère de L'Huisserie. Cette dernière expose une belle succession de barres conglomératiques, de grès grossiers et fins, de siltites grises à noirâtres (*cf.* description des terrains) dont le matériel remanié est d'origine locale, attestée en particulier par les nombreux fragments de calcaires dévoniens. De beaux affleurements de la Formation de L'Huisserie existent également sur l'autre rive de la Mayenne en empruntant le chemin de Grande Randonnée (GR) de Pays « Tour des Marches de Bretagne » (**point 20**). La Formation de L'Huisserie est interrompue au Sud par une faille qui fait réapparaître la Formation de Gahard dont les grès furent exploités dans les pentes boisées dominant la vallée de la Mayenne. L'occurrence de grès ferrugineux dans la formation explique l'origine de la source ferrugineuse établie au contact entre les grès et les termes volcaniques de la base de la Formation de L'Huisserie. En effet, à partir de ce secteur, une intense activité volcanique marque partout l'entrée dans la Formation de L'Huisserie. Elle se solde par l'épanchement de nappes ignimbritiques à chimisme acide accompagnées de projections cendreuse dont les matériaux occupent le vallon au Nord du Verger (**point 21**) sous forme de roches verdâtres, schistosées, à rares phénocristaux de quartz. Elles furent exploitées en rive gauche de la Mayenne dans l'ancienne carrière, encore accessible, de la Brique (*cf.* description des terrains) (**point 22**).

Franchi le vallon du Verger, dès l'entrée de la petite route montant vers cette ferme, les talus de la route conduisant à Changé (**point 23**) entaillent les premiers bancs de calcaires bioclastiques gris-foncé à intercalations de silexites

beiges, rangés dans la Formation carbonifère de Laval-Sablé. Ces carbonates s'observent aussi aisément dans l'ancienne carrière aménagée de Saint-Roch à Changé (**point 24**). Sur la rive gauche de la Mayenne dans l'agglomération de Changé, le grand plan d'eau du « Vatican » (**point 25**) est installé à l'emplacement d'une ancienne carrière de sable, graviers et galets appartenant à la basse nappe alluviale de la Mayenne. Des témoins de terrasses plus élevées se rencontrent également tant en rive gauche (la Biochère) (**point 26**) qu'en rive droite (Sud du Verger) (**point 27**).

Toujours dans le bourg de Changé, l'itinéraire géologique se poursuit vers le Sud en montant le petit chemin de la Châtaigneraie (**point 28**), encaissé dans les grès et siltites ocre, fossilifères, plongeant vers le Sud. Cette série qui a servi à définir la Formation de Changé est recouverte par les calcaires de la Formation de Laval-Sablé armant la falaise à l'entrée sud de Changé et facilement accessibles à l'observation dans la carrière désaffectée de la Coudre où a été aménagée une paroi d'escalade (**point 29**). Le long de la route Changé – Laval, le sommet des bancs carbonatés de teinte rose est coiffé par plusieurs mètres de cinérites siliceuses rubanées qui s'observent en blocs éboulés sur le bas-côté ouest de la D104 juste au Nord de l'embranchement de la petite route montant vers la Coudre (**point 30**). Ces cinérites attestent d'un volcanisme acide explosif dont les témoins ont été reconnus à la même altitude stratigraphique partout à l'échelle régionale.

Dès la petite route de la Coudre se développe vers le Sud une épaisse série d'argilites et de siltites sombres à petits bancs gréseux qui occupe tout le cœur du synclinorium de Laval et représente la Formation carbonifère d'Heurtebise. Cette formation qui constitue le soubassement d'une grande partie de l'agglomération lavalloise est affectée de nombreux replis dont la géométrie se décèle grâce aux petits niveaux gréseux plus résistants permettant, dans les cas favorables, de ne pas confondre les plans de stratification avec ceux de la schistosité toujours bien exprimée (schistosité de flux). Dans cette perspective, on favorisera les observations en rive droite de la Mayenne, sur les affleurements du rond-point du pont de Pritz (**point 31**) et des rues de la Croix de la Gaule (**point 32**), Léo Lagrange (**point 33**) et Félix Faure (**point 34**).

L'itinéraire de découverte géologique se termine dans la ville de Laval lorsqu'on retrouve les formations du flanc sud du synclinorium situées sous la Formation d'Heurtebise avec :

- les cinérites rubanées exposées en voûte anticlinale sur le terre-plein de l'église Sainte-Thérèse (**point 35**) ainsi qu'au carrefour de la rue de Royallieu et du passage de Compiègne en rive gauche de la Mayenne (**point 36**) ;
- les calcaires de Laval-Sablé supportant le château de Laval et que l'on pourra observer dans de bonnes conditions plus à l'Ouest, dans l'ancienne carrière de

la Racinière (**point 37**) ou mieux dans la tranchée de la voie ferrée désaffectée entre Saint-Berthevin et Laval (*cf.* description des terrains) (**point 38**).

Enfin, dans la ville de Laval, les nappes alluviales étagées de la Mayenne se voient surtout en rive gauche :

- à la Jouannerie (**point 39**) pour les hautes terrasses (**Fw**) ;
- le long de la petite route montant vers la Jouannerie (à l'Ouest de la Pillerie) pour les moyennes terrasses (**point 40**) (**Fx**) ;
- sur le replat de la Brochardière, en contrebas de la surface précédente, pour illustrer les basses terrasses (**point 41**) (**Fy**).

PRÉHISTOIRE ET ARCHÉOLOGIE

Le secteur couvert par la carte de Laval appartient à une région comprise entre la rivière la Mayenne et la frontière orientale de la Bretagne qui a souvent été présentée comme un « vide humain ». Cette idée est née de textes et de toponymes indiquant la présence de forêts et d'ermites au XI^e siècle. Elle est renforcée par la cartographie des données archéologiques, assez peu nombreuses, enregistrées par le Service régional de l'archéologie. Il convient de ne pas sur-interpréter les cartes archéologiques, tributaires de l'inégale répartition des recherches. Dans l'état actuel des connaissances, on ne peut que constater qu'avant le Moyen Âge central, les indices d'occupation se situent généralement en bordure de la carte tandis que la zone centrale demeure vide.

Au **Néolithique**, l'occupation se concentre d'Andouillé à Laval, sur les plateaux proches de la vallée de la Mayenne et du cours inférieur de l'Ernée. Ailleurs, un seul groupement est connu, autour de Saint-Pierre-la-Cour. Le mobilier lithique vient en grande partie de l'extérieur, du Bassin parisien pour le silex, et du Sud des Côtes d'Armor pour la métadolérite utilisée pour de nombreuses haches polies (ateliers de Plussulien). Toutefois une recherche est en cours sur l'exploitation éventuelle d'une roche magmatique locale dans la région d'Andouillé.

La vallée de l'Ernée semble demeurer un axe de peuplement à l'**Âge du Bronze**. Mais la rareté des sites connus n'autorise pas de grands commentaires, si ce n'est l'apparente faiblesse du peuplement à cette époque.

Le second **Âge du Fer** est marqué par un net essor agricole sur les marges armoricaines à la fin de La Tène ancienne et à La Tène moyenne (IV^e, III^e siècles avant J.-C.). Cela transparait à la fois dans l'abondance des sites de fermes fossoyées découvertes par avion et dans les données d'une étude palynologique réalisée dans onze tourbières de la Mayenne. La région couverte par la carte participe à cet essor mais de façon plus limitée et moins homogène

que ses voisins au Sud (Craonnais) et à l'Est. La proximité des vallées, en particulier de la Mayenne, joue encore un rôle dans le peuplement, mais de façon moins nette que précédemment. Les sites connus se répartissent dans deux secteurs, les terrains granitiques du Nord de la carte et les terrains calcaires à l'Est de Laval, laissant une zone vide autour de l'axe allant de Bourgon à Saint-Jean-sur-Mayenne. Cette répartition peut être mise en relation avec la structure de la voirie. En effet, le secteur nord est parcouru par une voie protohistorique traversant la Mayenne à Sacé. Au Sud, certains des habitats identifiés s'alignent le long d'une voie venant d'un gué situé à Laval. Il s'agit dans les deux cas de variantes d'une liaison entre la partie sarthoise du Bassin parisien et le Nord de la Bretagne dont l'origine remonte au moins à l'Âge du Fer et qui a subsisté pendant toute l'Antiquité.

À l'**époque gallo-romaine**, ces voies relient les chefs-lieux des cités du Mans (Sarthe) et de Corseul (Côtes-d'Armor). Elles sont coupées par des tracés nord-sud menant du Cotentin à la Loire. La région concernée par la carte appartient au secteur occidental de la cité des Diablintes. La répartition et la densité des habitats connus traduisent une grande continuité par rapport à l'époque précédente. D'une façon générale, cet espace apparaît comme l'un des moins peuplés de la cité. L'occupation du sol demeure particulièrement faible dans la partie centrale de la carte. C'est donc un milieu démographiquement fragile qui est touché par le phénomène général de retour à la friche observé sur les marges armoricaines au Bas-Empire.

La reprise agricole qui se manifeste dans le Bas-Maine au début du **Moyen-Âge**, en particulier à l'époque carolingienne, et dont témoigne en particulier la palynologie, reste cantonnée ici aux abords de la Mayenne, où se concentrent les cimetières mérovingiens, et à quelques îlots de mise en valeur ancienne dans la partie nord de la carte. Peu de paroisses existent encore au IX^e siècle lorsque sont rédigés les *Actes des Évêques du Mans*. Leur nombre se multiplie à partir du XI^e siècle, mais cette création tardive comme la grande taille de certaines de celles qui bordent la frontière bretonne (en particulier Juvigné) sont interprétées comme un indice de faible pression démographique.

Puis le développement de la baronnie de Mayenne au Nord, relayée par son vassal la seigneurie d'Ernée, et de celle de Laval au Sud, et l'action des Cisterciens installés à Clermont vers 1150 (Olivet) favorisent la mise en valeur du secteur, traversé par l'un des chemins montais reliant, par Laval, Tours au Mont-Saint-Michel.

DOCUMENTATION COMPLÉMENTAIRE

DOCUMENTATION CARTOGRAPHIQUE

Cartes IGN

Coupure IGN 1/50 000, série orange : Laval n° 1418 ;

Coupures IGN 1/25 000, série bleue : Port-Brillet n°1418O et Laval n°1418E.

Cartes géologiques

Atlas des minéraux d'alluvions du Massif armoricain, BRGM, Nantes ;

Carte géologique du département d'Ille et Vilaine par F. Massieu, Th. Lorieux et J. Durocher (1866) ;

Carte géologique du département de la Mayenne par É. Blavier (1837) ;

Carte géologique de Laval n° 76 à 1/80 000 :

– 1^{re} édition (1905) par D.-P. Oehlert, A. Bigot, H. Matte ;

– 2^e édition (1960) par Y. Milon, L. Berthois, G. Lucas, A. Renaud, et A. Philippot ;

Carte sismotectonique de la France à 1/1 000 000 par J. Vogt et C. Weber (1980).

DOCUMENTS CONSULTABLES

La Banque de données du sous-sol du BRGM (BSS) détient l'inventaire des sondages et autres travaux souterrains exécutés dans le périmètre de la feuille et archive régulièrement les nouveaux travaux transmis. Les documents peuvent être consultés au Service Géologique Régional-Pays de la Loire (SGR/PAL), 1 rue des Saumonières, BP 92342, 44323 Nantes Cédex 3, ou encore au BRGM, Maison de la Géologie, 77 rue Claude Bernard, 75005 Paris.

BIBLIOGRAPHIE

ANGOT A.-V. (Abbé) (1900-1910) - Dictionnaire historique, topographique et biographique de la Mayenne. Ré-édition 1982, *J. Floch, éd., Mayenne*, 948 p.

AUTRAN A., BEURRIER M., CALVEZ J.-J., COCHERIE A., FOUILLAC A.-M., ROSSI P. (1983) - Caractérisation des granitoïdes du batholite mancellien. Implications métallogéniques. Colloque ATP « Géochimie et métallogénie ». Bonas, p. 20-35.

- BABIN C., CAVET P., LARDEUX H., MORZADEC P., PARIS F., PONCET J., RACHEBOEUF P. (1972) - Le Dévonien du Massif armoricain. *Bull. Soc. géol. France*, (7), XIV, p. 94-109.
- BABIN C., ARNAUD A., BLAISE J., CAVET P., CHAUVEL J.-J., DEUNFF J., HENRY J.-L., LARDEUX H., MÉLOU M., NION J., PARIS F., PLAINE J., QUÉTÉ Y., ROBARDET M. (1976) - The Ordovician of the Armorican Massif (France). In: Bassett M.-G. ed., *The Ordovician System*. University Wales Press and Nat. Mus. Wales, Cardiff, p. 359-385.
- BALLARD J.-F., BRUN J.-P., DURAND J. (1986) - La discordance Briovérien-Paléozoïque inférieur en Bretagne centrale : signature d'un épisode de distension ordovicienne. *C. R. Acad. Sci.*, Paris, n° 303, p. 1327-1332.
- BALLÈVRE M. (2008) - Structure et évolution du Massif armoricain. Géochronique, numéro spécial « La chaîne varisque », n° 105, p. 29-31. *Soc. Géol. Fr-BRGM*, Mars 2008.
- BALLÈVRE M., LE GOFF É., HÉBERT R. (2001) - The tectonothermal evolution of the Cadomian belt of northern Brittany, France: a Neoproterozoic volcanic arc. *Tectonophysics*, 331, p. 19-43.
- BARBIER D. (1999) - Histoire de la végétation du Nord-mayennais de la fin du Weichsélien à l'aube du XXI^e siècle. Mise en évidence d'un Tardiglaciaire armoricain. Interactions Homme-Milieu. 2 vol., Nantes, Groupe d'étude des milieux naturels.
- BARROIS C. (1899) - Brioverian system in sketch of the geology of Central Brittany. *Proc. Geol. Ass.*, XVI, p. 101-132.
- BAUER H., SAINT-MARC P., CHATEAUNEUF J.-J., BOURDILLON C., WYNS R., GUILLAUCHEAU F. (in prep.) New insights on the Cenozoic history of the Armorican Massif: contribution of the CDB1 deep borehole (Rennes Basin, France). In prep. For C.R. Géosciences.
- BAUER H., WYNS R., LECLERCQ M., PALVADEAU E., GUILLOCHEAU F. (2010) - CINERGY : un forage profond dans le bassin de Rennes. *Bull. inf. Géol. Bass. Paris*, 47, n° 4, p. 3-6.
- BELLANGER H. (1921) - Le filon Georges des Mines de la Lucette. *Ann. des Mines*, II, XII, p. 83-117.
- BERNARD-GRIFFITHS J., PEUCAT J.-J., SHEPPART S., VIDAL P. (1985) - Petrogenesis of Hercynian leucogranites from the southern Armorican Massif: contribution of REE and isotopic (Sr, Nb, Pb and O) geochemical data to the study of source rock characteristics and ages. *Earth and Planetary Science Letters*, 74, p. 235-250.
- BERTHÉ D., CHOUKROUNE P., GAPAIS D. (1979) - Quartz Fabrics and Progressive Gneissification of Granites By Simple Shear - Example of the South Armerican Shear Zone. *Bull. Minéra.*, 102 (2-3), p. 265-272.

- BERTHÉ D., CHOUKROUNE P., JÉGOUZO P. (1979) - Orthogneiss, mylonite and non coaxial deformation of granites: the example of the South Armorican Shear Zone. *Journal of Structural Geology*, 1 (1), p. 31-42.
- BLAVIER É. (1834) - Notice statistique et géologique sur les mines et le terrain à anthracite du Maine. *Ann. des Mines*, 3^e série, t. VI, p. 49-72.
- BLAVIER É. (1837) - Essai de statistique minéralogique et géologique du département de la Mayenne. 196 p., 1 pl. h.t., 1 carte couleur, impr. Monneyer, Le Mans.
- BONJOUR J.-L. (1988) - Conséquences stratigraphiques des premières données radiométriques concernant l'âge de la transgression paléozoïque en Bretagne centrale. *C. R. Acad. Sci., Paris*, 307, p. 1651-1654.
- BONJOUR J.-L., PEUCAT J.-J., CHAUVEL J.-J., PARIS F., CORNICHE J. (1987) - A middle Arenigian radiometric age for the Paleozoic transgression in West Brittany (France). *Terra Cognita*, Strasbourg, 7, 2-3, p. 250.
- BOUILLON R. (1984) - « Les Temps préhistoriques », in Salbert J. (DIR), La Mayenne, des origines à nos jours, Saint-Jean-d'Angély, éd. Bordessoules, p. 17-44.
- BONNET S. (1998) - Tectonique et dynamique du relief : le socle armoricain au Pléistocène. Thèse Doct. Univ. Rennes 1. *Mém. Géosciences Rennes*, n° 86, 352 p.
- BOUCOT A.-J., RACHEBOEUF P. (1987) - Paulinella nov. gen., new Devonian Terebratuloid (Brachiopoda) from Europe. *Geobios*, 20, p. 97-111.
- BOYER C. (1968) - Mise en évidence d'ignimbrites dans le Culm du bassin de Laval (Massif armoricain). *C. R. somm. Soc. géol. France*, (7), X, p. 663-64.
- BOYER C. (1974) - Volcanismes acides paléozoïques dans le Massif armoricain. Thèse d'État, Sci., Paris-Sud, Orsay, 384 p.
- BRABANT P. (1965) - Contribution à l'étude sédimentologique des formations sableuses aux environs de Ballots et de La Guerche-de-Bretagne. *DES Sc. nat., univ. Rennes*.
- BROSSÉ R., GUÉRANGÉ B., GUÉRANGÉ-LOZES J., HERROIN Y., HOULGATTE É., MOGUEDET G., PELHÂTE A., ETIENNE H., LUTZLER J.-M., VAUTRELLE C. (1988) - Notice explicative, carte géol. France (1/50 000), feuille Château-Gontier (391). Orléans : BRGM.
- BROWN M. (1995) - The late-Precambrian geodynamic evolution of the Armorican segment of the Cadomian belt (France): Distorsion of an active continental margin during south-west directed convergence and subduction of a bathymetric high. *Géol. France*, 3, p. 3-22.
- BROWN M., D'LEMOIS R. (1991) - The Cadomian granites of Mancellia, north-east Armorican massif of France: Relationship to the Saint-Malo migmatite belt, petrogenesis and tectonic setting. *Precambrian Res.*, 51, p. 393-427.

- CARPENTIER A. (1924) - Quelques empreintes végétales du Carbonifère de la Sarthe et de la Mayenne. *Bull. Soc. géol. France*, (4), XXIV, p. 125-131.
- CHANTRAINE J. (1989) - Commentaires sur la carte de synthèse du Massif armoricain. Document interne BRGM, non publié.
- CHANTRAINE J., CHAUVEL J.-J., DUPRET L., GATINOT F., ICART J.-C., LE CORRE C., RABU D., SAUVAN P., VILLEY M. (1982) - Inventaire lithologique et structural du Briovérien (Protérozoïque supérieur) de la Bretagne centrale et du Bocage normand. *Bull. BRGM, Géologie de la France I*, n° 2-3, p. 3-17, 6 pl. h.t.
- CHANTRAINE J., CHAUVEL J.-J., BALÉ P., DENIS É., RABU D. (1986) - Le Briovérien (Protérozoïque) de Bretagne. In *Géodynamique du Massif armoricain. Réunion R.C.P. 705*, Paris, 13 oct.1986, 1 p.
- CHANTRAINE J., CHAUVEL J.-J., BALÉ P., DENIS É., RABU D. (1988) - Le Briovérien (Protérozoïque supérieur à terminal) et l'orogénèse cadomienne en Bretagne (France). *Bull. Soc. géol. France*, 1988, (8), t. IV, n° 5, p. 815-829.
- CHANTRAINE J., EGAL É., THIÉBLEMONT D., LE GOFF É., GUERROT C., BALLÈVRE M., GUENNOC P. (2001) - The Cadomian active margin (North Armorican Massif, France): a segment of the North Atlantic Panafrikan belt. *Tectonophysics*, 331, p. 1-8.
- CHAURIS L. (1959) - Remarques sur l'âge du granite d'Alexain (Mayenne). *C. R. somm. Soc. géol. France*, p. 113-114.
- CHAURIS L., GUIGUES J. (1969) - Gîtes minéraux de la France. Vol.1 Massif armoricain. *Mém. du BRGM*, n° 74.
- CHAUVEL J.-J., DEUNFF J., LE CORRE C. (1970) - Découverte d'une association minerais de fer, microplancton dans l'Ordovicien du flanc nord du Bassin de Laval (Mayenne) : étude pétrographique et micropaléontologique. *C. R. Acad. Sci., Paris*, t. 270, p. 1219-1222.
- COCHERIE A. (2007) - Datations U-Pb (laser-ICPMS-MC) sur zircons et U-Th-Pb sur monazites de granitoïdes du Pertre (carte de Cossé-le-Vivien). Rapport d'essais BRGM : 2007/281, 23 p.
- COCHERIE A., ALBARÈDE F. (2001) - An improved U-Th-Pb age calculation for electron microprobe dating of monazite. *Geochim. Cosmochim. Acta*, 65, p. 4509-4522.
- COCHERIE A., BE MEZEME E., LEGENDRE O., FANNING M., FAURE M., ROSSI P. (2005) - Electron microprobe dating as a tool for understanding closure of U-Th-Pb system in monazite from migmatite. *American Mineralogist*, 90, p. 607-618.
- COCHERIE A., FANNING C.-M., JÉZÉQUEL P., ROBERT M. (2009) - LA-MC-ICPMS and multi-ion counting system, and SHRIMP U-Pb dating of complex zircons from quaternary tephra from the French Massif Central: magma residence time and geochemical implications. *Geochim. Cosmochim. Acta*. 73, p. 1095-1108.

- COCHERIE A., LEGENDRE O. (2007) - Potential minerals for determining U-Th-Pb chemical age using electron microprobe. *Lithos*, 93, p. 288-309.
- COCHERIE A., LEGENDRE O., PEUCAT J.-J., KOUAMELAN A.-N. (1998) - Geochronology of polygenetic monazites constrained by *in situ* electron microprobe Th-U-total Pb determination: Implications for lead behaviour in monazite. *Geochim. Cosmochim. Acta*, 62, p. 2475-2497.
- COCHERIE A., ROBERT M. (2008) - Laser ablation coupled with ICP-MS applied to U-Pb zircon geochronology: a review of recent advances. Special Issue of Gondwana Research.- Laser ablation coupled with ICP-MS applied to U-Pb zircon geochronology: a review of recent advances. *Gondwana Research*. 14, p. 597-608.
- COCHERIE A., ROSSI PH., FANNING C.-M., GUERROT C. (2005) - Comparative use of TIMS and SHRIMP for U-Pb zircon dating of A-type granites and mafic tholeiitic layered complexes and dykes from the Corsican Batholith (France). *Lithos*, 82, p. 185-219.
- COGNÉ J. (1972) - Le Briovérien et le cycle orogénique cadomien dans le cadre des orogènes fini-cambriens (Agadir-Rabat, 3-23 mai 1970). *Coll. Internat. CNRS*, n° 192.
- COPPER P., RACHEBOEUF P. (1985) - Devonian Atripoid Brachiopods from the Armorican Massif, Northwestern France. *Paleontographica*, 187, p. 58-104.
- DABARD M.-P. (1983) - Étude pétrographique et géochimique des roches sédimentaires paléozoïques du Massif armoricain. Presqu'île de Crozon ; flanc nord du bassin de Laval. Thèse 3^e cycle, Univ. Rennes, 207 p.
- DABARD M.-P., PARIS F. (1986) - Paleontological and geochemical characteristics of Silurian black shale formations from the Central Brittany domain of the Armorican Massif (Northwest France). *Chem. Geol.*, 55, p. 17-29.
- DALLMEYER R.-D., BROWN M., D'LEMONS R.-S., STRACHAN R.-A. (1993) - Variable Variscan thermal rejuvenation in the Saint-Malo region, Cadomian Orogen, France evidence from ⁴⁰Ar/³⁹Ar mineral ages. *J. Metamorph. Geol.*, 11, p. 137-154.
- DANGEARD L., DORÉ F. (1971) - Faciès glaciaires de l'Ordovicien supérieur en Normandie. In: Coll. Ordovicien-Silurien, Brest. *Mém. BRGM*, n° 73, p. 119-125.
- DELAGE M. (1875) - Étude sur les terrains siluriens et dévoniens du Nord du département d'Ille et Vilaine. *Bull. Soc. géol. France*, sér. 3, t. 3, p. 368-385.
- DELÉPINE G. (1913) - Note préliminaire sur la faune du calcaire carbonifère du bassin de Laval. *Ann. Soc. géol. Nord*, 42, p. 26.
- DELÉPINE G., MILON Y. (1922) - Sur la présence de récifs waulsortiens dans le calcaire carbonifère du bassin de Laval. *C. R. Acad. Sci. Paris*, 175, p. 1079.

- DELOULE E., CHAUSSIDON M., GLASS M., KOERBEL C. (2001) - U-Pb isotopic study of relict zircon inclusions recovered from Muong Nong-type tektites. *Geochim. Cosmochim. Acta* 65, p. 1833-1838.
- D'LEMOIS R.-S., BROWN M. (1993) - Sm-Nd isotope characteristics of Late Cadomian granite magmatism in Northern France and the Channel Islands. *Geol. Mag.*, 130, p. 797-804.
- DEUNFF J., CHAUVEL J.-J. (1970) - Un microplancton à Chitinozoaires et Acritarches dans des niveaux schisteux du Grès armoricain (Mayenne et Sud de Rennes). *C. R. Somm. Soc. géol. France*, 6, p. 196-198, Paris.
- DOLLFUS G.-F. (1921) - Étude paléontologique des marnes oligocènes de Thévalles près Laval (Mayenne). *Bull. Soc. Géol. Minéral. Bretagne*, 2, 1, p. 75-96
- DORÉ F. (1969) - Les formations cambriennes de Normandie. Thèse État, univ. Caen, 790 p.
- DORÉ F. (1972) - La transgression majeure du Paléozoïque inférieur dans le Nord-Est du Massif armoricain. *Bull. Soc. géol. France*, (7), 14, p. 79-93.
- DORÉ F., LE GALL J. (1972) - Sédimentologie de la « Tillite de Feuguerolles » (Ordovicien supérieur de Normandie). *Bull. Soc. géol. France*, sér. 7, t. 14, p. 199-211.
- DORÉ F., LE GALL J. (1973) - Présence et position stratigraphique de la tillite ordovicienne dans le Maine (Est du Massif armoricain). *C. R. somm. Soc. géol. France*, vol. 1, p. 32-33.
- DORÉ F., LE GALL J., DUPRET L., GIORDANO R., LEBERT A. (1986) - Carte géol. France (1/50 000), feuille Villaines-la-Juhel (286). Orléans : BRGM. Notice explicative par Doré F., Dupret L., Le Gall J., Lebert A., Lutzler J.-M. (1987), 54 p.
- DORLHAC J. (1861-1862) - Méthodes d'exploitation, Aménagements, conditions du travail et matériel des mines de houille et d'anthracite des départements de la Mayenne et de la Sarthe. *Bull. soc. ind. min.* tome VII, p. 253-305.
- DOUXAMI H. (1907) - Les minerais de la Lucette près de Le Genest (Mayenne). *Ann. soc. géol. Nord*, 36, p. 83-97
- DURAND J. (1985) - Le Grès armoricain : sédimentologie, traces fossiles, milieux de dépôt. *Mém. Doc. Centre armor.* Études struct. socles, Rennes, n° 3, 150 p.
- DURAND S. (1960) - Le Tertiaire en Bretagne. Étude stratigraphique et tectonique (thèse Rennes). *Mém. Soc. géol. minéral. Bretagne*, Rennes, n° 12, 389 p.
- DURAND S. (1977) - Bretagne, Guides géologiques régionaux ; S. Durand, coord., 208 p. Masson éd. Paris.
- DURAND S., ESTÉOULE-CHOUX J., OLLIVIER-PIERRE M.-F., REY R. (1973) - Découverte d'Oligocène reposant sur du Cénomaniens dans un quartier sud de la ville de Laval (Mayenne). *C. R. Acad. Sc. Paris*, t. 276, n° 5.

- ESTÉOULE J., ESTÉOULE-CHOUX J., LOUAIL J. (1968) - La sédimentation cénomaniennne et le contact Cénomanienn-Jurassique dans la coupe de Plantagenet (Maine-et-Loire). *C. R. somm. soc. géol. France*, Paris, 1968, fasc. 2, p. 40.
- ESTÉOULE-CHOUX J., OLLIVIER-PIERRE M.-F. (1986) - Excursions en Bretagne. *In* « Colloque tectonique, effondrements et remplissages sédimentaires cénozoïques en domaine armoricain » (Rennes, Nantes, 9-13 sept. 1986), fasc. 2, p. 33-50.
- ETIENNE H., LIMASSET J.-C. (1979) - Ressources en charbon de la région Pays-de-la-Loire (Loire atlantique, Maine-et-Loire, Mayenne, Sarthe et Vendée). Rapp. BRGM, n° 79 SGN 437 BPL.
- FAURE M., BÉ MÉZÈME E., DUGUET M., CARTIER C., TALBOT J.-Y. (2005) - Paleozoic tectonic evolution of medio-Europa from the example of the French Massif Central and Massif Armoricain, *in*: R. Carosi, R. Dias, D. Lacopini, G. Rosenbaum (Eds.), *The southern Variscan belt*, J. Virtual Explor. 19 (2005) paper 5.
- FLEURY L., CLEMENT J.-P., MÉNILLET F., MOGUEDET G., VINCHON C., FARJANEL G. (1989) - Les sables rouges et graviers des plateaux et des karsts du Maine méridional. Étude sédimentologique. *Géol. Fr.*, n° 1-2, p. 257-277, 17 fig., 2 pl. photo.
- GAPAIS D., LE CORRE C. (1980) - Is the Hercynian belt of Brittany a major shear zone. *Nature*, 288, p 574-576.
- GARLAN T. (1985) - Sédimentologie du Briovérienn supérieur de Normandie et du Maine. Thèse Doct. 3^e cycle, univ. Caen, 166 p.
- GAUTIER M. (1977) - Phénomènes karstiques dans le Massif Armoricain (Bas-Maine). *In*: Norois. N°95 bis, 1977. Karstologie. p. 75-92.
- GEORGET Y. (1986) - Nature et origine des granites peralumineux à cordiérite et des roches associées. Exemple des granitoïdes du Massif armoricain (France) : Pétrologie et géochimie. Thèse Sci., Rennes, 176 p.
- GIGOT P., DUPRET L., LE GALL J. (1999) - Notice explicative, carte géol. France (1/50 000), feuille Falaise (176). Orléans : BRGM, 154 p. Carte géologique par Gigot P., Dupret L., Le Gall J. (1999).
- GIORDANO R. (1974) - Les Alpes Mancelles (Est du Massif armoricain) : Stratigraphie et structure. Thèse 3^e cycle, univ. Caen, 94 p.
- GIRET R. (1944) - Contribution à l'étude pétrographique et tectonique de la bordure nord du massif de Mayenne. *Bull. Soc. géol. France*, sér. 5, t. 14, p. 45-64.
- GORE B., LE CORRE C. (1987) - Cinématique hercynienne du cisaillement nord-armoricain à la bordure du granite syntectonique de Saint-Renan – Kersaint (Finistère). *Bull. Soc. géol. France*, 3(5), p. 811-819.

- GOURVENNEC R. (1989) - Brachiopodes Spiriferida du Dévonien inférieur du Massif armoricain. Systématique-Paléobiologie-Évolution-Biostratigraphie. Biostratigraphie du Paléozoïque, Brest, 9, 281 p.
- GRAVIOU P. (1992) - Reconnaissance d'une suture majeure au sein de la chaîne cadomienne. *C. R. Acad. Sci. Paris*, 315, p. 1799-1802.
- GRAVIOU P., PEUCAT J.-J., AUVRAY B., VIDAL P. (1988) - The Cadomian orogeny in the northern Armorican Massif. Petrological and geochronological constraints on a geodynamical model. *Hercynica*, IV, p. 1-13.
- GUÉRANGE J., GUÉRANGE B., CHÈVREMONT PH., MARTIN P., SCANVIC J.-Y. (1983) - CEA-ANDRA. Stockage de déchets radioactifs en formations géologiques. Région de Château-Gontier (Mayenne). 1^{re} phase. Géologie. Rapp. BRGM 83 SGN 822 GEO.
- GUÉRANGE J., GUÉRANGE B., CHÈVREMONT PH., CORPEL J., DEBÉGLIA N., MARTIN P., SCANVIC J.-Y., ETIENNE H., SEGUIN J.-J., COTTEZ S. (1984) - CEA-ANDRA. Stockage de déchets radioactifs en formations géologiques. Région de Château-Gontier (Mayenne). Confirmation des caractéristiques favorables -1ère phase, 1^{re} et 2^e partie. Synthèse. Rapp. BRGM 84 SGN 067 GEO.
- GUERROT C., PEUCAT J.-P., DUPRET L. (1989) - Données nouvelles sur l'âge du système briovérien (Protérozoïque supérieur dans le Nord du Massif armoricain). *C. R. Acad. Sci., Paris*, t. 308, série II, p. 89-92.
- GUERROT C., CALVEZ J., BONJOU J.-L., CHANTRAINE J., CHAUVEL J.-J., DUPRET L., RABU D. (1992) - Le Briovérien de Bretagne centrale et occidentale : nouvelles données radiométriques. *C. R. Acad. Sci., Paris*, 315, p. 1741-1746.
- GUERROT C., THIÉBLEMONT D., EGAL É., LE GOFF É., CHANTRAINE J. (1994) - Révision du magmatisme cadomien en Bretagne nord: Géochronologie. In « La chaîne cadomienne nord-armoricaine et ses prolongements ». *Séance spéc. Soc. géol. France*, Rennes, 6-7-8 septembre 1994.
- GUIGUES J., DESVISMES P. (1969) - La prospection minière à la batée dans le Massif armoricain. Méthodes, résultats, atlas minéralogique. *Mém. BRGM*, n° 71.
- GUIGUES J., MACHAIRAS G. (1972) - Les diverses minéralisations aurifères du Massif armoricain en relation avec le volcanisme, la sédimentation, et les orogénies. *2^e congrès géol. Intern., Montréal*, section 4, p. 188-195.
- GUIGUES J. (1978) - Nouvelles recherches sur les minéralisations de la Lucette (Mayenne). *Chron. Rech. Min.*, n° 442, p. 52.
- GUIOLLARD J.-C. (1995) - La mine d'or et d'antimoine de la Lucette (Le Genest-Mayenne), *Ed. P. C. Guiollard*, 120 p.
- GUMIAUX C. (2003) - Modélisation du cisaillement hercynien de Bretagne centrale : déformation crustale et implications lithosphériques. Thèse univ. Rennes 1, *Géosciences Rennes*, 267 p.

- GUMIAUX C., GAPAIS D., BRUN J.-P., CHANTRAINE J., RUFFET G. (2004) - Tectonic history of the Hercynian Armorican Shear belt (Brittany, France). *Geodinamica Acta*, 17,4, p. 289-307.
- HENRY J.-L. (1980) - Trilobites ordoviciens du Massif armoricain. *Mém. Soc. géol. minéral. Bretagne*, 22, 250 p.
- HOULGATTE É., LE HÉRISSE A., PELHÂTE A., ROLET J. (1988) - Évolution géodynamique du bassin carbonifère de Laval. *Géologie de la France*, vol. 1, p. 27-46.
- JANETTAZ E. (1880) - Sur une roche appelée stéatite par Blavier. *Bull. Soc. géol. France*, (3), VIII, p. 276.
- JANETTAZ E. (1880) - Sur une roche à pinite de Changé (Mayenne). *Bull. Soc. minér. France*, III, p. 82-83.
- JANETTAZ E. (1882) - Sur la paragonite schistofibreuse de Changé (Mayenne). *Bull. Soc. géol. France*, (3), X, p. 396-400.
- JÉGOUZO P. (1980) - The South Armorican Shear Zone. *Journal of Structural Geology*, 2(1-2), p. 39-47.
- JONIN M. (1981) - Un batholite fini-précambrien : le batholite mancellien (Massif armoricain, France). Étude pétrographique et géochimique. Thèse d'État, *Sci., Brest*, 319 p.
- JONIN M., VIDAL P. (1975) - Étude géochronologique des granitoïdes de la Mancellia, Massif armoricain, France. *Can. J. Earth Sci.*, 12, p. 920-927.
- KERFORNE F. (1920) - L'antimoine dans le Massif armoricain. *Bull. Soc. géol. minéral. Bretagne*. T. 1, p. 82-91.
- KLEIN C. (1973) - Massif armoricain et Bassin parisien. Contribution à l'étude géologique et géomorphologique d'un massif ancien et de ses enveloppes sédimentaires. Thèse Doct. État, Brest, 882 p.
- KLEIN C., TRICHET J. (1968) - Sur les blaviérites normandes et mancelles. *C. R. Acad. Sc. Paris*, 267, p. 2268-2271.
- LACAZE M. (1930) - Étude du synclinal de la Forêt de Mayenne ou pli de Chailland (Mayenne). *Bull. Soc. géol. minéral. Bretagne*, t. I, p. 17-55.
- LAPPARENT J. (de) (1909) - Étude comparative de quelques porphyroïdes françaises. Thèse, Paris. *Bull. Soc. Fr. Min. Crist.*, XXXII, p. 174-304.
- LARDEUX H. (1976) - Les schistes et calcaires éodévoniens de Saint-Cénére (Massif armoricain, France). Sédimentologie, paléontologie, stratigraphie. *Mém. Soc. géol. minéral. Bretagne*, 19, 328 p. Rennes.
- LAUTRIDOU J.-P. (2002) - Les argiles fini-tertiaires de Saint-Gilles-des-Marais (Domfrontais, Orne). *Bull. Soc. Linn. Normandie*, vol. 118, p. 39-41
- LE CORRE C. (1969) - Contribution à l'étude géologique des synclinaux du Sud de Rennes, Massif armoricain. Thèse 3^e cycle, Orsay, 116 p.
- LE CORRE C. (1976) - Évolution structurale et métamorphique du Briovérien et du Paléozoïque de Bretagne centrale. Thèse Univ. Rennes.

- LE CORRE C. (1977) - Le Briovérien de Bretagne centrale : essai de synthèse lithologique et structurale. *Bull. BRGM*, sect. 1, p. 219-254.
- LE CORRE C., DEUNFF J. (1969) - Sur la présence d'acritarches au sommet des schistes de l'Ordovicien moyen du Sud de Rennes. *Bull. Soc. géol. minéral. Bretagne*, 1, 1, p. 45-48.
- LE CORRE C., AUVRAY B., BALLÈVRE M., ROBARDET M. (1991) - Le Massif armoricain. *Sci. géol. Bull.*, 44,1-2, p. 31-103, Strasbourg, 1991.
- LE GALL J. (1993) - Reconstitution des dynamismes éruptifs d'une province paléovolcanique : l'exemple du graben cambrien du Maine (Est du Massif armoricain). Pétrogenèse des magmas andésitiques et ignimbritiques et leur signification dans l'évolution géodynamique cadomienne (thèse Doct. État, univ. Caen). *Mém. Géosciences Rennes*, n° 52, 370 p.
- LE GALL J. (1999) - Les dolérites et basaltes tholéiitiques du domaine nord-est armoricain. *Géol. de la France*, n° 4, p. 3-26, 15 fig., 5 tabl.
- LE GALL J., MARY G. (1983) - Place et signification du complexe basique de Brée et des autres venues gabbroïques et doléritiques dans l'histoire cadomovarisque de l'Est du Massif armoricain. *Bull. Soc. géol. minéral. Bretagne*, t. 15, fasc. 2, p. 1101-1109.
- LE GALL J., MAURIZOT P. (1998) - Carte géologique France (1/50 000), feuille Sillé-le-Guillaume (321). Orléans : BRGM. Notice explicative par Le Gall J., Maurizot P., Lautridou J.-P., Giordano R., Gaillard C. (1998).
- LE HÉRISSE A., PLAINE J. (1982) - Volcanisme basique dans le Carbonifère inférieur du synclinorium de Laval (Massif armoricain, France). *C. R. Acad. Sc., Paris*, vol. 294, p. 1199-1202.
- LEJAL-NICOL A., PARIS F., PLAINE J., STREEL M. (1982).- Paléoflore et spores du Tournaisien à Saint-Pierre-le-Potier (Formation de L'Huisserie, Synclinorium de Laval). *Bull. Soc. géol. minéral. Bretagne*, vol. 14, n° 2, p. 35-43.
- LE ROUGE G., LE GALL J., GIGOT P., BESOMBES J., PIVETTE B., LEBRET P., VERNHET Y. (2009) - Carte géologique France (1/50 000), feuille Ernée (284). Orléans : BRGM.
- LUDWIG K.-R. (2003) - ISOPLOT/EX, version 3. A geochronological toolkit for Microsoft Excel. Berkeley *Geochronology Center, Spec. Pub.*, n° 4, 70 p.
- MANIGAULT B., MÉNILLET F., PLAINE J., LE HÉRISSE A., LIGOUIS B., LANGEVIN C. (1987) - Carte géol. France (1/50 000) feuille Meslay-du-Maine (356). Orléans : BRGM. Notice explicative par Ménillet F., Plaine J., Manigault B., Le Hérisse A. (1988).
- MARY G., LE GALL J. (1985) - Le Dinantien basal du flanc nord du bassin de Laval à Argentré : volcanites basiques et formations volcano-sédimentaires. *Hercynica*, vol. 1, n° 2, p. 155-163.

- MARY G., GIORDANO R. (1987) - Carte géologique France (1/50 000), feuille Évron (320). Orléans : BRGM. Notice explicative par Mary G., Giordano R. (1989).
- MASSIEU F., LORIEUX TH., DUROCHER J. (1866) - Carte géologique du département d'Ille et Vilaine.
- MÉLOU M. (1976) - Étude de la fraction argileuse. In Les schistes et calcaires éodévoniens de Saint-Cénére (Massif armoricain, France). Sédimentologie, paléontologie, stratigraphie. *Mém. Soc. géol. minéral. Bretagne*, 19, 328 p. Rennes.
- MÉNILLET F., PLAINE J., MANIGAULT B., LE HÉRISSE A. (1988) - Notice explicative carte géol. France (1/50 000) feuille Meslay-du-Maine (356). Orléans : BRGM.
- MICHEL H. (1904) - Sur les mines de la Lucette. *Bull. Soc. Fr. Minéral.*, t. 27, p. 79-80.
- MILON Y. (1923) - Sur un niveau marin dans le Culm inférieur du Sud de Laval. *C. R. somm. Soc. géol. France*, 5, p. 51.
- MILON Y., BERTHOIS L., LUCAS G., RENAUD A., PHILIPPOT A. (1960) - Carte géologique de Mayenne (n° 77) au 1/80 000 (2^e édit.). Paris : Serv. Carte géol. France.
- MORZADEC P. (1971) - Quelques Asteropyginae (Trilobites, Phacopacea) des Schistes et calcaires à *Athyris undata* (Dévonien inférieur) du Massif armoricain. *Paleontographica*, 138, p. 166-184.
- MORZADEC P., PARIS F. (1977) - Le Domaine centre-armoricain : les synclinoriums de Laval et du Ménez-Bélair : p. 76-77. In Bretagne, Guides géologiques régionaux ; S. Durand, coord., 208 p. Masson éd. Paris.
- MORZADEC P., PELHÂTE A., PARIS F., PLAINE J. (1979) - Stratigraphie du Paléozoïque du Massif armoricain. XXVI^e cong. géol. int., Paris, excursion B05. *Bull. Soc. géol. minéral. Bretagne*, C, XI, 1-2, p. 183-191, Rennes.
- MORZADEC P., PARIS F., PLUSQUELLEC Y., RACHEBOEUF P., WEYANT M. (1988) - Devonian stratigraphy and paleogeography of the Armorican Massif (Western France). In: McMillan N.J., Embry A.F., Glass D.J. (eds), Devonian of the World, *Canad. Soc. Petrol. Geol.*, Vol. 1: Regional Syntheses, p. 401-420.
- MULOT B. (1974). Les possibilités houillères du Bassin carbonifère de Laval, rapport BRGM inédit.
- MUNIER-CHALMAS E. (1882) - Sur une roche nouvelle (Blaviérite) des environs de Changé près de Laval. *Bull. Soc. Étud. Sc. Angers*, XI-XII, p. 360-363.
- MUSSET R. (1917).- Le Bas-Maine. Étude géographique. A. Colin éd. Paris. 496 p.

- NAVEAU J. (1992) - *La Mayenne. Paris, Acad. Inscriptions et B.-Lettres et Minist. Éducation nat. et Culture*, (coll. Carte archéologique de la Gaule).
- NOBLET C. (1984) - La sédimentation arénacée de l'Ordovicien inférieur au Nord du Gondwana : la Formation du Grès armoricain et ses équivalents. Thèse 3^e cycle, univ. Rennes, 136 p.
- OEHLERT D.-P. (1877) - Sur les fossiles dévoniens du département de la Mayenne. *Bull. Soc. géol. France*, (3), 5, p. 578-603.
- OEHLERT D.-P. (1878) - Description de deux nouveaux genres de Crinoïdes du terrain dévonien de la Mayenne. *Bull. Soc. géol. France*, (3), VII, p. 6-10.
- OEHLERT D.-P. (1880) - Note sur le calcaire de Saint-Roch, à Changé. *Bull. Soc. géol. France*, (3), VIII, p. 270-276.
- OEHLERT D.-P. (1882a) - Notes géologiques sur le département de la Mayenne (accompagnées d'une carte géologique par J. Triger). *Imp. Germain et Grassin (Angers)*. 148 p.
- OEHLERT D.-P. (1882b) - Sur le Silurien du Nord-Est du département de la Mayenne. *Bull. Soc. géol. France*, (3), 10, p. 349-352.
- OEHLERT D.-P. (1883) - Description de deux nouvelles espèces d'Acroculia du Dévonien inférieur de la Mayenne. *Bull. Soc. géol. France*, (3), XI, p. 602-610.
- OEHLERT D.-P. (1884) - Étude sur quelques Brachiopodes dévoniens. *Bull. Soc. géol. France*, (3), XII, p. 411-440.
- OEHLERT D.-P. (1885) - Description de deux Centronelles du Dévonien inférieur de l'Ouest de la France. *Bull. Soc. Et. Sci. Angers*, XIV, p. 24-28.
- OEHLERT D.-P. (1886) - Failles et filons des environs de Montsûrs. *Bull. Soc. géol. France*, 14, p. 526-549.
- OEHLERT D.-P. (1887a) - Étude de quelques fossiles dévoniens de l'Ouest de la France. *Ann. Sc. Géol.*, XIX, p. 57-64.
- OEHLERT D.-P. (1887 b) - Description de quelques espèces dévoniennes du département de la Mayenne. *Bull. Soc. Et. Sci. Angers*, XVII, p. 57-64.
- OEHLERT D.-P. (1887c) - Sur les oscillations qui se sont produites pendant la période primaire dans le bassin de Laval. *C. R. Acad. Sci., Paris*, 104, p. 528-529.
- OEHLERT D.-P. (1888) - Note sur quelques Pélécy-podes dévoniens. *Bull. Soc. géol. France*, (3), XVI, p. 633-663.
- OEHLERT D.-P. (1894) - Bassin de Laval. *Bull. Serv. Carte géol. France*, 38, VI, p. 37-39.
- OEHLERT D.-P. (1895) - Sur les Trinucleus de l'Ouest de la France. *Bull. Soc. géol. France*, (3), 23, p. 299-336.
- OEHLERT D.-P. (1896a) - Sur le gisement de quelques roches éruptives et métamorphiques du bassin de Laval. *C. R. Acad. Sci., Paris*, CXII, p. 263-264.

- OEHLERT D.-P. (1896b) - Feuille de Mayenne. *Bull. Serv. Carte géol. France*, 53, p. 1-5.
- OEHLERT D.-P. (1900) - Feuille de Laval. *Bull. Serv. Carte géol. France*, 73, XI, p. 20-23.
- OEHLERT D.-P. (1904) - Observations au sujet d'une note de M. Ch. Pellegrin sur la géologie du Bassin de Laval. *Bull. Soc. géol. France*, (4), IV, p. 687-695.
- OEHLERT D.-P. (1912) - Notes géologiques sur la partie du bassin houiller de Saint-Pierre-la-Cour parcourue le 11 juin 1911. Extrait du « Bulletin de Mayenne-Sciences », Comptes rendus des excursions. p. 30-37.
- OEHLERT D.-P. (1912) - Réunion extraordinaire de la Société Géologique de France dans la Sarthe et la Mayenne en 1909. *Bull. Soc. géol. France*, (4), IX, p. 545-679.
- OEHLERT D., BIGOT A. (1899) - Carte géologique de Mayenne (n° 77) au 1/80 000 (1^{re} édit.). Paris : *Service de la Carte géologique de la France*.
- OEHLERT D., BIGOT A., MATTE H. (1905) - Carte géologique de Laval (n° 76) au 1/80 000 (1^{re} édit.). Paris : *Service de la Carte géologique de la France*.
- OLLIVIER-PIERRE M.-F. (1963) - Le Tertiaire des environs de Laval. *Bull. Mayenne Sciences*, p. 24-31.
- OLLIVIER-PIERRE M.-F., RIVELINE J., LAUTRIDOU J.-P., CAVELLIER C. (1988) - Le fossé de Céaucé (Orne) et les bassins ludiens (Éocène supérieur) de la partie orientale du Massif armoricain : sédimentologie, paléontologie ; intérêts stratigraphique, paléogéographique et tectonique. *Géologie de la France*, 1, p. 51-60.
- OLLIVIER-PIERRE M.-F., MAUPIN C., ESTÉOULE-CHOUX J., SITTLER C. (1993) - Transgression et paléoenvironnement à l'Oligocène en Bretagne (France). Sédimentologie, micropaléontologie, palynologie, et palynofaciès du Rupélien du bassin de Rennes. *Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology*, 103, p. 223-250.
- PARIS F. (1977) - Les formations siluriennes du synclinorium du Ménez-Bélair. Comparaisons avec d'autres formations siluriennes du Massif armoricain. *Bull. BRGM*, I, n° 2, p. 75-87.
- PARIS F. (1993) - Évolution paléogéographique de l'Europe au Paléozoïque inférieur : le test des Chitinozoaires. *C. R. Acad. Sci., Paris*, t. 316, p. 273-280.
- PARIS F., SKEVINGTON D. (1979) - Présence de graptolites de l'Arénig moyen à la base de la Formation de Postolonnec (Massif armoricain), conséquences stratigraphiques et paléogéographiques. *Géobios*, n° 12, 6, p. 907-911.
- PARIS F. (1981) - Les Chitinozoaires dans le Paléozoïque du Sud-Ouest de l'Europe. (Cadre géologique-étude systématique-biostratigraphie). *Mém. Soc. géol. minéral. Bretagne*, Rennes, n° 26, 412 p.

- PARIS F., ROBARDET M., DURAND J., NOBLET C. (1982) - The Lower Ordovician transgression in southwestern Europe. *Paleont. Contrib. Univ. Oslo*, 280, p. 41.
- PARIS F., LE HÉRISSÉ A., PELHÂTE A., WEYANT M. (1982) - Les formations carbonifères et la phase bretonne dans le synclinorium du Ménez-Bélair : essai de synthèse. *Bull. Soc. géol. minéralo. Bretagne*, 14, 2, p. 19-33.
- PARIS F., ROBARDET M., DABARD M.-P. (1986) - Les milieux noirs du Paléozoïque inférieur armoricain dans leur contexte nord-gondwanien. *Documents du BRGM*, n° 110, p. 259-275.
- PELHÂTE A. (1962) - La découverte de Conodontes et sa signification stratigraphique dans le Carbonifère du bassin de Laval-Sablé (Est du Massif armoricain). *C. R. Acad. Sci. Paris*, t. 254, p. 716-717.
- PELHÂTE A. (1963) - Découverte de spongolithes dans le Viséen inférieur du bassin de Laval (Mayenne). *C. R. Acad. Sci. Paris*, t. 257, p. 2866-2868.
- PELHÂTE A. (1971) - Le Carbonifère inférieur du bassin de Laval. Massif armoricain. Thèse d'État, Rennes, 1967. *Mém. Soc. géol. minéralo. Bretagne*, 15, 315 p.
- PELLEGRIN C. (1904) - Carte géologique des environs de Laval et Sablé-sur-Sarthe. *Bull. Soc. géol. France*, (4), IV, p. 252-253.
- PERRIER V. (2007) - Biodiversité et écologie des ostracodes myodocopes (Crustacea) du Silurien supérieur d'Europe. Thèse de doctorat, Lyon 1, vol. 1 : 289 p. ; vol. 2 : 239 p.
- PEUCAT J.-J., CHARLOT R., MIFDAL A., CHANTRAINE J., AUTRAN A. (1979) - Définition géochronologique de la phase bretonne en Bretagne centrale. Étude Rb/Sr de granites du domaine centre-armoricain. *Bull. BRGM*, 1, 4, p. 349-356.
- PLAINE J. (1976) - La bordure sud du synclinorium paléozoïque de Laval (Massif armoricain). Stratigraphie-volcanisme-structure. Thèse 3^e cycle, univ. Rennes, 212 p.
- PONCET J. (1982) - Tempestites et accumulations de péloïdes alguaire dans l'Éodévonien du Bassin de Laval, Est du Massif armoricain. *Bull. Soc. géol. minéral. Bretagne*, C, 14, 2, p. 73-77.
- PONCET J. (1985) - La bio-sédimentation carbonatée éodévonienne de plate-forme au flanc nord du synclinorium de Laval. *Hercynica*, I,1, p. 23-27.
- PUPIN J.-P. (1980) - Zircon and granite petrology. *Contributions to Mineralogy and Petrology*, 73, p. 207-220.
- PUZENAT L. (1939) - La sidérurgie armoricaine, son histoire et la géologie des gisements de fer armoricains. Tome IV, *Mém. Soc. Géol. Bretagne*, Rennes.
- RACHEBOEUF P. (1976) - Les Brachiopodes du Dévonien inférieur du Bassin de Laval (Massif armoricain). *Paleontographica*, 152, p. 14-89.

- RACHEBOEUF P. (1981) - Chonetacés (Brachiopodes) siluriens et dévoniens du Sud-Ouest de l'Europe. *Mém. Soc. géol. minéral. Bretagne*, 27, 294 p.
- RACHEBOEUF P. (1991) - Nouveaux Brachiopodes Leptaenines et Chonetacés du Dévonien inférieur du Massif armoricain (NW France). *Rev. Paléobiologie*, 10, p. 1-19.
- RACHEBOEUF P., VIDAL M. (2010) - Faune de l'Ordovicien au Dévonien ; Ordovicien. In : Tréguier J. et al. « Histoire géologique de la Mayenne » (éditions Errance), 359, p. 161-168.
- RÉGNAULT S., SAGON J.-P. (1988) - Le Paléozoïque du Ménez-Bélair (synclinorium médian armoricain) : associations minérales et milieux de dépôts, métamorphisme général. *Géol. de la France*, Orléans, 1, p. 17-26.
- RENAUD A. (1942) - Le Dévonien du Synclinorium Médian Brest-Laval. *Mém. Soc. géol. minéral. Bretagne*, 7, 439 p.
- ROBARDET M. (1981) - Évolution géodynamique du Nord-Est du Massif armoricain au Paléozoïque. *Mém. Soc. géol. minéral. Bretagne*, 20, 342 p.
- ROBARDET M. (2002) - Alternative approach to the Variscan Belt in southwestern Europe: Pre-orogenic paleobiogeographical constraints. In: Martinez Catalan J.-R., Hatcher R.-D., Arenas R., Diaz Garcia F. (Eds), "Variscan-Appalachian Dynamics: the building of the Upper Paleozoic Basement". *Geol. Soc. Am. Spec. Paper*, 364, p. 1-15.
- ROBARDET M. (2003) - The Armorica "microplate": fact or fiction ? Critical review of the concept and contradictory paleobiogeographical data. *Paleogeog. Paleoclim. Paleoecol.*, 195, p. 125-148.
- ROBARDET M., VERNIERS J., FEIST R., PARIS F. (1994) - Le Paléozoïque anté-varisque de France, contexte paléogéographique et géodynamique. *Géol. France*, n° 3, p. 3-31.
- ROLET J. (1982) La phase bretonne en Bretagne : état des connaissances. *Bull. Soc. Géol. Minérale. Bretagne*, 14, 2, p. 63-71.
- SAFA P. (1980) - L'amas sulfuré de Rouez (Sarthe). Thèse 3^e cycle, Univ. P. et M. Curie, Paris VI, 246 p.
- SAGON J.-P., CHAKER M., DEWULF P., FLOC'H J.-P., MALÉCHAUX L., QUINTIN M., SANTALLIER D. (1985) - L'or alluvionnaire du Massif armoricain et du Limousin (France) : source et processus. *Chron. rech. min.*, n° 479, p. 35-50.
- SCHMID R. (1981) - Descriptive Nomenclature and Classification of Pyroclastic Deposits and Fragments. *Geol. Rundsch.*, 70, 2, p. 794-799.
- SERMONT R. (1978) - Citant des rapports et publications anciens de Bastit, Bellanger, De Challonge, Douxami, Termier. La mine d'antimoine et or de la Lucette (Mayenne, France). Ibidem, p. 35-52.
- SKEVINGTON D., PARIS F. (1975) - Les Graptolites de la Formation de Saint-Germain-sur-Ille (Ordovicien supérieur du Massif armoricain). *Bull. Soc. géol. France*, (7), XVII, p. 260-266.

- SUZUKI K., ADACHI M. (1991) - Precambrian provenance and Silurian metamorphism of the Tsubonosawa paragneiss in the South Kitakami terrane, Northeast Japan, revealed by the chemical Th-U-total Pb isochron ages of monazite, zircon and xenotime. *Geochem. J.*, 25, p. 357-376.
- TERA F., WASSERBURG G.-J. (1972) - U-Th-Pb systematics in three Apollo 14 basalts and the problem of initial Pb in lunar rocks: *Earth Planet. Sci. Lett.* 14, p. 281-304.
- TERMIER M. (1904) - Rapport sur les mines d'Au et Sb de la Lucette (Mayenne). Inédit.
- THIÉBLEMONT D. (1997) - Caractérisation géochimique de trois dolérites de la feuille Landivy. Signification géodynamique. Note interne BRGM-SGN/12G/GEO, 7 p., 4 tabl., 5 fig.
- TRAUTMANN F., CLÉMENT J.-P., CHÈVREMONT Ph. (1997) - Carte géol. France (1/50 000), feuille La Guerche-de-Bretagne (354). Orléans : BRGM. Notice explicative par Trautmann F., Carn A. (1997), 65 p.
- TRAUTMANN F., PARIS F. (2000) - Carte géol. France (1/50 000), feuille Rennes (317). Orléans : BRGM. Notice explicative par Trautmann F., Paris F., Carn A. (2000), 85 p.
- TRAUTMANN F., BECQ-GIRAUDON J.-F., CHÈVREMONT P., GUERROT C., THIÉBLEMONT D. (2002) - Datation à 378 Ma du Massif du Pertre (Ille-et-Vilaine, Mayenne) : un leucogranite peralumineux d'âge Dévonien moyen à supérieur en Bretagne centrale. *Géologie de la France*, n° 1, p. 65-80.
- TROMELIN G. DE, LEBESCONTE P. (1976) - Observations sur les terrains primaires du Nord du département d'Ille-et-Vilaine et de quelques autres parties du massif breton. *Bull. Soc. géol. France*, (3), 4, p. 583-623.
- VERNHET Y. (2010) - Carte géol. France (1/50 000), feuille Craon (390), Orléans : BRGM ; Notice explicative par Vernhet Y., Pivette B., Chèvremont Ph., Bourdillon C. Orléans :BRGM, 178 p.
- VERNHET Y., DHELLEMES R., DORÉ F., ENOUF C., LAUTRIDOU J.-P., VERRON G. (1996) - Carte géol. France (1/50 000), feuille Domfront (249), Orléans : BRGM. Notice explicative par Vernhet Y., Doré F., Lautridou J.-P., Talbot É., Verron G., Dhellemmes R., Enouf C. (1995).
- VERNHET Y., CHÈVREMONT Ph., LANGEVIN C. (1997) - Notice explicative, Carte géol. France (1/50 000), feuille Landivy (248), Orléans : BRGM, 83 p. Carte géologique par Vernhet Y., Chèvremont Ph. (1997).
- VERNHET Y., LEROUGE G., BESOMBES J.-C., LE GALL J., GIGOT P. (2009) - Carte géologique 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., Lebret P., Thiéblemont D. (2010).

- VERNHET Y., PLAINE J., TRAUTMANN F., CLÉMENT J.-P. (2009) - Carte géologique France (1/50 000), feuille Cossé-le-Vivien (355). Orléans : BRGM. Notice explicative par Vernhet Y., Plaine J., Trautmann F., Pivette B., Chèvremont Ph., Bourdillon C. (2010).
- VIDAL P. (1980) - L'évolution polyorogénique du massif armoricain. Apport de la géochronologie et de la géochimie isotopique du strontium. *Mém. Sc., géol., minéral., Bretagne*, 1 vol., 163 p.
- VIGNERESSE J.-L. (1986) - La fracturation post-varisque du Massif armoricain d'après les données géophysiques. Colloque « Tectonique, effondrements et remplissages sédimentaires cénozoïques en domaine armoricain ». Rennes, Nantes, 9-13 sept. 1986.
- VOGT J., CADIOT B., DELAUNAY J., FAURY G., MASSINON B., MAYER-ROSA D., WEBER C. (1979) - Les tremblements de terre en France. *Mém. BRGM*, n° 96, 220 p., 1 carte h.t.
- WATTS M.-S, WILLIAMS G.-D. (1979) - Faults rocks as indicators of progressive shear deformation in the Guingamp region, Brittany. *Journal of Structural Geology*, 1, p. 323-332.
- WENDT I., CARL C. (1991) - The statistical distribution of the mean squared weighted deviation. *Chem. Geol.*, 86, p. 275-285.
- WETHERILL G.-W. (1956) - Discordant uranium-lead ages 1: *Transactions of the American Geophysical Union*, 37, p. 320-326.
- WEYANT M., DORÉ F., LE GALL J., PONCET J. (1977) - Un épisode calcaire ashgillien dans l'Est du Massif armoricain : incidences sur l'âge des dépôts glacio-marins fini-oroviciens. *C. R. Acad. Sci., Paris*, vol. 284, p. 1147-1149.
- WIEDENBECK M., ALLÉ P., CORFU F., GRIFFIN W.-L., MEIER M., OBERLI F., VON QUADT A., RODDICK J.-C., SPIEGEL W. (1995) - Three natural zircon standards for U-Th-Pb, Lu-Hf, trace element and REE analysis. *Geostandards Newsletter*, 19, p. 1-23.
- WILLIAMS I.-S. (1998) - U-Th-Pb Geochronology by Ion Microprobe. *Reviews in Economic Geology*, vol. 7, p. 1-35.
- WYNS R. (1991) - Évolution tectonique du bâti armoricain oriental au Cénozoïque d'après l'analyse des paléosurfaces continentales et des formations géologiques associées. *Géologie de la France*, n° 3, p. 11-42, 26 fig.

AUTEURS DE LA NOTICE ET DE LA CARTE

NOTICE

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

Le chapitre « Introduction », a été rédigé par J. LE GALL, maître de Conférences à l'Université de Caen.

La description des terrains a été réalisée par :

- J. LE GALL pour les terrains briovériens métamorphiques et granodiorites du Domaine nord-armoricain, pour les terrains paléozoïques du synclinorium de Laval, ainsi que pour les filons doléritiques et microgranitiques ;
- F. LACQUEMENT, ingénieur géologue au BRGM, pour la formation de Saint-Pierre-la-Cour, les terrains paléozoïques du synclinorium de Laval ;
- Y. VERNHET pour les terrains briovériens non métamorphiques du Domaine nord-armoricain et du Domaine centre-armoricain, et pour les formations mésozoïques à quaternaires.

Le chapitre « Conditions de formation des entités géologiques » a été réalisé par :

- J. LE GALL pour le Briovérien mancellien (nord-armoricain), les granodiorites cadomiennes et le Paléozoïque ;
- Y. VERNHET pour le Briovérien de Bretagne centrale et les terrains post-carbonifères.

La partie « Évolution tectono-métamorphique » est l'œuvre de :

- Y. VERNHET pour la déformation cadomienne, la déformation varisque du Briovérien de Bretagne centrale, et les déformations post-varisques ;
- J. LE GALL pour le métamorphisme cadomien dans le Briovérien et le métamorphisme varisque dans le Paléozoïque ;
- F. LACQUEMENT pour la déformation varisque dans le Paléozoïque.

La synthèse géologique régionale a été rédigée par :

- Y. VERNHET pour les domaines briovériens et évolutions post-varisques ;
- J. LE GALL pour le synclinorium paléozoïque de Laval.

La partie portant sur « les sols, la végétation et les cultures » a été rédigé par J.-L. GAUQUELIN (Service « Protection de l'Eau et du Sol », Direction de l'Aménagement du Territoire, de l'Agriculture et de l'Environnement. Conseil Général de la Mayenne).

Le chapitre sur les « Ressources en eau » a été rédigé par A. ROBERT (Service « Protection de l'Eau et du Sol », Direction de l'Aménagement du Territoire, de l'Agriculture et de l'Environnement. Conseil Général de la Mayenne).

Les autres paragraphes (géographie humaine, géotechnique, risques naturels, matériaux et gisements minéraux) ont été réalisés par Y. VERNHET et complétés par J. LE GALL.

La partie « Itinéraire de découverte géologique et affleurements remarquables » est due à J. LE GALL

Le chapitre « Préhistoire et archéologie » a été rédigé par J. NAVEAU, conservateur en chef du Patrimoine au Conseil général de la Mayenne.

La partie « géochronologie » a été réalisée par A. COCHERIE, Ingénieur au BRGM, en 2011.

CARTE

La coordination de la carte a été assurée par Y. VERNHET, ingénieur géologue au BRGM.

Les explorations et les tracés ont été effectués par :

- J. LE GALL, P. GIGOT et P. SAVATON, maîtres de conférences à l'Université de Caen, de 2004 à 2008, pour les terrains briovériens mancelliens et paléozoïques et terrains associés, situés au Nord de la rivière le Vicoin ;
- F. LACQUEMENT, Ingénieur géologue au BRGM, de 2004 à 2010, pour les terrains paléozoïques et les formations superficielles situés au Sud du Vicoin, avec l'aide de Y. POPRAWSKY, stagiaire BRGM de 2005 à 2006 ;
- Y. VERNHET, Ingénieur géologue au BRGM, en 2010, pour les terrains briovériens de Bretagne centrale et formations associées.

ANNEXE

ÉTUDES GÉOCHRONOLOGIQUES

Datations U-Pb (LASER-ICPMS-MC) sur zircons et U-Th-Pb sur monazites (MSE). Projet carte 1/50 000, Laval. Rapport d'essais. BRGM, COCHERIE A. (2011)

Cette étude a été réalisée en janvier 2011 par A. Cocherie (BRGM) sur des échantillons de dykes microgranitiques, d'ignimbrite, et de cinérite, prélevés sur la carte de Laval par J. Le Gall de l'université de Caen.

Rappel des méthodes

Datation U-Th-Pb sur monazite : microsonde électronique, SX 50 (BRGM)

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). Les conditions d'analyses (courant de 200 nA) conduisent aux limites de détection théoriques suivantes : Pb = 110 ppm, Th = 130 ppm et U = 105 ppm. Depuis les derniers développements réalisés en 2010, les limites de détections et incertitudes effectives sont calculées pour chaque élément et chaque analyse individuelle. Lorsqu'une population homogène de points est identifiée, un âge isochrone peut être calculé ainsi que son erreur à l'aide du diagramme isochrone Th/Pb = f(U/Pb) selon la méthode définie dans A. Cocherie et F. Albarède (2001). Cette approche est particulièrement efficace lorsque le rapport Th/U varie largement d'un domaine à l'autre des grains, tout en donnant des âges identiques. Par contre, si ce rapport reste constant tandis que la somme Th + U varie à l'intérieur d'un même grain ou d'un grain à l'autre, il est recommandé d'utiliser la représentation graphique de K. Suzuki et M. Adachi (1991). Les principes du choix de la représentation graphique nécessaire au calcul de l'âge moyen sont développés dans A. Cocherie *et al.* (2005) et dans A. Cocherie et O. Legendre (2007). Tous les traitements statistiques utilisent le programme ISOPLOT de K.-R. Ludwig (2003). Tous les âges sont calculés à $\pm 2\sigma$.

Datation U-Pb sur zircon : couplage laser-ICPMS-MC (NEPTUNE)

À la suite de la création du laboratoire Neptune en juin 2002, l'installation du laser et du système de multicompteur d'ions (MIC) en janvier 2005 nous avait permis la mise au point de la datation U-Pb *in situ* sur zircon (Cocherie et Robert, 2008). Depuis janvier 2010 nous disposons d'un nouveau système d'ablation laser qui a été utilisé pour les datations de cette étude.

Les principes généraux de la datation sont inspirés de la procédure analytique développée par le passé sur les SHRIMP (voir pas exemple : Williams, 1998) ou la microsonde ionique CAMECA IMS 1270 (Deloule *et al.*, 2001).

Les principales différences sont les suivantes :

- La matière est ablatée à l'aide d'un laser puis transportée sous un courant d'argon au lieu d'un « arrachage » plus délicat de la matière par un faisceau d'ions primaires O_2^- dans le cas des sondes ioniques ;
- pour cette application, l'ICPMS est configurée en mode basse résolution et en mode statique, c'est-à-dire que toutes les masses depuis ^{202}Hg jusqu'à ^{238}U sont collectées simultanément (sur compteurs d'ions pour 202, 204, 206, 207, 208 et sur cages de Faraday pour 232 et 238) tandis que les sondes ioniques fonctionnent en mode haute résolution et en saut de pic, les masses étant collectées successivement sur un compteur d'ions unique ;
- la quantité de matière extraite par le laser est significativement supérieure, dans le cas du laser, tandis que cette extraction de matière est effectuée en 90 secondes au lieu de 15 à 20 minutes dans le cas des sondes ioniques. Selon nos conditions d'ablation, le laser atteint une profondeur de 18 à 20 μm tandis qu'une sonde « arrache » la matière sur seulement 1 à 2 μm .

Les principaux points communs sont les suivants :

- dans les deux cas l'analyse d'un standard certifié est indispensable ;
- le diamètre du domaine analysé est similaire (20 μm) ;
- la précision atteinte est comparable avec toutefois un avantage pour la sonde ionique puisque le volume analysé étant moindre, la question de l'hétérogénéité en profondeur ne se pose généralement pas.

La procédure par ablation laser nécessite un zircon standard de référence pour normaliser tous les rapports isotopiques et pour estimer les teneurs en U, Th et Pb. Le géostandard 91500 de l'Ontario (Canada) a été retenu (1 065 \pm 1 Ma ; Wiedenbeck *et al.*, 1995).

Les conditions d'ablation laser sont :

- laser UV 213 nm ;
- diamètre : 20 μm ;
- profondeur : ~15-20 μm ;
- énergie : 25 % ;
- fréquence : 5 Hz ;
- durée : 90 s.

Les conditions d'analyses sont :

Le standard 91500 daté à 1 065 Ma, contenant 81 ppm de U et 14 ppm de Pb (radiogénique, pas de Pb commun) conduit à un signal d'environ 30 000 cps sur ^{206}Pb et 3 mV sur ^{238}U .

Un bloc de 23 cycles est enregistré.

Calcul des âges moyens

Pour les **zircons anciens** ($> 1\ 000$ Ma), la détermination même imprécise du ^{204}Pb est suffisante pour accéder à l'âge $^{207}\text{Pb}^*/^{206}\text{Pb}^*$ avec précision (± 5 à 10 Ma environ). Dans cette gamme d'âges, la précision du rapport $^{206}\text{Pb}^*/^{238}\text{U}$ ainsi corrigé du Pb commun est suffisante car, le plus souvent, l'âge $^{206}\text{Pb}^*/^{238}\text{U}$ est simplement utilisé pour définir le degré de concordance du point analysé dans le diagramme Concordia. Ensuite, seuls les points concordants ou proches de la Concordia sont conservés pour le calcul de l'âge moyen $^{207}\text{Pb}^*/^{206}\text{Pb}^*$. Parfois, on considère la Discordia pour calculer l'âge par intercepte haut, en particulier lorsque l'intercepte bas peut aussi apporter une information géochronologique.

Pour les **zircons plus récents** (< 1000 Ma), l'imprécision du rapport $^{206}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$ peut devenir critique ; on utilisera alors un autre diagramme Concordia, celui de F. Tera et G.-J. Wasserburg (1972) modifié par Compston *et al.* (1992), dans lequel on porte les rapports $^{207}\text{Pb}/^{206}\text{Pb}$ et $^{238}\text{U}/^{206}\text{Pb}$ non corrigés du Pb commun. En l'absence de Pb commun, les points non perturbés par des événements thermiques postérieurs à la cristallisation du zircon ou par des cœurs hérités se porteront sur cette Concordia. Si des quantités variables de Pb commun entachent les valeurs des deux rapports, les points s'aligneront selon une droite de mélange passant par la composition du Pb commun ($^{207}\text{Pb}/^{206}\text{Pb}$) à l'âge supposé du système. L'extrapolation de cette droite sur la Concordia définit l'âge recherché. On a donc fait une correction du Pb commun par la méthode du ^{207}Pb et non plus par celle du ^{204}Pb comme dans le cas du diagramme conventionnel. Par cette méthode de correction, on peut individuellement calculer les rapports $^{238}\text{U}/^{206}\text{Pb}^*$ pour chaque point. Ainsi, on calculera un âge moyen U-Pb incluant l'ensemble de tous les points d'âges voisins, situés près de la Concordia ou alignés sur la droite de mélange avec le Pb commun. La méthode « conventionnelle » dite de Wetherill (1956) et celle de F. Tera et G.-J. Wasserburg (1972) sont par exemple discutées dans A. Cocherie *et al.* (2005).

Tous les calculs d'âges sont effectués (2σ) à l'aide du programme de Ludwig ISOPLOT/EX, version 2 (Ludwig, 1999) à 95 % de confiance en prenant des **erreurs à 2σ** et les analyses sont également portées à $\pm 2\sigma$ dans les figures. Par contre, ces erreurs sont données à 1σ dans le tableau. En fonction du nombre

d'analyses, le MSWD permet de valider l'homogénéité de la population considérée (Wendt et Carl, 1991).

Étude du dyke microgranitique (échantillon n° 1973)

À partir de ce dyke, de grands zircons allongés et des grains de monazite ont pu être extraits.

Monazite (n° 1973)

Vingt grains ont été montés en section polie. Ils sont de taille variable (100 à 200 μm) et arrondis avec des bordures corrodées.

Pb (ppm)	U (ppm)	Th (ppm)	Th*(U)	Âge isochrone
$\pm \sigma$	$\pm \sigma$	$\pm \sigma$	$\pm \sigma$	$\pm 2 \sigma \text{ Ma}$
Dyke microgranitique (1973)				
990 \pm 148	1 308 \pm 737	41 043 \pm 4 958	45 352 \pm 6 416	491 \pm 7 (n = 85)
Dyke microgranitique (109)				
493 \pm 237	357 \pm 140	22 986 \pm 9 312	24 163 \pm 9 528	441 \pm 32 (n = 23)

Tabl. 1 - Résumé des analyses à la microsonde électronique. L'objet de ce tableau est de caractériser géochimiquement la monazite, en particulier en montrant le degré de variation des teneurs en U et Th (\pm déviation standard). Le nombre de points retenus pour le calcul isochrone est indiqué entre parenthèses

Les monazites analysées conduisent à un regroupement des analyses dans le diagramme $\text{Th/Pb} = f(\text{U/Pb})$ car le rapport Th/U varie peu d'un grain à l'autre et les grains sont relativement homogènes (tabl. 1). Cependant, la droite de régression est bien définie et sa pente est parfaitement cohérente avec celle de l'isochrone théorique à l'âge donné par le barycentre des analyses (fig. 1). L'âge déterminé en ce barycentre est assez peu précis en raison de la faible dispersion des points, mais le MSWD bas (0,75) et la cohérence avec l'isochrone théorique confirment l'unicité de la population. L'âge de cristallisation de ces monazites est de **491 \pm 7 Ma**.

Zircon (n° 1973)

Soixante-dix grains ont été montés en section polie. Ils sont allongés et peuvent atteindre 450 μm . Ils sont parfois zonés et généralement limpides. La typologie a été possible sur 96 % des grains. Ils sont de type S1-S2 à S11-S12, c'est-à-dire que ce sont plutôt des zircons de basse température (Pupin, 1980).

data-point error ellipses are 2 σ

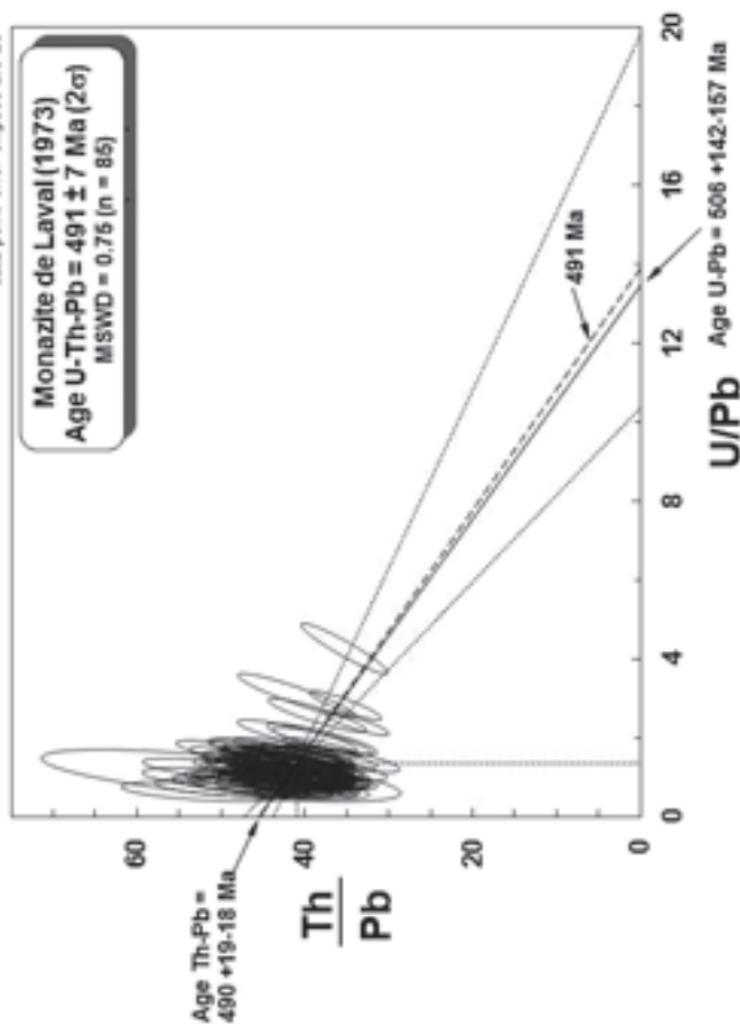


Fig. 1 - Diagramme isochrone Th/Pb vs U/Pb pour les analyses des grains de monazite et du dyke microgranitique n° 1973

Grain. point	U (ppm)	Th (ppm)	Th/U	$^{206}\text{Pb}^*$ (ppm)	^{206}Pb ^{204}Pb	f_{206} %	Total			Radiogénique		Age (Ma)		
							^{238}U ^{206}Pb	\pm	^{207}Pb ^{206}Pb	\pm	^{206}Pb ^{238}U	\pm	^{238}U ^{206}Pb	\pm
<i>Dyke microgranitique (1973)</i>														
1.1	344	185	0.54	28	10915	-	10.493	0.093	0.05751	0.00036	0.09530	0.00085	587	5
2.1	226	85	0.37	18	3966	0.014	11.095	0.094	0.05835	0.00034	0.09012	0.00076	556	5
3.1	420	149	0.36	30	5607	-	11.967	0.081	0.05719	0.00036	0.08357	0.00057	517	3
3.2	215	63	0.29	16	-	-	11.515	0.092	0.05718	0.00036	0.08684	0.00069	537	4
4.1	342	104	0.30	26	7449	0.049	11.222	0.080	0.05896	0.00031	0.08906	0.00064	550	4
4.2	576	108	0.19	44	5430	0.077	11.434	0.108	0.05889	0.00034	0.08739	0.00083	540	5
5.1	284	55	0.19	20	1856	0.001	12.051	0.058	0.05760	0.00059	0.08298	0.00040	514	2
6.1	764	160	0.21	51	8296	0.009	12.930	0.069	0.05681	0.00029	0.07733	0.00041	480	2
7.1	264	130	0.49	19	118661	0.033	12.237	0.099	0.05765	0.00038	0.08169	0.00066	506	4
8.1	182	24	0.13	12	-	-	12.902	0.075	0.05651	0.00043	0.07751	0.00045	481	3
9.1	97	26	0.26	7	-	-	12.259	0.079	0.05701	0.00049	0.08157	0.00053	506	3
10.1	230	158	0.69	15	-	0.081	13.267	0.077	0.05707	0.00032	0.07531	0.00043	468	3
11.1	178	9	0.05	12	16965	0.013	13.011	0.101	0.05674	0.00031	0.07685	0.00060	477	4
11.2	247	81	0.33	17	4198	0.006	12.697	0.154	0.05699	0.00032	0.07875	0.00095	489	6
12.1	189	87	0.46	13	-	-	12.914	0.095	0.05652	0.00035	0.07743	0.00057	481	3
13.1	93	38	0.41	8	-	-	10.703	0.088	0.05924	0.00035	0.09343	0.00077	576	5
14.1	59	30	0.50	4	2149	0.155	12.477	0.128	0.05838	0.00054	0.08002	0.00082	496	5
15.1	119	38	0.32	10	5389	0.052	10.109	0.149	0.06055	0.00058	0.09887	0.00146	608	9

Notes :

1. Incertitudes données à 1σ .
2. L'erreur due à la calibration à l'aide du standard 91500 est incluse dans les erreurs ci-dessus.
3. f_{206} % correspond au pourcentage de ^{206}Pb issu du Pb commun.
4. Correction du Pb commun réalisée à l'aide des rapports $^{238}\text{U}/^{206}\text{Pb}$ et $^{207}\text{Pb}/^{206}\text{Pb}$ mesurés selon Tera and Wasserburg (1972) développé par Williams (1998).

Tabl. 2 - Analyses U-Pb (Laser-Neptune) sur zircons du dyke microgranitique. Échantillon n° 1973

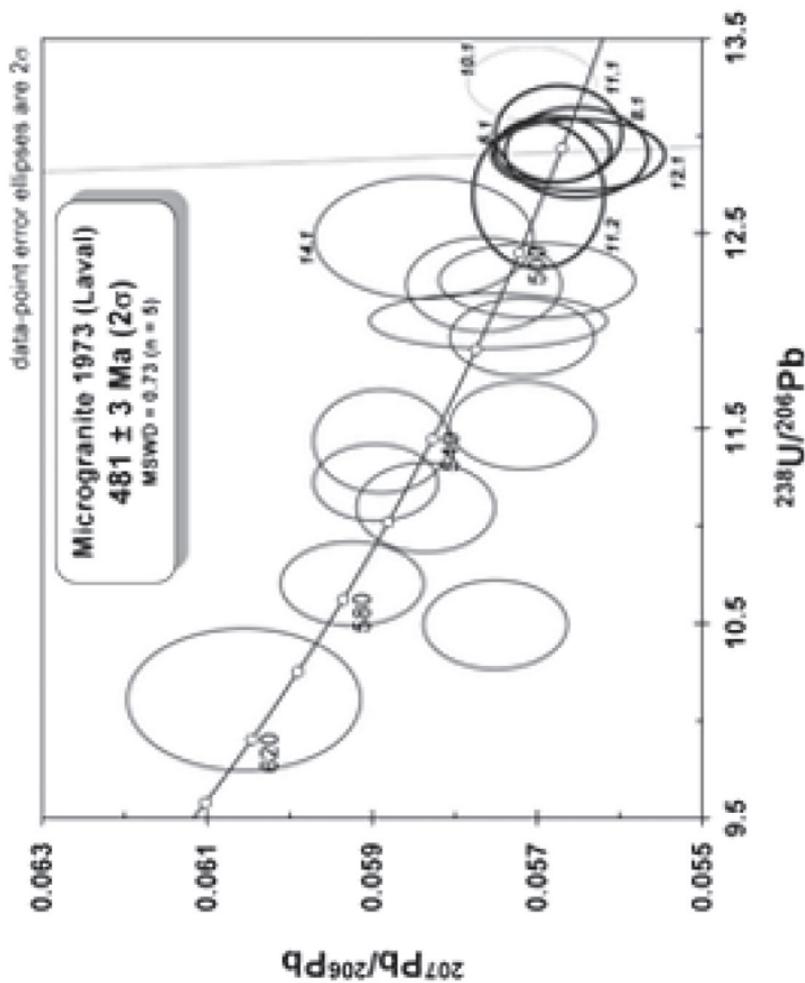


Fig. 2 - Ensemble des analyses sur zircons du dyke microgranitique n° 1973 portées dans le diagramme de Tera et Wasserburg. Il est ici délicat de calculer un âge moyen

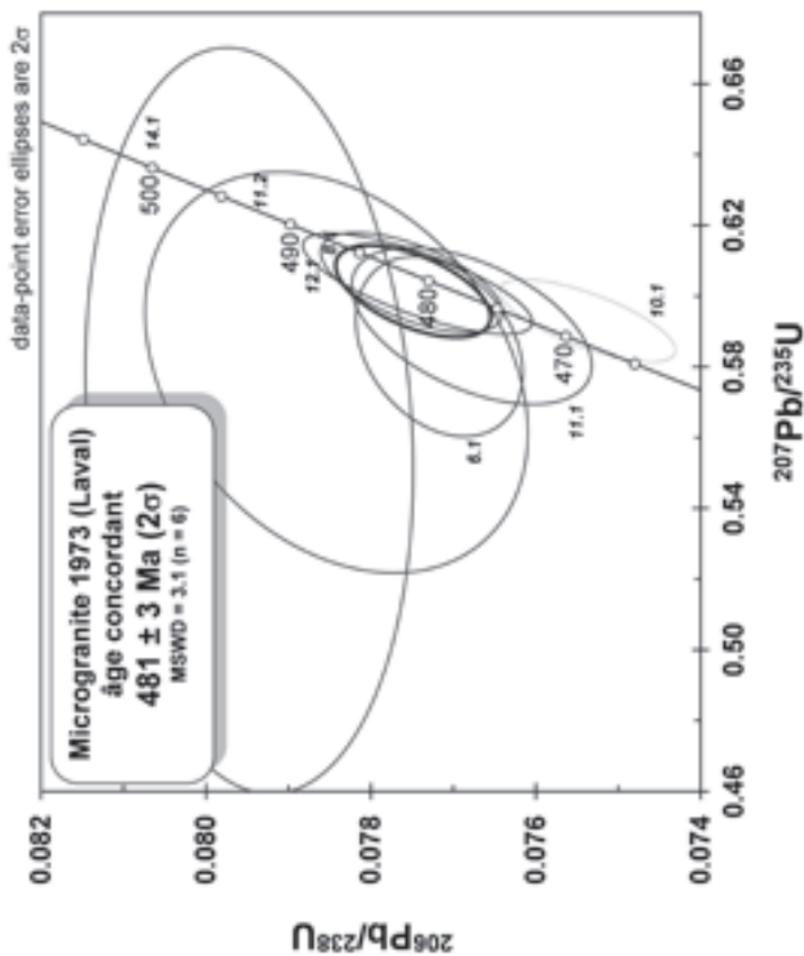


Fig. 3 - Diagramme Concordia conventionnel pour les zircons les plus récents extraits du dyke microgranitique n° 1973

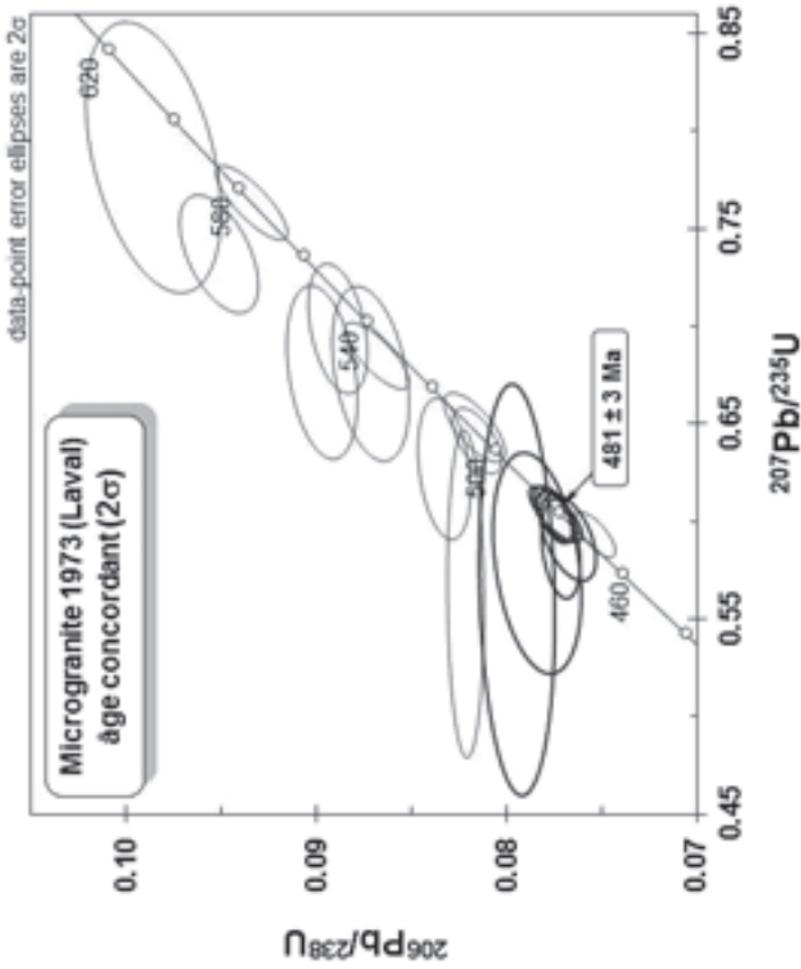


Fig. 4 - Diagramme Concordia conventionnel pour l'ensemble des zircons du dyke microgranitique n° 1973

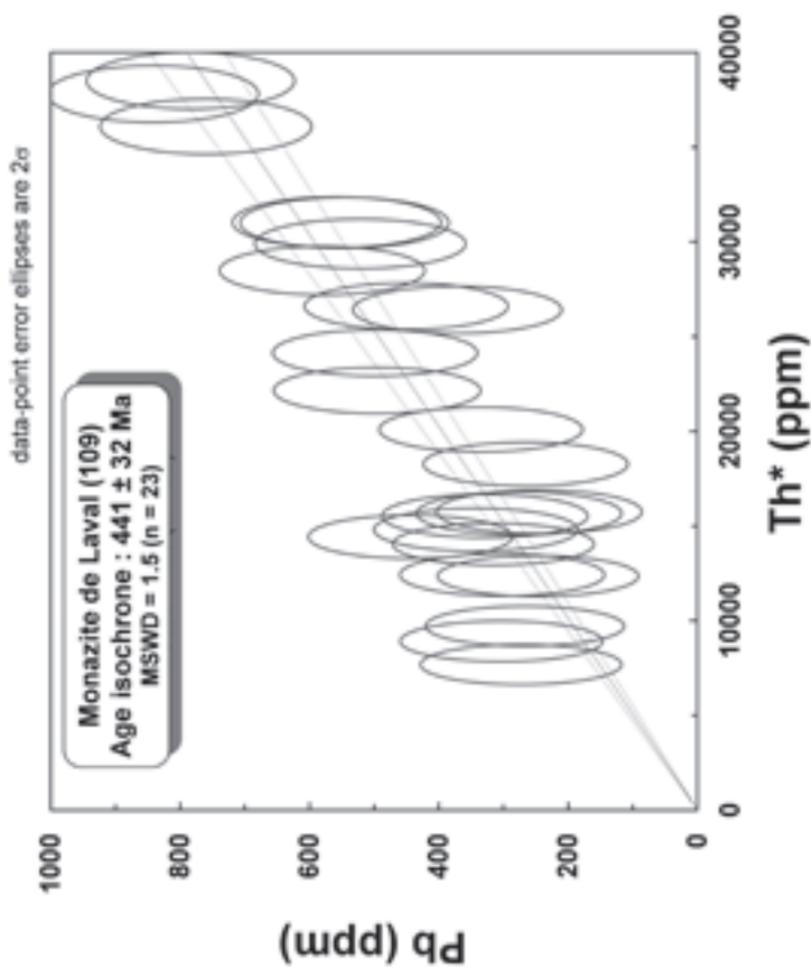


Fig. 5 - Diagramme isochrone Pb vs Th* pour l'ensemble des analyses sur les grains de monazite du dyke monzogranitique n° 109

Dix-huit analyses ont été réalisées sur 15 grains différents (tabl. 2). Le diagramme de F. Tera et G.-J. Wasserburg montre que toutes les analyses sont remarquablement concordantes (fig. 2). Par contre, l'âge $^{206}\text{Pb}/^{238}\text{U}$ varie considérablement de 480 à 610 Ma. À l'examen de la concordance des analyses, à l'exception d'une analyse en discordance inverse, on peut exclure l'hypothèse d'une perte variable de Pb^* radiogénique à partir de zircons ayant cristallisé vers 600 Ma. L'âge des grains les plus récents date probablement le dernier événement qui doit correspondre à l'âge de mise en place du dyke. En considérant cinq analyses concordantes bien regroupées, on peut calculer un âge moyen à **481 ± 3 Ma**. Le MSWD faible de 0,75 confirme la qualité du regroupement. On peut observer ces mêmes analyses après correction du Pb commun à l'aide du rapport $^{206}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$, en les portant dans le diagramme conventionnel (tabl. 3 - Analyses U-Pb (Laser-Neptune) sur zircon avec correction du Pb par la méthode du ^{204}Pb . Dyke microgranitique n° 1973 et fig. 3). Un groupe de six analyses permet de calculer un âge concordant identique à 481 ± 3 Ma.

La mise en place du dyke est donc bien contrainte à **481 ± 3 Ma**, cet âge est en accord avec l'âge calculé sur monazite, dans la limite des incertitudes. Par ailleurs, de nombreux zircons ont cristallisé il y a plus de 500 Ma. Les deux représentations (fig. 2 et fig. 4) confirment l'hétérogénéité des âges entre 500 et 610 Ma.

Étude du dyke microgranitique (échantillon n° 109)

À nouveau, des grains de zircon et de monazite ont pu être séparés à partir de ce dyke.

Monazite (109)

Dix grains ont été montés en section polie. Ils sont petits $<150 \mu\text{m}$ mais surtout ils sont particulièrement corrodés et altérés jusqu'au cœur des grains, ce qui rend l'analyse particulièrement délicate. Les domaines sains sont rares.

Malgré la sélection minutieuse des domaines analysés, seulement les deux tiers des 75 analyses réalisées conduisent à un total d'oxydes compris entre 97 et 103 % (en poids). En outre, les teneurs en U sont souvent proches de la limite de détection. De plus, même les teneurs en Th sont anormalement faibles pour une monazite : environ 2,3 % (fig. 5). En conséquence, les teneurs en Pb^* issu de la désintégration de U et Th sont également très faibles et à nouveau un tiers des analyses doivent être écartées car la limite de détection est atteinte pour les teneurs en Pb^* .

En définitive, 23 analyses seulement sont exploitables. La représentation habituelle des analyses dans le diagramme $\text{Th}/\text{Pb} = f(\text{U}/\text{Pb})$ n'est cette fois pas exploitable car la pente de la droite de régression est très mal définie et ne peut

pas être assimilée à une isochrone. On n'a donc pas pu calculer un âge moyen apparent au barycentre des points analytiques. Au contraire du rapport Th/U, la somme Th + U varie significativement d'une analyse à l'autre, ce qui permet d'envisager l'utilisation du diagramme de K. Suzuki et M. Adachi (1991) dans lequel le Pb total (supposé radiogénique) est porté en fonction du Th* (apparent). Ce Th apparent correspond à la somme du Th mesuré plus la quantité de Th (équivalente) qu'il faudrait pour produire autant de Pb* que celle produite par la quantité d'U mesurée (!!!). En utilisant cette représentation, la pente de la droite définit un âge à la manière des diagrammes isochrones utilisés dans le cas des méthodes Rb-Sr ou Sm-Nd.

L'âge ainsi calculé est de **441 ± 32 Ma. Cet âge n'a qu'une valeur indicative.** Pourtant, en première approximation, on peut penser que cette monazite a cristallisé à peu près à la même époque que la monazite extraite du dyke précédent (1973).

Zircon (n° 109)

Près de 70 grains ont pu être montés en section polie. Les zircons sont souvent très fins et allongés, mais ce type de zircon correspond aussi à des grains fracturés et altérés très peu propices aux analyses, même en travaillant avec le laser. Ils sont parfois automorphes, la typologie a été possible sur 56 % des grains. Ils sont majoritairement de type S1 à P1, c'est-à-dire que ce sont plutôt des zircons de basse température (Pupin, 1980).

Dix-huit analyses ont été réalisées sur 18 grains différents (tabl. 4 et tabl. 5). Comme beaucoup de grains sont assez riches en U, la correction du Pb commun peut être faite soit dans le cadre de la représentation de Tera et Wasserburg (fig. 6), soit à l'aide de la mesure du ^{204}Pb et en portant les analyses corrigées dans le diagramme conventionnel (fig. 7). Les âges $^{206}\text{Pb}^*/^{238}\text{U}$ apparents s'étendent entre 572 et 409 Ma. Les plus anciens correspondent à des héritages sans doute proches de 560 Ma comme l'attestent le diagramme de F. Tera et G.-J. Wasserburg (fig. 6) et la concordance des quatre analyses dans le diagramme conventionnel (fig. 7).

Les plus jeunes sont certainement dus à des pertes partielles de Pb* (fig. 6). Mais la recherche de l'âge réel de cristallisation des zircons les plus récents est délicate. La difficulté est illustrée par l'examen des trois analyses 7.1, 8.1 et 9.1 identifiées sur les figures 6 et 7. Dans le diagramme de F. Tera et G.-J. Wasserburg, si on écarte un processus de mélange avec un cœur hérité, seuls deux processus peuvent conduire à une discordance des analyses : (1) la contribution du Pb commun non corrigée et (2) une perte de Pb*. En l'absence de pertes de Pb*, les analyses 7.1 et 8.1 donneraient un même âge vers 460 Ma, tandis que le zircon 9 serait significativement plus ancien (490 ± 10 Ma). Cette interprétation est cohérente avec la disposition sur la Concordia du diagramme

Grain. point	U (ppm)	Th (ppm)	Th/U	$^{206}\text{Pb}^*$ (ppm)	$^{206}\text{Pb}/$ ^{204}Pb	f_{206} %	Total		Radiogénique		Age (Ma)			
							$^{238}\text{U}/$ ^{206}Pb	^{206}Pb	$^{206}\text{Pb}/$ ^{238}U	^{238}U	$^{206}\text{Pb}/$ ^{238}U	^{238}U		
<i>Dyke microgranitique (109)</i>														
1.1	1013	352	0.35	78	1316	1.068	11.196	0.269	0.06712	0.00053	0.08836	0.00213	546	13
2.1	641	298	0.47	36	2411	0.602	15.179	0.143	0.05981	0.00041	0.06548	0.00062	409	4
3.1	337	87	0.26	21	2815	0.175	13.687	0.099	0.05748	0.00037	0.07294	0.00053	454	3
4.1	485	159	0.33	34	2426	0.389	12.244	0.115	0.06049	0.00037	0.08136	0.00076	504	5
5.1	248	43	0.17	14	5920	0.312	14.941	0.150	0.05765	0.00053	0.06672	0.00067	416	4
6.1	216	90	0.42	17	626	2.036	10.562	0.162	0.07571	0.00087	0.09275	0.00142	572	8
7.1	658	249	0.38	42	782	2.340	13.356	0.209	0.07506	0.00112	0.07312	0.00115	455	7
8.1	558	137	0.25	36	47866	0.372	13.443	0.092	0.05925	0.00030	0.07411	0.00051	461	3
9.1	509	141	0.28	35	7969	0.192	12.634	0.129	0.05852	0.00024	0.07900	0.00080	490	5
10.1	509	137	0.27	33	7796	0.337	13.303	0.135	0.05909	0.00032	0.07492	0.00076	466	5
11.1	551	178	1.30	39	387	4.312	11.714	0.259	0.09242	0.00069	0.08169	0.00180	506	11
12.1	367	108	0.29	22	1606	0.821	14.296	0.169	0.06217	0.00034	0.06937	0.00082	432	5
13.1	733	347	0.47	44	605	3.006	13.876	0.122	0.07992	0.00163	0.06990	0.00061	436	4
14.1	169	35	0.21	11	12678	0.693	13.500	0.117	0.06178	0.00051	0.07356	0.00064	458	4
15.1	308	103	0.33	20	3152	0.675	13.136	0.129	0.06194	0.00037	0.07561	0.00074	470	4
16.1	597	367	0.61	48	1088	1.381	10.649	0.223	0.07036	0.00118	0.09261	0.00194	571	11
17.1	537	175	0.33	41	4255	0.090	11.428	0.300	0.05902	0.00039	0.08743	0.00229	540	14
18.1	603	207	0.34	41	1454	0.928	12.647	0.116	0.06440	0.00091	0.07834	0.00072	486	4

Notes :

1. Incertitudes données à 1σ .
2. L'erreur due à la calibration à l'aide du standard 91500 est incluse dans les erreurs ci-dessus.
3. f_{206} % correspond au pourcentage de ^{206}Pb issu du Pb commun.
4. Correction du Pb commun réalisée à l'aide des rapports $^{238}\text{U}/^{206}\text{Pb}$ et $^{207}\text{Pb}/^{206}\text{Pb}$ mesurés selon Tera and Wasserburg (1972), développé par Williams (1998).

Tabl. 4 - Analyses U-Pb (Laser-Neptune) sur zircons. Dyke microgranitique n° 109

Grain. point (ppm)	U (ppm)	Th (ppm)	Th/U	$^{206}\text{Pb}^*$ (ppm)	$^{206}\text{Pb}/$ ^{204}Pb	f_{206} %	Rapports radiogéniques				Age (Ma)									
							$^{206}\text{Pb}/$ ^{238}U	\pm	$^{207}\text{Pb}/$ ^{235}U	\pm	$^{207}\text{Pb}/$ ^{206}Pb	\pm	$^{206}\text{Pb}/$ ^{238}U	\pm	$^{207}\text{Pb}/$ ^{235}U	\pm	$^{207}\text{Pb}/$ ^{206}Pb	% Disc		
Dyke microgranitique (109)																				
1.1	1013	352	0.35	78	1316	1.359	0.0881	0.0021	0.6805	0.0269	0.05602	0.00175	0.609	544	13	527	16	453	68	120
2.1	641	298	0.47	36	2411	0.752	0.0654	0.0006	0.4844	0.0188	0.05373	0.00203	0.242	408	4	401	13	360	83	113
3.1	337	87	0.26	21	2815	0.641	0.0726	0.0005	0.5231	0.0273	0.05226	0.00270	0.139	452	3	427	18	297	114	152
4.1	485	159	0.33	34	2426	0.741	0.0811	0.0008	0.6087	0.0327	0.05445	0.00288	0.174	503	5	483	20	390	115	129
5.1	248	43	0.17	14	5920	0.306	0.0667	0.0007	0.5076	0.0168	0.05517	0.00174	0.302	416	4	417	11	419	69	99
6.1	216	90	0.42	17	626	2.852	0.0920	0.0014	0.6627	0.0613	0.05225	0.00477	0.166	567	8	516	37	296	196	191
7.1	658	249	0.38	42	782	2.307	0.0731	0.0011	0.5687	0.0292	0.05639	0.00276	0.305	455	7	457	19	468	105	97
8.1	558	137	0.25	36	47866	0.038	0.0744	0.0005	0.6044	0.0062	0.05895	0.00045	0.670	462	3	480	4	565	17	82
9.1	509	141	0.28	35	7969	0.226	0.0790	0.0008	0.6173	0.0138	0.05669	0.00112	0.456	490	5	488	9	479	43	102
10.1	509	137	0.27	33	7796	0.231	0.0750	0.0008	0.5917	0.0122	0.05722	0.00103	0.491	466	5	472	8	500	39	93
11.1	551	718	1.30	39	387	4.638	0.0814	0.0018	0.6129	0.0387	0.05460	0.00323	0.350	505	11	485	24	396	128	127
12.1	367	108	0.29	22	1606	1.126	0.0692	0.0008	0.5058	0.0247	0.05304	0.00251	0.242	431	5	416	17	330	104	130
13.1	733	347	0.47	44	605	2.987	0.0699	0.0006	0.5376	0.1275	0.05577	0.01322	0.037	436	4	437	81	443	455	98
14.1	169	35	0.21	11	12678	0.142	0.0740	0.0006	0.6184	0.0122	0.06063	0.00107	0.439	460	4	489	8	626	36	73
15.1	308	103	0.33	20	3152	0.572	0.0757	0.0007	0.5980	0.0276	0.05731	0.00258	0.213	470	4	476	17	503	96	93
16.1	597	367	0.61	48	1088	1.640	0.0924	0.0019	0.7253	0.0518	0.05695	0.00389	0.293	570	11	554	30	490	144	116
17.1	537	175	0.33	41	4255	0.421	0.0871	0.0023	0.6678	0.0260	0.05568	0.00160	0.675	539	14	519	16	436	63	124
18.1	603	207	0.34	41	1454	1.237	0.0781	0.0007	0.5849	0.0286	0.05432	0.00261	0.188	485	4	468	18	384	105	126

Notes :

1. Incertitudes données à 1σ .
2. f_{206} % correspond au pourcentage de ^{206}Pb issu du Pb commun.
3. La correction du Pb commun utilise le rapport $^{204}\text{Pb}/^{206}\text{Pb}$.
4. Pour le % de concordance, 100% désigne une analyse concordante.

Tabl. 5 - Analyses U-Pb (Laser-Neptune) sur zircon avec correction du Pb par la méthode du ^{204}Pb . Dyke microgranitique n° 109

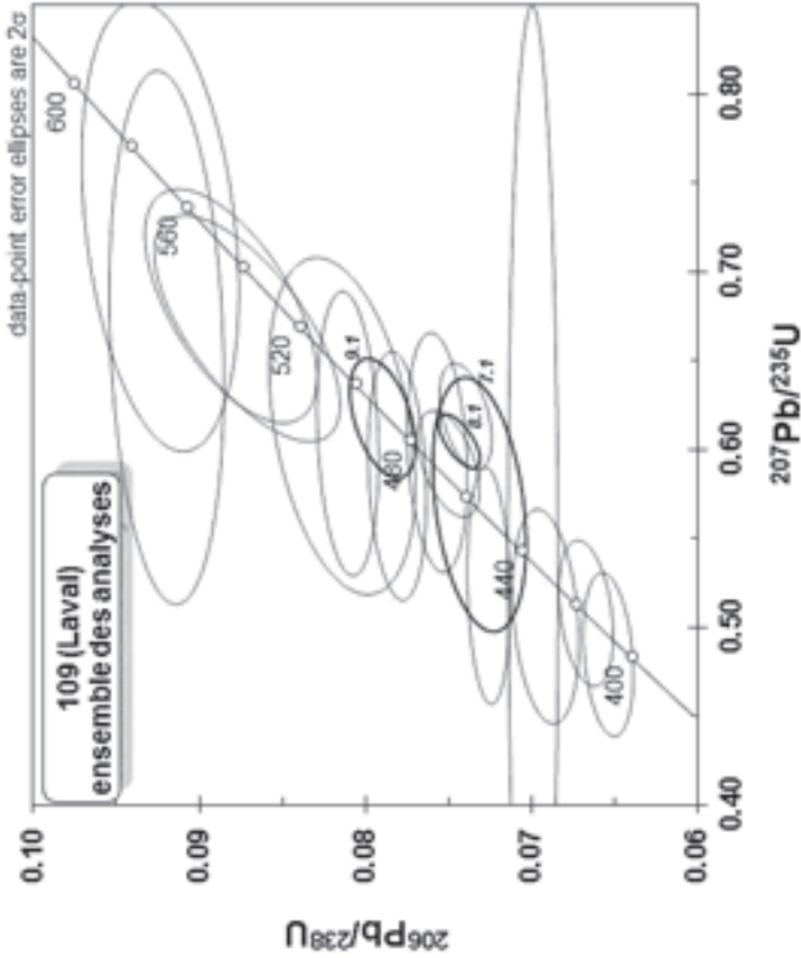


Fig. 6 - Ensemble des analyses sur zircons du dyke microgranitique n° 109 portées dans le diagramme de Tera et Wasserburg. Il est ici particulièrement délicat de calculer un âge moyen

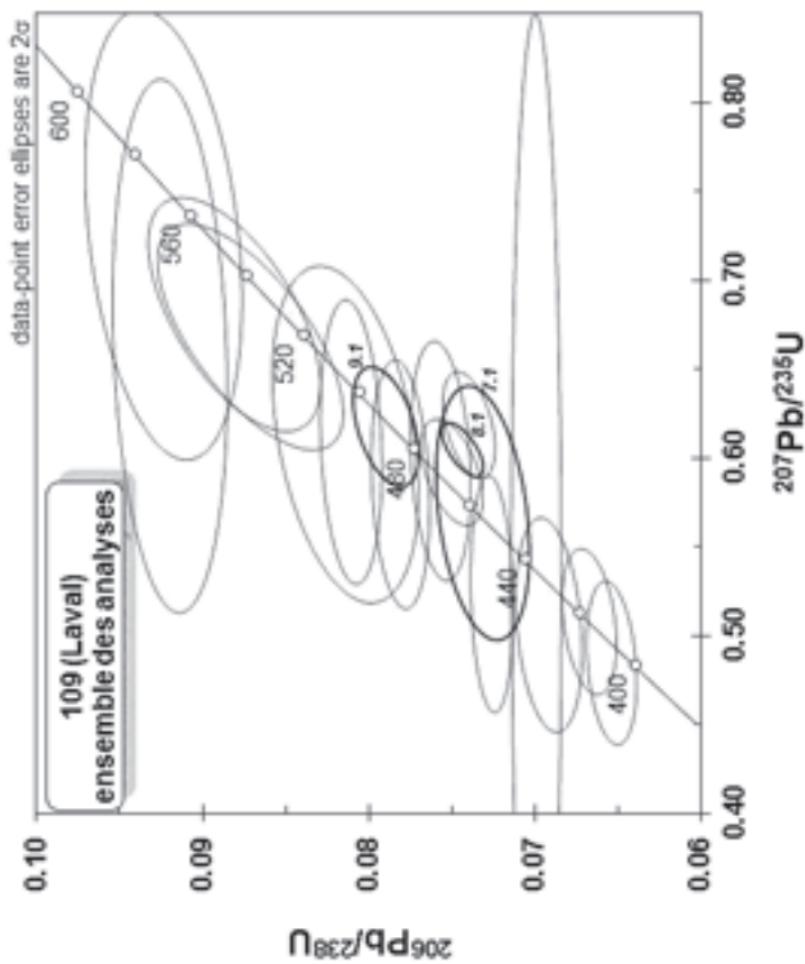


Fig. 7 - Diagramme Concordia conventionnel pour les zircons les plus récents extraits du dyke microgranitique n° 109

Grain. point	U (ppm)	Th (ppm)	Th/U	$^{206}\text{Pb}^*$ (ppm)	$^{206}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$	f_{206} %	Total			Radiogénique			Age (Ma)	
							^{238}U	^{206}Pb	^{207}Pb	^{206}Pb	^{238}U	^{206}Pb	^{238}U	^{206}Pb
<i>Ignimbrite (2091)</i>														
1.1	369	228	0.62	19	2733	0.384	16.703	0.099	0.05715	0.00046	0.05964	0.00035	373	2
2.1	166	94	0.57	14	4027	-	10.143	0.097	0.05968	0.00042	0.09859	0.00094	606	6
3.1	1264	2159	1.71	76	292	5.427	13.621	0.345	0.10426	0.00062	0.06943	0.00176	433	11
4.1	1731	1098	0.63	115	1065	1.257	12.843	0.267	0.06686	0.00053	0.07688	0.00160	477	10
5.1	393	210	0.53	21	955	1.072	15.937	0.289	0.06306	0.00150	0.06207	0.00112	388	7
6.1	64	29	0.45	6	1021	0.194	8.834	0.165	0.06407	0.00058	0.11298	0.00211	690	12
7.1	923	815	0.88	46	526	3.538	16.579	0.132	0.08233	0.00337	0.05819	0.00046	365	3
8.1	537	373	0.69	26	393	5.283	16.676	0.156	0.09615	0.00314	0.05680	0.00053	356	3
9.1	179	94	0.53	9	69	25.610	12.268	0.271	0.26071	0.01414	0.06064	0.00134	380	8
10.1	402	395	0.98	21	738	2.353	16.022	0.344	0.07324	0.00082	0.06094	0.00131	381	8
11.1	992	425	0.43	55	1501	1.257	15.316	0.289	0.06492	0.00038	0.06447	0.00122	403	7
11.2	369	216	0.59	18	1500	1.157	17.971	0.121	0.06271	0.00044	0.05500	0.00037	345	2
12.1	1340	553	0.41	62	5402	0.394	18.619	0.113	0.05636	0.00046	0.05350	0.00032	336	2
13.1	870	1183	1.36	46	378	4.720	15.595	0.154	0.09235	0.00252	0.06110	0.00060	382	4
14.1	131	117	0.90	11	588	2.858	9.994	0.104	0.08321	0.00056	0.09720	0.00101	598	6
15.1	692	499	0.72	51	1006	1.224	11.662	0.175	0.06785	0.00028	0.08470	0.00127	524	8
16.1	87	52	0.60	27	-	0.009	2.803	0.024	0.12307	0.00049	0.35672	0.00305	1967	14
17.1	78	74	0.96	11	-	-	5.905	0.086	0.07184	0.00037	0.16936	0.00246	1009	14

Notes :

1. Incertitudes données à 1σ .
2. L'erreur due à la calibration à l'aide du standard 91500 est incluse dans les erreurs ci-dessus.
3. f_{206} % correspond au pourcentage de ^{206}Pb issu du Pb commun.
4. Correction du Pb commun réalisée à l'aide des rapports $^{238}\text{U}/^{206}\text{Pb}$ et $^{207}\text{Pb}/^{206}\text{Pb}$ mesurés selon Tera and Wasserburg (1972) développé par Williams (1998).

Tabl. 6 - Analyses U-Pb (Laser-Neptune) sur zircons. Ignimbrite n° 2091

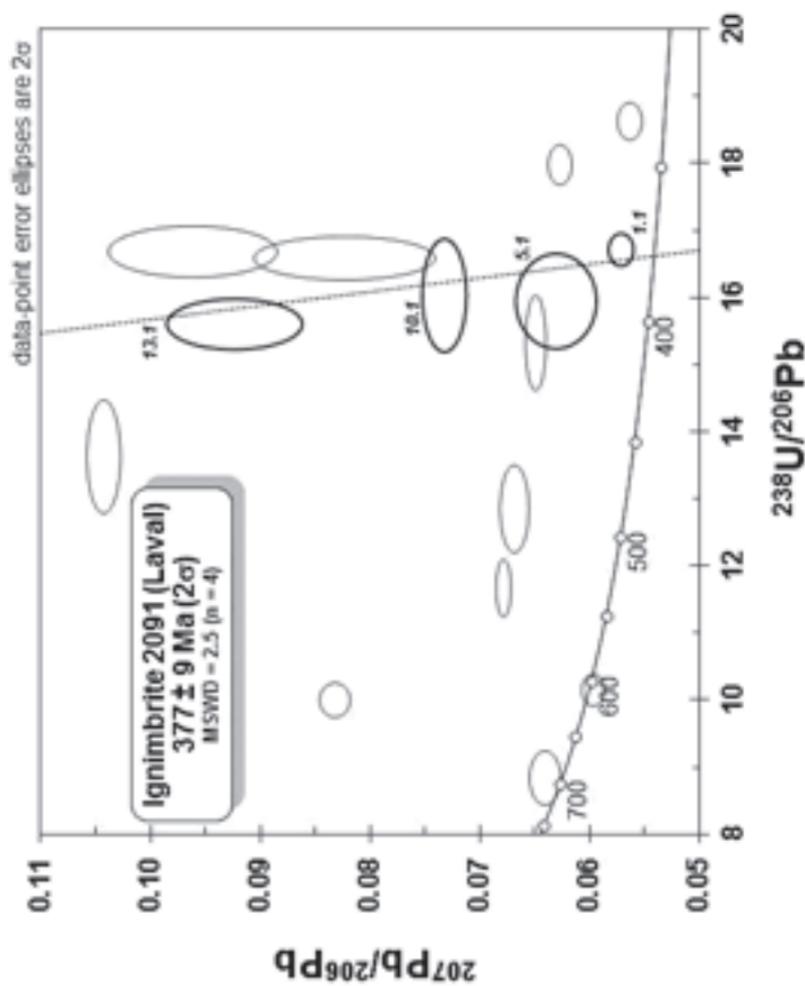


Fig. 8 - Analyses sur zircons du dyke de l'ignimbrite n° 2091 portées dans le diagramme de Tera et Wasserburg. Malgré la qualité des grains, la présence de Pb commun rend l'interprétation délicate

Grain. point	U (ppm)	Th (ppm)	Th/U (ppm)	²⁰⁶ Pb* (ppm)	²⁰⁶ Pb/ ²⁰⁴ Pb	f ₂₀₆ %	Rapports radiogéniques					Age (Ma)														
							²⁰⁶ Pb/ ²³⁸ U	²⁰⁷ Pb/ ²³⁵ U	²⁰⁷ Pb/ ²⁰⁶ Pb	±	ρ	²⁰⁶ Pb/ ²³⁸ U	²⁰⁷ Pb/ ²³⁵ U	²⁰⁷ Pb/ ²⁰⁶ Pb	±	²⁰⁶ Pb/ ²⁰⁶ Pb	±	%								
																			±	±	±	±	±	±	±	±
<i>Ignimbrite (2091)</i>																										
1.1	369	228	0.62	19	2733	0.665	0.0595	0.0004	0.4246	0.0256	0.05178	0.00311	0.098	372	2	359	18	276	132	135						
2.1	166	94	0.57	14	4027	0.442	0.0982	0.0009	0.7586	0.0308	0.05605	0.00221	0.236	604	6	573	18	454	85	133						
3.1	1264	2159	1.71	76	292	6.088	0.0689	0.0017	0.5147	0.0229	0.05415	0.00199	0.568	430	11	422	15	377	80	114						
4.1	1731	1098	0.63	115	1065	1.691	0.0765	0.0016	0.5603	0.0166	0.05308	0.00112	0.701	475	10	452	11	332	47	143						
5.1	393	210	0.53	21	955	1.901	0.0616	0.0011	0.4039	0.0488	0.04760	0.00569	0.150	385	7	345	35	79	262	486						
6.1	64	29	0.45	6	1021	1.727	0.1112	0.0021	0.7616	0.1183	0.04965	0.00766	0.120	680	12	575	66	179	325	380						
7.1	923	815	0.88	46	526	3.462	0.0582	0.0005	0.4374	0.0458	0.05448	0.00568	0.076	365	3	368	32	391	218	93						
8.1	537	373	0.69	26	393	4.639	0.0572	0.0005	0.4658	0.0433	0.05908	0.00546	0.101	358	3	388	30	570	189	63						
9.1	179	94	0.53	9	69	26.398	0.0600	0.0013	0.3777	0.1707	0.04566	0.02061	0.049	376	8	325	119	-	-	-						
10.1	402	395	0.98	21	738	2.464	0.0609	0.0013	0.4479	0.0457	0.05336	0.00532	0.211	381	8	376	32	344	211	111						
11.1	992	425	0.43	55	1501	1.208	0.0645	0.0012	0.4907	0.0150	0.05517	0.00133	0.616	403	7	405	10	419	53	96						
11.2	369	216	0.59	18	1500	1.216	0.0550	0.0004	0.4011	0.0195	0.05292	0.00254	0.139	345	2	342	14	326	106	106						
12.1	1340	553	0.41	62	5402	0.338	0.0535	0.0003	0.3959	0.0135	0.05364	0.00179	0.179	336	2	339	10	356	74	94						
13.1	870	1183	1.36	46	378	4.802	0.0610	0.0006	0.4512	0.0489	0.05361	0.00578	0.091	382	4	378	34	355	227	108						
14.1	131	117	0.90	11	588	3.026	0.0970	0.0010	0.7819	0.0825	0.05844	0.00614	0.099	597	6	587	46	546	214	109						
15.1	692	499	0.72	51	1006	1.782	0.0842	0.0013	0.6186	0.0193	0.05327	0.00146	0.479	521	7	489	12	340	61	153						
16.1	87	52	0.60	27	-	-	0.3568	0.0030	6.0534	0.0570	0.12307	0.00049	0.906	1967	14	1984	8	2001	7	98						
17.1	78	74	0.96	11	-	-	0.1694	0.0025	1.6776	0.0258	0.07184	0.00037	0.942	1009	14	1000	10	981	10	103						

Notes : 1. Incertitudes données à 1σ.

2. f₂₀₆ % correspond au pourcentage de ²⁰⁶Pb issu du Pb commun.

3. La correction du Pb commun utilise le rapport ²⁰⁴Pb/²⁰⁶Pb.

4. Pour le % de concordance, 100% désigne une analyse concordante .

Tabl. 7 - Analyses U-Pb (Laser-Neptune) sur zircon avec correction du Pb par la méthode du ²⁰⁴Pb. Ignimbrite n° 2091

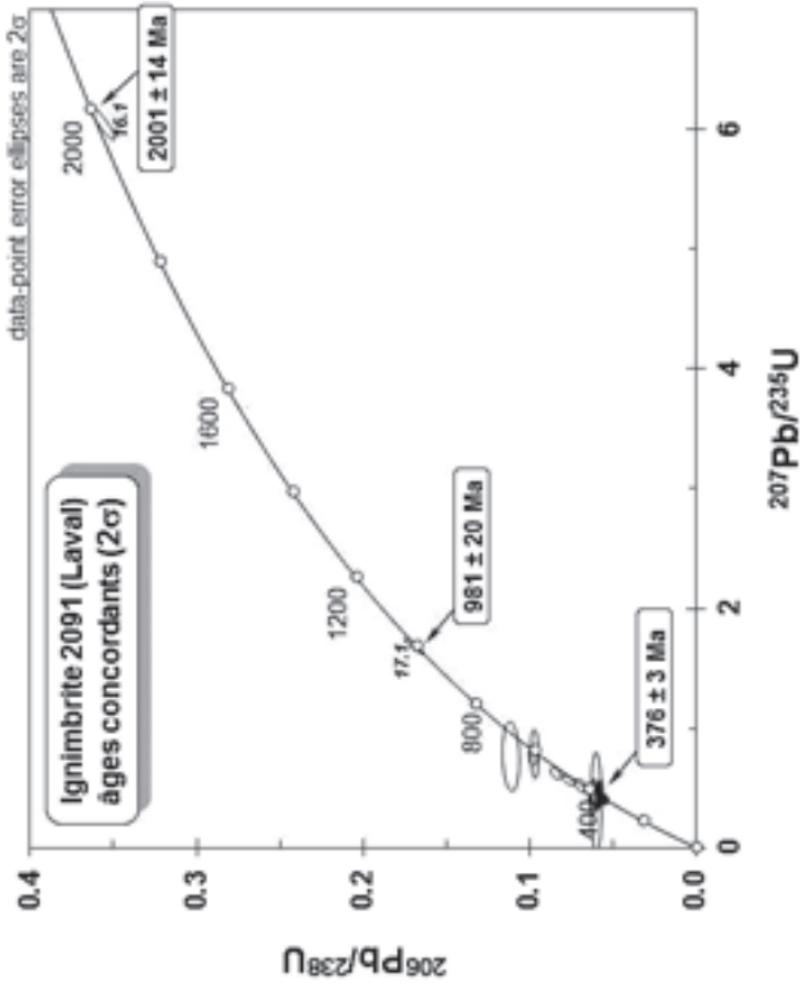


Fig. 10 - Diagramme Concordia conventionnel pour les zircons les plus anciens extraits de l'ignimbrite n° 2091

conventionnel (fig. 7) pour les analyses 7.1 et 9.1. Par contre, l'analyse 8.1 reste discordante après correction du Pb commun dans le diagramme conventionnel, ce qui signifie que sa discordance dans le diagramme de F. Tera et G.-J. Wasserburg résulte d'une perte partielle de Pb* sur un zircon de 565 Ma (tabl. 5).

En résumé, les zircons les plus anciens sont datés aux environs de 560 Ma, tandis que les plus récents seraient proches de 460 Ma. Cet âge des zircons les plus jeunes correspond aussi à l'estimation tirée des monazites.

Étude d'une ignimbrite (échantillon n° 2091)

Les zircons de cette roche sont trapus, automorphes et de taille moyenne (100-200 μm). Il était possible de réaliser la typologie sur 98 % des grains. Ils appartiennent presque tous aux types S25 ou P5 des zircons de haute température, ce qui est en accord avec la nature de cette ignimbrite. Plus de 100 grains ont été montés en section polie.

Dix-huit analyses ont été effectuées sur 17 grains différents. Les analyses (tabl. 6) montrent une grande diversité de composition en U et Th de ces zircons, ce qui est surprenant pour deux raisons. Premièrement, l'homogénéité de morphologie laissait prévoir le contraire. Deuxièmement, en dehors d'héritage toujours possible à partir de l'encaissant, la formation de ce type de roche volcanique conduit généralement à la cristallisation de zircons homogènes en âge et en composition. De plus, l'interprétation du diagramme de Tera et Wasserburg (fig. 8) est aussi largement compliquée par la présence évidente de Pb commun. Ceci est également confirmé par la valeur faible des rapports $^{206}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$ mesurés. Malgré ces nombreuses difficultés, il se dessine une tendance qui indiquerait à partir de 4 analyses seulement que l'âge le plus jeune de cristallisation serait proche de 377 ± 9 Ma. Les deux analyses les plus concordantes sont associées à des héritages vers 600 Ma et à 690 ± 24 Ma.

Il existe aussi deux autres héritages plus anciens et comme le Pb commun pose des problèmes pour interpréter les données dans le diagramme de F. Tera et G.-J. Wasserburg, on va observer ces mêmes analyses après correction du Pb commun (tabl. 7) dans le diagramme Concordia conventionnel (fig. 9).

Malgré l'incertitude élevée sur la mesure du rapport $^{206}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$, on peut observer que la plupart des analyses sont maintenant concordantes (fig. 9). A l'exclusion de 4 analyses interprétées comme associées à des pertes de Pb*, il existe un groupe de 5 analyses qui donnent un âge moyen concordant avec un MSWD de concordance de 1.2. Cet âge est de **376 \pm 3 Ma**, il est en accord avec l'interprétation initiale du diagramme de F. Tera et G.-J. Wasserburg (fig. 8). Deux analyses donnent un héritage concordant

Grain. point	U (ppm)	Th (ppm)	Th/U	$^{206}\text{Pb}^*$ (ppm)	$^{206}\text{Pb}/$ ^{204}Pb	f_{206} %	Total		Radiogénique		Age (Ma)			
							$^{238}\text{U}/$ ^{206}Pb	$^{207}\text{Pb}/$ ^{206}Pb	$^{206}\text{Pb}/$ ^{238}U	^{238}U	$^{206}\text{Pb}/$ ^{238}U	$^{206}\text{Pb}/$ ^{238}U	^{238}U	
Cinérite 2154														
1.1	329	132	0.40	16	7269	-	17.883	0.144	0.05338	0.00022	0.05592	0.00045	351	3
1.2	658	164	0.25	32	4008	-	17.958	0.137	0.05335	0.00023	0.05569	0.00043	349	3
2.1	367	141	0.38	18	2751	-	17.759	0.134	0.05353	0.00022	0.05631	0.00042	353	3
3.1	497	200	0.40	24	4221	-	18.012	0.140	0.05329	0.00025	0.05552	0.00043	348	3
4.1	730	243	0.33	35	-	-	17.832	0.113	0.05291	0.00025	0.05608	0.00036	352	2
5.1	1049	334	0.32	50	15905	0.038	18.159	0.110	0.05370	0.00024	0.05505	0.00033	345	2
6.1	591	153	0.26	28	15188	0.103	18.137	0.159	0.05423	0.00027	0.05508	0.00048	346	3
7.1	1244	312	0.25	59	34069	-	18.235	0.118	0.05316	0.00018	0.05484	0.00035	344	2
8.1	1052	305	0.29	52	18077	0.114	17.462	0.130	0.05463	0.00022	0.05720	0.00042	359	3
9.1	85	37	0.44	4	2868	0.140	16.905	0.157	0.05511	0.00035	0.05907	0.00055	370	3
10.1	1028	388	0.38	48	7384	0.021	18.539	0.149	0.05343	0.00022	0.05393	0.00043	339	3
11.1	301	108	0.36	14	2034	0.288	17.950	0.116	0.05578	0.00033	0.05555	0.00036	349	2
12.1	454	157	0.35	22	19037	-	17.651	0.163	0.05313	0.00027	0.05665	0.00052	355	3
13.1	309	99	0.32	15	-	-	17.598	0.131	0.05319	0.00024	0.05682	0.00042	356	3
14.1	131	65	0.49	6	6381	0.060	17.460	0.097	0.05421	0.00035	0.05724	0.00032	359	2
15.1	593	189	0.32	28	-	-	18.246	0.157	0.05320	0.00021	0.05481	0.00047	344	3

Notes :

1. Incertitudes données à 1σ .
2. L'erreur due à la calibration à l'aide du standard 91500 est incluse dans les erreurs ci-dessus.
3. f_{206} % correspond au pourcentage de ^{206}Pb issu du Pb commun.
4. Correction du Pb commun réalisée à l'aide des rapports $^{238}\text{U}/^{206}\text{Pb}$ et $^{207}\text{Pb}/^{206}\text{Pb}$ mesurés selon Tera and Wasserburg (1972) développé par Williams (1998).

Tabl. 8 - Analyses U-Pb (Laser-Neptune) sur zircons. Cinérite n° 2154

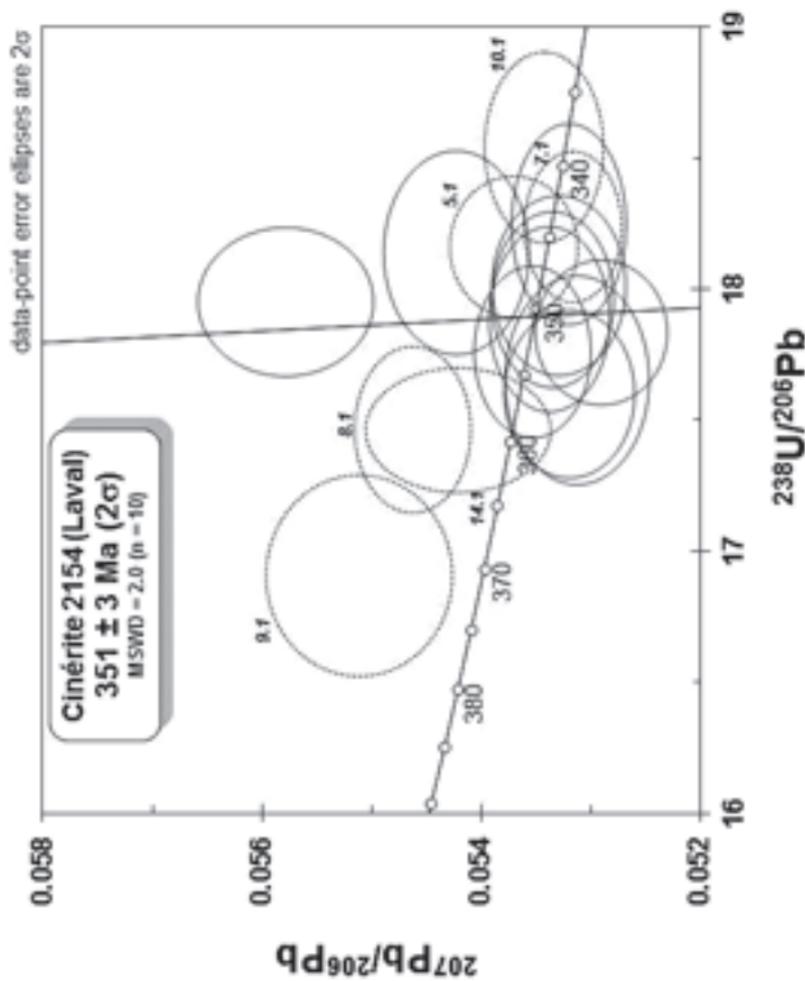


Fig. 11 - Analyses sur zircons de la volcanite n° 2154 portées dans le diagramme de Tera et Wasserburg

vers 600 Ma. Deux héritages plus anciens sont déterminés aussi avec une bonne précision à 981 ± 20 Ma et à 2001 ± 14 Ma. Il est probable que ces héritages reflètent l'hétérogénéité de l'encaissant. L'âge de cristallisation des zircons à 376 ± 3 Ma est interprété comme celui de la mise en place de la lave ignimbritique.

Étude d'une cinérite (échantillon n° 2154)

Les zircons de cette roche sont souvent trapus, automorphes et de grande taille : jusqu'à $500 \mu\text{m}$. Il a été possible de réaliser la typologie sur 79 % des grains. Les types S22 à S24 sont majoritaires. Ce sont donc des zircons de haute température, ce qui est en accord avec la nature volcanique de ce type de formation. Par contre, la taille des grains est incompatible avec la nature de la volcanite : à ma connaissance les zircons de cinérites sont toujours très petits ! Quatre-vingt-dix grains ont été montés en section polie.

Seize analyses ont été effectuées sur 15 grains différents. Les analyses isotopiques sont bien regroupées et particulièrement proches de la Concordia ou sur cette Concordia (tabl. 8 et fig. 11). On a toutefois été conduit à écarter trois analyses (5.1, 7.1 et 10.1) qui seraient associées à de légères pertes de Pb*. Il se pourrait que ce phénomène soit dû en partie aux fortes teneurs en U de ces trois zircons (légère métamictisation). Par ailleurs, l'analyse du grain 9 conduit à un âge significativement plus ancien (370 ± 7 Ma). Enfin, les analyses 8.1 et 14.1 ont été statistiquement écartées. Les 10 analyses restantes donnent un âge bien contraint à 351 ± 3 Ma avec un MSWD = 2.0. Cet âge de cristallisation des zircons est interprété comme celui de la mise en place de la volcanite.

Conclusions

La mise en place du dyke microgranitique n° 1973 est bien contrainte à **481 ± 3 Ma** ; cet âge est en accord avec l'âge calculé sur monazite (**491 ± 7 Ma**), dans la limite des incertitudes. Par ailleurs, de nombreux zircons ont cristallisé entre 500 et 600 Ma.

Comme les monazites, les zircons du dyke microgranitique **109** n'ont pas donné d'âge univoque incontestable. Les zircons les plus anciens sont datés aux environs de 560 Ma, tandis que les plus récents seraient proches de 460 Ma. Cet âge des zircons les plus jeunes correspond aussi à l'estimation tirée des monazites.

L'âge de cristallisation des zircons à **376 ± 3 Ma** est interprété comme celui de la mise en place de la lave ignimbritique **2091**. Deux analyses

donnent un héritage concordant vers 600 Ma. Deux héritages plus anciens sont déterminés aussi avec une bonne précision à 981 ± 20 Ma et à 2001 ± 14 Ma sur zircons concordants.

Les zircons de la volcanite **2154** datent la mise en place à **351 ± 3 Ma**.

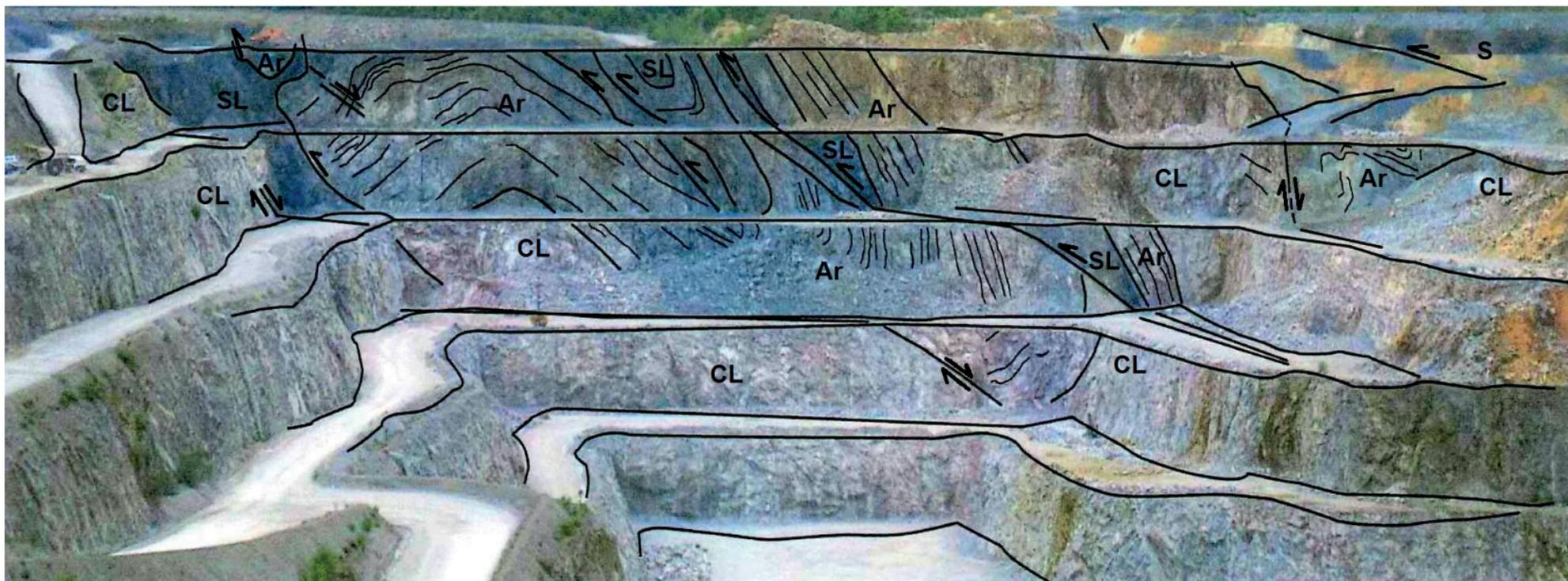


Fig. 9 - Photo du front est de la carrière de Saint-Pierre-la-Cour (Nord-Est à gauche). Les calcaires de Laval forment le cœur anticlinal de couleur rosâtre. CL : calcaires de Laval ; Ar : « Argettes » ; SL : siltites et schistes d'Heurtebise ; S : Schistes, grès à plantes et conglomérats du Stéphanien

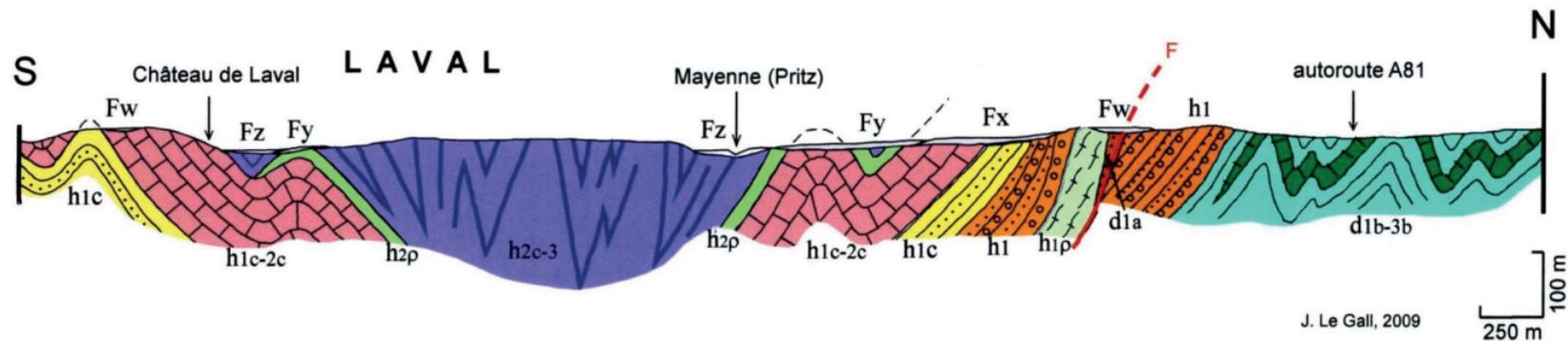
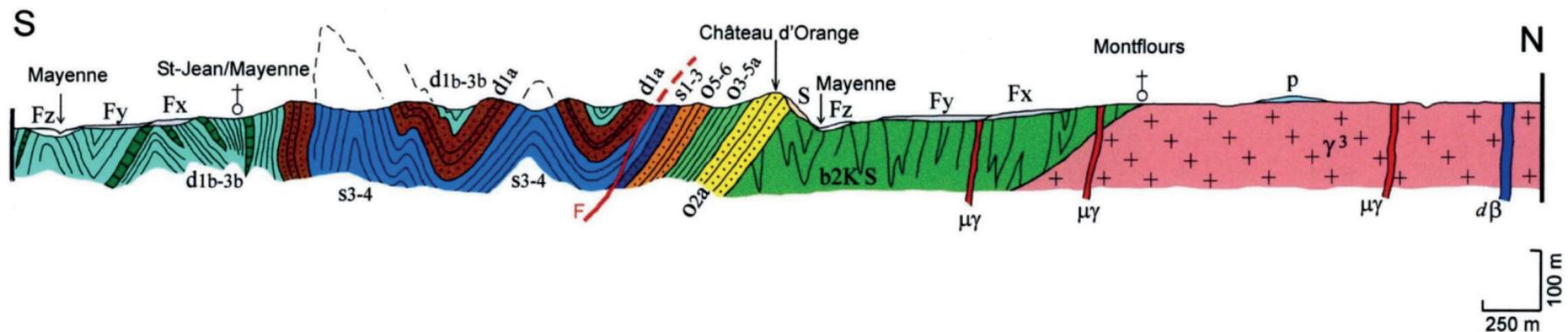
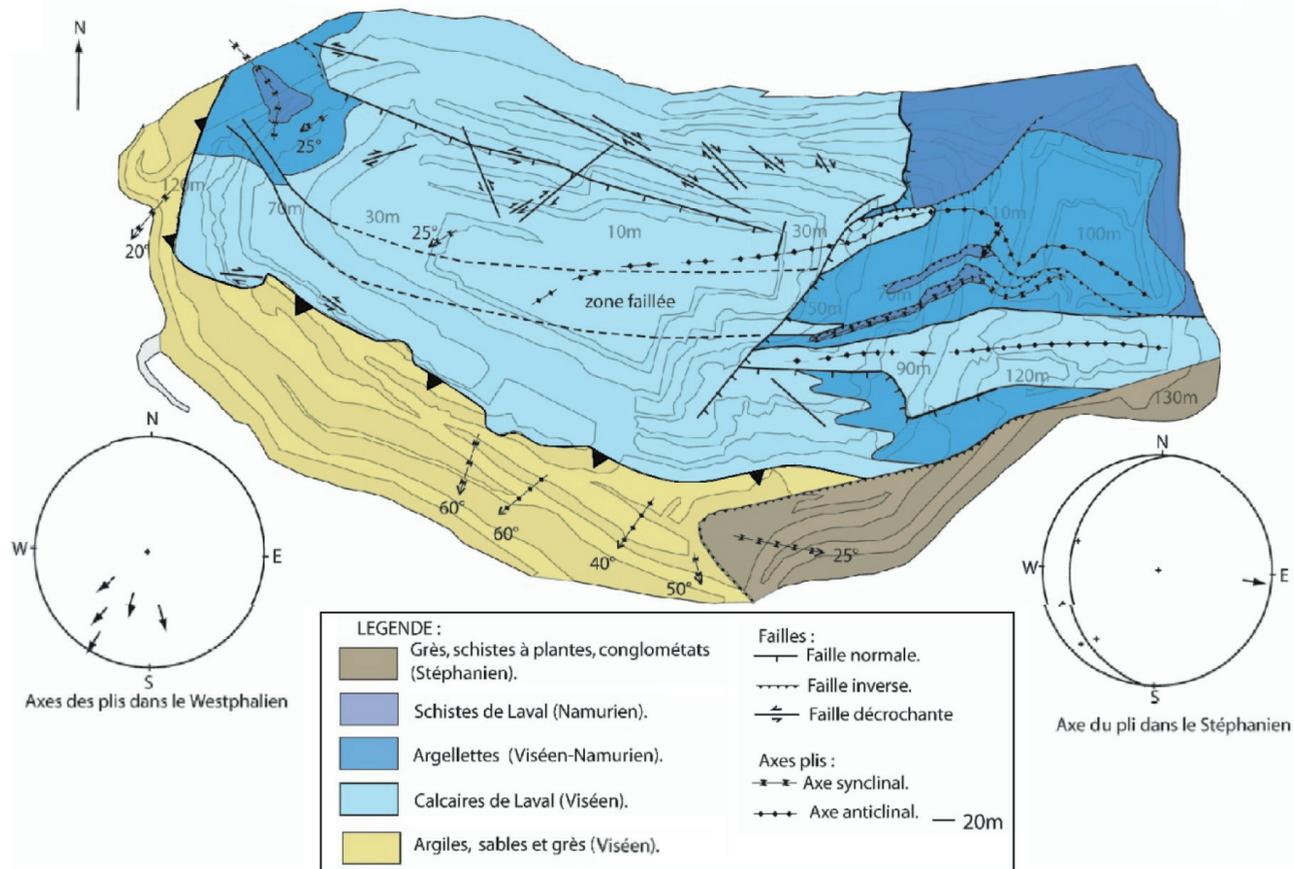


Fig. 12 - Coupe géologique suivant la vallée de la Mayenne du Nord de Montfleurs jusqu'à Laval. (J. Le Gall, 2009)



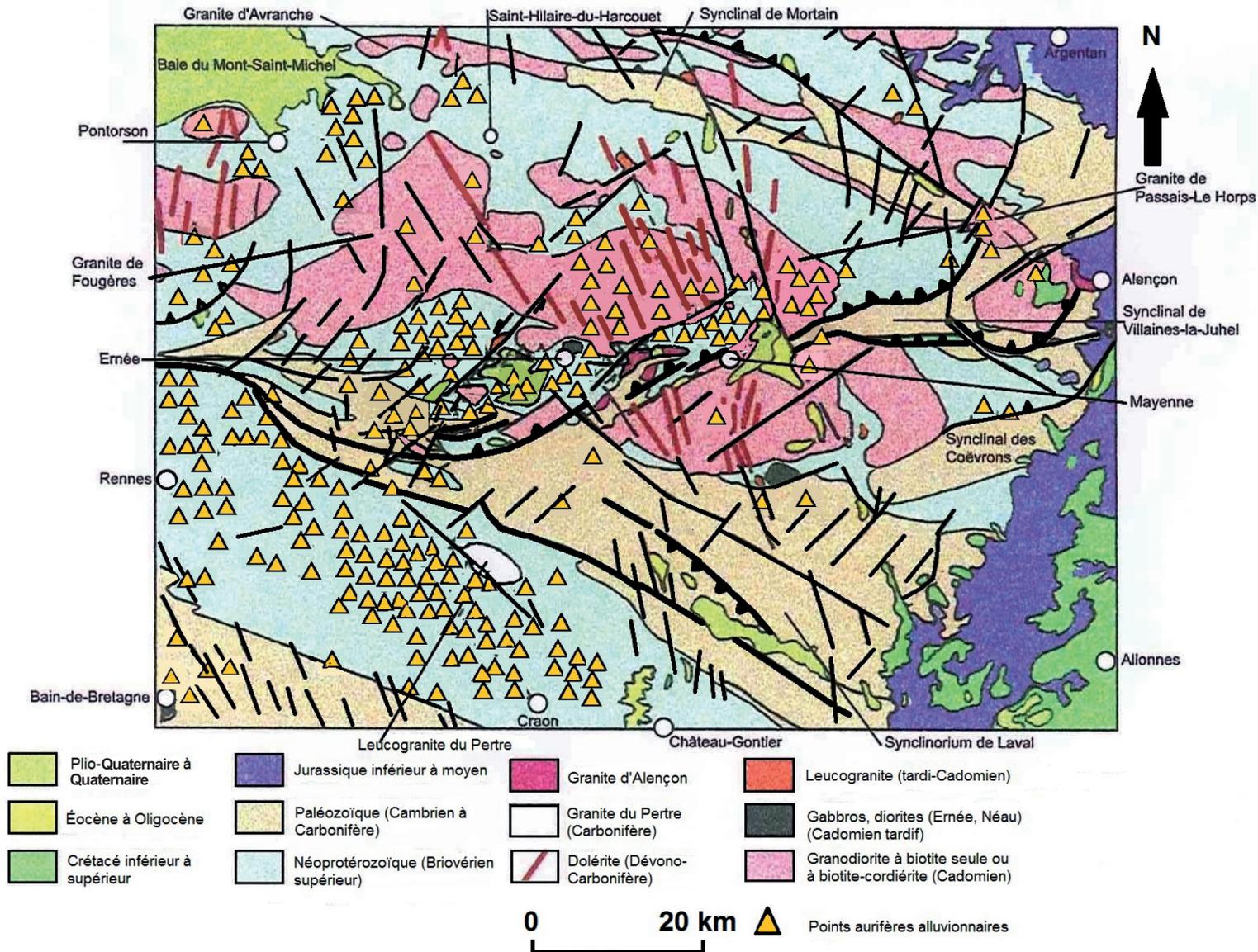


Fig. 18 - Répartition des points aurifères alluvionnaires dans les domaines néoprotérozoïque (« Briovérien ») et paléozoïque. Relations avec les structurations cadomienne et varisque. Régions d'Allonnes, Rennes, Vitré, Laval, Pontorson, Argentan (fond géologique d'après la carte géologique à 1/1000 000 de la France par Chantaine *et al.*, 1996 ; indices alluvionnaires d'après J. Guigues et P. Desvismes, 1969). Y. Vernhet, 2009

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

