

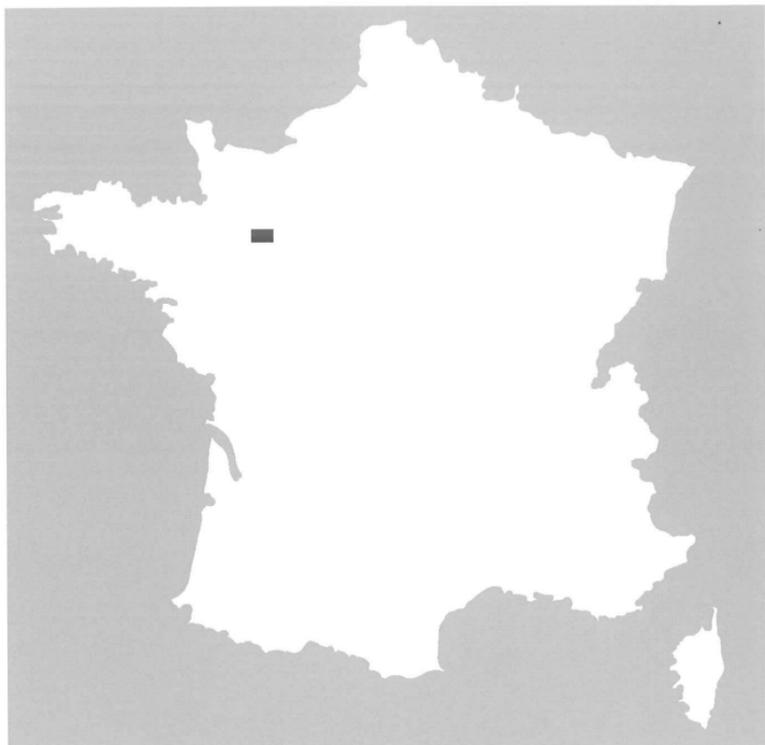
**CARTE
GÉOLOGIQUE
DE LA FRANCE
À 1/50 000**

MAYENNE

par

Y. VERNHET, G. LEROUGE,
J.C. BESOMBES, J. LE GALL, P. GIGOT
M. CUNEY, B. PIVETTE, P. LEBRET,
D. THIÉBLEMONT





MAYENNE

La carte géologique à 1/50 000
MAYENNE est recouverte
par les coupures suivantes de la Carte géologique
de la France à 1/80 000
au Nord-Ouest : AVRANCHES (N° 61)
au Sud-Ouest : LAVAL (N° 76)
au Nord-Est : ALENÇON (N° 62)
au Sud-Est : MAYENNE (N° 77)

Landivy	Domfront	La-Ferté-Macé
Ernée	MAYENNE	Villaines-la-Juhel
Laval	Evron	Sillé-le-Guillaume

BRGM
SERVICE GÉOLOGIQUE NATIONAL

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

Président : J.-M. LARDEAUX ; *Vice-Président* : P. GUENNOC ;
Secrétaire Général : D. JANJOU ; *Membres* : P. BARBEY,
Y. CALLEC, D. CASSARD, J.-L. DURVILLE, M. FAURE, D. GIBERT,
P. GIGOT, F. GUILLOCHEAU, L. JOLIVET, S. LALLIER, D. MARQUER,
P. NEHLIG, E. PALVADEAU, R. POLINO, F. QUESNEL, P. ROSSI,
A. SCHAFF, K. SCHULMANN, Y. SIMÉON, D. TESSIER, P. THIERRY,
C. TRUFFERT

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

par

**Y. VERNHET, G. LEROUGE, J.C. BESOMBES, J. LE GALL,
P. GIGOT, M. CUNEY, B. PIVETTE, P. LEBRET,
D. THIÉBLEMONT**

2009

**BRGM Éditions
Service géologique national**

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

– *pour la carte* : Y. VERNHET, G. LEROUGE, J.-C. BESOMBES, J. LE GALL, P. GIGOT, P. LEBRET avec la collaboration de D. COUSIN, C. COUTIN, C. PERROCHAIN, S. PIRUS, C. ROUILLON, D. SEJALON, C. SOUCHAL (2009) – Carte géol. France (1/50 000), feuille Mayenne (285). Orléans : BRGM. Notice explicative par Vernhet Y., Lerouge G., Besombes J.-C., Le Gall J., Gigot P., Cuney M., Pivette B., Lebre P., Thiéblemont D. (2009), 225 p.

– *pour la notice* : Y. VERNHET, G. LEROUGE, J.C. BESOMBES, J. LE GALL, P. GIGOT, M. CUNEY, B. PIVETTE, P. LEBRET, D. THIÉBLEMONT (2009) – Notice explicative, Carte géol. France (1/50 000), feuille Mayenne (285). Orléans : BRGM, 225 p. Carte géologique par Vernhet Y., Lerouge G., Besombes J.-C., Le Gall, J., Gigot P., Lebre P. avec la collaboration de Cousin D., Coutin C., Perrochain C., Pirus S., Rouillon C., Sejalon D., Souchal C. (2009).

© BRGM, 2010. 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 : 978-2-7159-1285-4

SOMMAIRE

RÉSUMÉ	9
ABSTRACT	10
INTRODUCTION	13
<i>SITUATION GÉOGRAPHIQUE</i>	13
<i>RELIEF</i>	13
<i>HYDROGRAPHIE</i>	16
<i>CADRE GÉOLOGIQUE RÉGIONAL – PRÉSENTATION DE LA CARTE</i>	17
Terrains néoprotérozoïques	19
Terrains paléozoïques	21
Terrains cénomano-tertiaires	22
<i>TRAVAUX ANTÉRIEURS</i>	23
<i>CONDITIONS D'ÉTABLISSEMENT DE LA CARTE</i>	25
<i>APPORTS SCIENTIFIQUES ET TECHNIQUES DES NOUVEAUX LEVERS</i>	27
DESCRIPTION DES TERRAINS	30
<i>NÉOPROTÉROZOÏQUE SUPÉRIEUR (SÉDIMENTAIRE ET CRISTALLIN)</i>	30
Domaine sédimentaire : le Briovérien supérieur post-phtanitique	30
Roches magmatiques	44
<i>ROCHES FILONIENNES</i>	55
<i>PALÉOZOÏQUE</i>	61
Cambrien inférieur	61
Ordovicien	64
Silurien	67
<i>CÉNOMANO-TERTIAIRE</i>	69
<i>QUATERNAIRE ET FORMATIONS SUPERFICIELLES</i>	75
Formations résiduelles d'altération superficielle	75
Épandages continentaux et formations résiduelles	79
Formations éoliennes	81
Formations alluviales	82
DONNÉES GÉOPHYSIQUES ET GÉOCHIMIQUES	85
<i>DONNÉES GÉOPHYSIQUES</i>	85
Gravimétrie	85
Anisotropie de Susceptibilité Magnétique (ASM)	87

<i>GÉOCHIMIE</i>	96
Éléments majeurs	97
Terres Rares	103
Concentrations de quelques éléments traces	103
Interprétation	106
Géochimie des dolérites	107
CONDITIONS DE FORMATION DES ENTITÉS GÉOLOGIQUES	114
<i>RÉPARTITION GÉOGRAPHIQUE DES DIFFÉRENTES ENTITÉS GÉOLOGIQUES</i>	114
<i>CONTEXTE DE FORMATION DES ENTITÉS GÉOLOGIQUES</i>	115
Néoprotérozoïque supérieur	115
Terrains sédimentaires paléozoïques des synclinaux de Villaines-la-Juhel et de Mayenne	120
Cénomano-Tertiaire	122
Quaternaire	126
<i>CHRONOLOGIE DE MISE EN PLACE DES ENTITÉS GÉOLOGIQUES</i>	127
Chronologie relative	127
Datations radiochronologiques	129
Âge de mise en place des dolérites	130
ÉVOLUTION TECTONOMÉTAMORPHIQUE	131
<i>DÉFORMATIONS ET MÉTAMORPHISMES CADOMIENS</i>	132
<i>FAILLES POST-NÉOPROTÉROZOÏQUES</i>	133
Déformation associée à la mise en place des filons de dolérite (phase n)	134
Déformations ductiles-fragiles associées au Cisaillement nord-armoricain (CNA) (phase n + 1)	134
Décrochements senestres de direction N30°E (phase n + 2)	141
Failles normales N-S liées à la distension cénozoïque (phase n + 3)	142
<i>DÉFORMATIONS ET MÉTAMORPHISME HERCINIENS</i>	144
Déformations des terrains paléozoïques	144
Déformation hercynienne du socle cadomien	147
Métamorphisme hercynien	147
Âge des déformations hercyniennes	148
SYNTHÈSE GÉODYNAMIQUE RÉGIONALE	148
<i>NÉOPROTÉROZOÏQUE SUPÉRIEUR : LE BASSIN BRIOVÉRIEN ET L'OROGENÈSE CADOMIENNE (MAGMATISME CADOMIEN)</i>	149

<i>ÉVOLUTION GÉODYNAMIQUE HERCYNIENNE</i>	
<i>SÉDIMENTAIRE ET MAGMATIQUE</i>	152
« <i>CÉNOMANO-TERTIAIRE</i> »	153
<i>QUATERNAIRE</i>	155
GÉOLOGIE DE L'ENVIRONNEMENT	156
<i>SOLS, VÉGÉTATIONS ET CULTURES</i>	156
Sols sur formations briovériennes	156
Sols sur substrat granitique s.l.	157
Sols sur formations paléozoïques	157
Sols sur colluvions	158
Sols sur limons	158
Sols sur alluvions	158
<i>GÉOGRAPHIE HUMAINE</i>	159
<i>ÉLÉMENTS DE GÉOTECHNIQUE</i>	160
<i>RISQUES NATURELS</i>	164
<i>RESSOURCES EN EAU</i>	165
Précipitations efficaces et ressources en eau	165
Eaux superficielles	165
Eaux souterraines	168
<i>SUBSTANCES UTILES ET CARRIÈRES</i>	172
Matériaux	172
Gisements minéraux	175
<i>AFFLEUREMENTS REMARQUABLES</i>	180
PRÉHISTOIRE ET ARCHÉOLOGIE	184
<i>PALÉOLITHIQUE (jusqu'à 9000 avant J.-C.)</i>	184
<i>MÉSOLITHIQUE (9000 à 5000 avant J.-C.)</i>	184
<i>NÉOLITHIQUE (5000 à 2000 avant J.-C.)</i>	185
<i>ÂGE DU BRONZE (2000 à 750 avant J.-C.)</i>	185
<i>ÂGE DU FER (750 à 50 avant J.-C.)</i>	185
<i>ÉPOQUE GALLO-ROMAINE (I^{er}-V^e siècles)</i>	186
<i>HAUT-MOYEN-ÂGE (VI^e-X^e siècles)</i>	187
<i>MOYEN ÂGE</i>	187
DOCUMENTATION COMPLÉMENTAIRE	187
<i>DOCUMENTATION CARTOGRAPHIQUE</i>	187
<i>BANQUE DE DONNÉES</i>	188
<i>BIBLIOGRAPHIE</i>	188

AUTEURS DE LA NOTICE ET DE LA CARTE	188
ANNEXES	201
<i>ANNEXE 1 - ÉTUDES PALYNOLOGIQUES</i>	203
<i>ANNEXE 2 - ANALYSES PAR DIFFRACTOMÉTRIE X</i>	206
<i>ANNEXE 3 - ANALYSES GÉOCHIMIQUES (données analytiques)</i>	208

LISTE DES FIGURES

Fig. 1 - Localisation géographique de la feuille à 1/50 000 Mayenne	14
Fig. 2 - Modelé du relief à partir du MNT de la feuille Mayenne	hors texte
Fig. 3 - Carte géologique simplifiée de la Normandie et du Maine. Localisation de la feuille à 1/50 000 Mayenne	18
Fig. 4 - Log lithostratigraphique synthétique du Paléozoïque du synclinal de Villaines-la-Juhel	62
Fig. 5 - Gravimétrie : répartition des points de mesure sur les feuilles Mayenne et Ernée	84
Fig. 6 - Anomalie de Bouguer (feuilles Ernée et Mayenne à 1/50 000)	hors texte
Fig. 7 - Répartition des points d'échantillonnage des granites pour les mesures de l'Anisotropie de Susceptibilité Magnétique	88
Fig. 8 - Répartition des valeurs de l'intensité de la susceptibilité magnétique (K) obtenues sur les échantillons des granites de la région de Mayenne – Ernée	90
Fig. 9 - Répartition des valeurs de l'anisotropie de susceptibilité magnétique (P) obtenues sur les échantillons des granites de la région de Mayenne – Ernée	91
Fig. 10 - Géométrie des plans d'anisotropie de susceptibilité magnétique	92
Fig. 11 - Géométrie des linéations de l'anisotropie de susceptibilité magnétique	94
Fig. 12 - Répartition cartographique des analyses chimiques effectuées sur les roches magmatiques de la région de Mayenne – Ernée	95
Fig. 13 - Évolution, en fonction de la différenciation, des associations magmatiques peralumineuse et calcoalcaline dans le diagramme A-B (région de Mayenne – Ernée)	98
Fig. 14 - Évolution des proportions du quartz et des feldspaths des associations magmatiques dans le diagramme Q-P (région de Mayenne – Ernée)	99

Fig. 15 - Comportement du thorium dans les associations peralumineuse et calcoalcaline (région de Mayenne – Ernée)	100
Fig. 16 - Comportement de la série calcoalcaline et de l'association peralumineuse dans le diagramme Th/U (région de Mayenne – Ernée)	101
Fig. 17 - Spectres des Terres Rares pour les granites à biotite et cordiérite de la région de Mayenne – Ernée	hors texte
Fig. 18 - Spectres des Terres Rares pour les granites leucocrates de la région de Mayenne – Ernée	hors texte
Fig. 19 - Spectres des Terres Rares des gabbros (ronds) et des filons de dolérite (losanges) dans la région de Mayenne – Ernée	104
Fig. 20 - Diagramme K/Rb des roches magmatiques de la région de Mayenne – Ernée	105
Fig. 21 - Diagramme SiO ₂ - Na ₂ O + K ₂ O (Le Maitre <i>et al.</i> , 1989) pour les dolérites de la carte Landivy (Thiéblemont, 1977)	108
Fig. 22 - Spectres multi-élémentaires normés au manteau primordial (valeurs de normalisation de Hofmann, 1988) pour les dolérites de la feuille Landivy (Thiéblemont, 1977)	109
Fig. 23 - Diagramme (Th/Ta) _N - (Tb/Ta) _N (Thiéblemont 1997, 1994) pour les dolérites de la carte Landivy (ronds noirs)	110
Fig. 24 - Spectres multi-élémentaires normés au manteau primordial (valeurs de normalisation de Hofmann, 1988)	113
Fig. 25 - Esquisse paléogéographique du domaine est-armoricain au Briovérien supérieur avec les types de sédiments et les directions des paléocourants (d'après Dupret <i>et al.</i> , 1990)	116
Fig. 26 - Évolution géodynamique cadomienne dans le Nord-Est du Massif armoricain (d'après Dissler <i>et al.</i> , 1988)	150
Fig. 27 - Carte régionale des épïcètres (d'après le site www.sisfrance.net)	hors texte
Fig. 28 - Carte des épïcètres dans le département de la Mayenne (d'après le site www.sisfrance.net)	hors texte
Fig. 29 - Précipitations efficaces enregistrées au poste de Mayenne	166
Fig. 30 - Répartition des points aurifères alluvionnaires dans les domaines briovérien et paléozoïque. Relation avec les structurations cadomienne et varisque (régions de Baine-de-Bretagne – Rennes – Pontorson – Argentan – Alençon – Allonnes). Fond géologique d'après la carte géologique à 1/1 000 000 de la France (Chantraine <i>et al.</i> , 1996) (indices alluvionnaires d'après Guigues <i>et al.</i> , 1969)	hors texte
Fig. 31 - L'exploitation de l'or dans le Craonnais (Meuret, 1993)	178

LISTE DES TABLEAUX

Tabl. 1 - Comparaison géochimique entre les différents types de granites	52
Tabl. 2 - Composition minéralogique des argiles de la région de Mayenne – Ernée	79
Tabl. 3 - Variations des teneurs (en ppm) en certains éléments métalliques dans les principaux faciès magmatiques de la région de Mayenne – Ernée	106
Tabl. 4 - Moyennes des analyses chimiques des dolérites du champ filonien mancellien (Thiéblemont, 1997 ; Le Gall, 1999)	112
Tabl. 5 - Quelques séismes ressentis dans la région de Mayenne	162
Tabl. 6 - Séismes dont les épicentres figurent dans le département de l’Orne (61) ou de la Mayenne (53)	163
Tabl. 7 - Caractéristiques des captages situés dans l'emprise de la feuille Mayenne	170
Tabl. 8 - Indices minéralisés de la feuille Mayenne (Source : BSS-BRGM)	176
Tabl. 9 - Quelques sondages réalisés dans l'emprise de la feuille Mayenne	Hors-texte

RÉSUMÉ

La carte Mayenne à 1/50 000 est localisée dans l'extrême nord de la région des Pays de la Loire. Elle est intégralement localisée dans le département de la Mayenne (53). Elle se situe dans la partie nord-est du Massif armoricain et appartient au domaine mancennien. Celui-ci est ici constitué de terrains variés, sédimentaires et cristallins, à l'origine des paysages contrastés de ce secteur. L'histoire géologique de cette région s'étale sur près de 600 millions d'années depuis le Néoprotérozoïque jusqu'au Quaternaire. Les terrains les plus anciens (le Briovérien) sont représentés par des accumulations dans un milieu marin de plusieurs centaines de mètres de sables et d'argiles dont la compaction va aboutir aux grès immatures et siltites-argilites visibles actuellement. À la fin de la période précambrienne (vers 540 Ma), se met en place régionalement une grande chaîne de montagne, la chaîne cadomienne, entraînant un plissement majeur des terrains briovériens. Cette phase de déformation est accompagnée dans le temps d'une importante activité magmatique se traduisant par l'injection au sein de ces terrains sédimentaires plissés de massifs granitiques leucocrates et hyperalumineux (massifs de Fougères, Passais – Le Horps) induisant un important métamorphisme de contact au sein de l'encaissant sédimentaire. Des petites intrusions basiques (diorites quartziques d'Oisseau et du Moulin-du-Feu) y sont également associées. Après cet épisode tectono-magmatique, ce socle sédimentaire et cristallin est soumis à une importante phase de continentalisation entraînant son altération et son érosion. Les produits de démantèlement de ce socle cadomien sont à l'origine des conglomérats et arkoses de base mis en place au Cambrien inférieur en domaine continental. La mer cambrienne envahit progressivement la région avec des effets limités sur Mayenne et une sédimentation détritique fine caractéristique d'un milieu calme de bordure de bassin. Cette sédimentation cambrienne s'interrompt précocement à la fin du Cambrien inférieur, la région restant par la suite émergée jusqu'à l'Ordovicien. À partir de cette période, une importante transgression marine en provenance de l'Est envahit tout le secteur, recouvrant les sédiments cambriens et noyant les reliefs cadomiens de la Mancennia. Les sédiments, caractéristiques dans un premier temps d'un milieu marin littoral peu profond (sables ; Grès armoricain), évoluent progressivement vers des alternances de sables et de vases, caractérisant une succession de phases d'approfondissement (vases ; schistes du Pissot et du Pont-de-Caen) et de réduction du bassin marin. La fin de l'Ordovicien (Ashgill) est marquée dans la région par la mise en place de dépôts glacio-marins (Tillite de Feuguerolles), alimentés par la fonte d'icebergs, et témoins de la glaciation affectant le domaine nord-gondwanien durant cette période. Après une phase de régression, on assiste au cours du Silurien à une nouvelle invasion marine se marquant par la mise en place de dépôts sableux (Grès culminant) puis, dans un contexte plus profond, de vases riches en matière organique (ampélites) à faune pélagique. Ces termes ampélitiques constituent les derniers témoins paléozoïques de la région de Mayenne. À la fin du Silurien, la mer se retire, et la région reste émergée et soumise à une altération continentale

jusqu'au Crétacé supérieur. Elle subit cependant, au cours du Dévonocarbonifère, les effets de la mise en place de la chaîne montagneuse varisque, marqués notamment par une importante activité magmatique (champ filonien doléritique sur toute la carte ; volcanisme dans le bassin de Laval) et une importante phase de plissement affectant tous les terrains paléozoïques et à l'origine des grandes structures plissées (synclinaux de Mayenne et de Villaines-la-Juhel). La région est également affectée au cours du Carbonifère par les jeux de grands accidents, dont certains associés au Cisaillement nord-armoricain (CNA), et à l'origine d'importants décrochements, écaillages, chevauchements des formations sédimentaires et cristallines.

Le secteur qui est resté émergé depuis la fin du Silurien et soumis à l'altération, l'érosion, et l'aplanissement des reliefs, ne sera à nouveau inondé qu'à partir du Crétacé supérieur. La grande transgression cénomaniennne, réduite sur cette zone mais cependant bien identifiée, est représentée par d'importants épandages de sables et graviers renfermant localement des argiles basales fossilifères cénomaniennes (carrière de Glaintin).

À partir du Tertiaire, ce territoire demeure en contexte continental, avec localement l'individualisation de petits bassins d'origine tectonique (fossés de Céaucé, Chantrigné) à accumulations sablo-graveleuses fluviodeltaïques à fluviales, correspondant à des reprises de matériaux préexistants. Cette période se marque également par des phénomènes de silicification (dalle gréseuse, silcrète), et de ferruginisation.

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.

ABSTRACT

The 1:50,000-scale Mayenne map lies in the extreme north of the Pays de la Loire region, entirely located in the Mayenne department. Geologically, it lies in the north-eastern part of the Armorican Massif, belonging to the Mancellian domain. The latter here consists of varied crystalline and sedimentary rocks, explaining the equally varied landscape of the area. The geological history of the region covers nearly 600 million years. The oldest – Brioverian – rocks are represented by several hundreds of metres of marine sand and clay deposits that, after compaction, became the immature sandstones and siltstone-claystone seen today. At the end of the Precambrian period, around 540 Ma, the region was subjected to the Cadomian orogeny that strongly folded the Brioverian rocks, creating a great mountain range. This deformation phase was accompanied by

major magmatic activity, as seen by the injection of leucocratic and hyperaluminous granites, the Fougères and Passais – Le Horps massifs, into the folded sedimentary rocks, inducing strong contact metamorphism within the latter. Small basic intrusions (the Oisseau and Moulin-du-Feu quartzitic diorites) are associated as well to this magmatic activity. After this tectono-magmatic episode, the sedimentary and crystalline basement was subjected to a major phase of continentalization, leading to erosion and weathering. The erosion products of this Cadomian basement were at the origin of the basal conglomerate and arkose deposited in a continental domain during the Early Cambrian. The Cambrian sea progressively covered the region, but its effect in Mayenne was limited to a fine-detrital sedimentation characteristic of a calm environment of the edge of a basin. At the end of the Early Cambrian this sedimentation was interrupted, and the region remained above base level until the Ordovician. From that time onward, a major marine transgression coming from the east invaded the whole area, covering the Cambrian deposits and drowning the Mancellian relief. The sediment, initially typical of a shallow marine to littoral environment (Armorican Sandstone), progressively evolved to alternating sand and silt, characterizing a succession of deepening phases (Pissot and Pont-de-Caen shales) and of reduction of the marine basin. The end of the Ordovician (Ashgill) is regionally marked by the emplacement of glacial/marine deposits (Feuguerolles tillite), fed by the melting of icebergs and witnessing of the glaciation that affected the North Gondwana domain at that time. After a phase of regression, the Silurian saw a new marine incursion that was marked by sandy deposits (Culminating sandstone), after which silt rich in organic matter with a pelagic fauna (ampelite) was deposited in a deeper environment. These ampelite beds are the youngest Paleozoic deposits in the Mayenne quadrangle. At the end of the Silurian, the sea retreated and the region remained emerged and subject to erosion and weathering until the Late Cretaceous. During the Devonian and Carboniferous, however, it was affected by the emplacement of the Variscan mountain chain, marked in particular by a strong magmatic activity as shown by the presence dolerite dykes throughout the map area and the volcanism of the Laval basin, as well as by strong folding that affected all older rocks and created the Mayenne and Villaines-la-Juhel synclines. During the Carboniferous, the region was also affected by movement along major faults, such as the North Armorican Shearzone (CNA on the map), that also caused strong offset and thrusting of the sedimentary and crystalline formations.

The region, which had remained above base level since the end of the Silurian and thus underwent weathering, erosion and peneplanation, was not flooded again until the Late Cretaceous by the Cenomanian transgression. This phenomenon, whose effects were reduced though well identified in the map area, is represented by great sheet deposits of sand and gravel, locally covering thin basal fossiliferous Cenomanian deposits as in the Glaintin quarry.

From the Tertiary onward, the area remained continental, with the local development of small basins of tectonic origin, such as the Céaucé and Chantrigné grabens, filled with fluvio-deltaic to fluvatile sand and gravel accumulations, corresponding to the reworking of older deposits. This period was also marked by the development of silicification (sandy hardpan and silcrete) and ferruginization phenomena.

During the Quaternary, the erosion and weathering of rocks continued, in particular under the influence of the successive glacial and interglacial periods that facilitated the creation of colluvial deposits and solifluction. During this period, finally, the main loess deposits were formed as well.

INTRODUCTION

SITUATION GÉOGRAPHIQUE

La zone couverte par la feuille à 1/50 000 Mayenne n° 285 est située dans l'extrême nord de la région Pays de la Loire, en limite de la Basse-Normandie au Nord et de la Bretagne à l'Ouest. Elle couvre une partie des régions naturelles que sont le Pays de Mayenne (région de Mayenne), les collines du Maine à l'Est, les abords des Coëvrons au Sud-Est (région de Bais) et le Bas-Maine au Sud (fig. 1).

Elle est située intégralement dans le département de la Mayenne (53) (coupure IGN à 1/50 000, série orange : Mayenne n° 1517 ; coupures IGN à 1/25 000, série bleue : Mayenne-ouest n° 1517O et Le Horps n° 1517E).

La partie nord de cette feuille marque également, dans la région d'Ambrières – La Haie-Traversaine, la limite d'extension sud-ouest du Parc Régional Normandie-Maine.

Les villes d'importance sont localisées le long de la vallée de la Mayenne. Les principales agglomérations figurant sur cette carte sont Mayenne, sous-préfecture du département, Saint-Georges-Buttavent, Saint-Mars-sur-Colmont, Ambrières-les-Vallées, Chantrigné, Saint-Fraimbault-de-Prières, Montreuil-Poulay, Le Horps, Charchigné, Le Ribay, Bais, Jublains et Aron.

Cette région se caractérise par un paysage de bocages, strié de haies et parsemé de bosquets, qui occupe principalement les zones de reliefs contrastés. L'activité agricole s'en trouve guidée. Les zones de bocages sont réservées à de plantureux pâturages destinés à l'embouche des bovins et aux petites productions céréalières pour l'alimentation des troupeaux. Les zones planes ont subi un remembrement plus fort et sont propices aux cultures céréalières (maïs pour le bétail, blé, orge, colza, pois). Les vergers plantés de pommiers et de poiriers tiennent aussi leur place dans ce paysage. Les forêts recouvrent les collines armées par les Grès armoricains. De nombreux étangs, souvent de retenue artificielle, se répartissent sur l'ensemble de la région, au fil des ruisseaux. Ils sont utilisés comme réserves de pêche.

RELIEF

Les paysages apparaissent assez contrastés (fig. 2, hors texte), vallonnés au Nord et à l'Est avec de fréquentes petites vallées encaissées, plus monotones dans la partie sud (Hambers-Grazay-Marcillé-Mayenne-Contest) avec de grandes étendues planes ou de vastes dépressions recouvertes notamment de limons, d'altérites, ou de formations cénozoïques, et entaillées par les vallées

encaissées et sinueuses de la Mayenne, de la Varenne, de l'Aron ou de la Colmont. Cette diversité des paysages est directement liée à la nature du substrat et à l'histoire tectonique de la région. Les secteurs à relief contrasté correspondent en majeure partie aux terrains sédimentaires protérozoïques, notamment aux secteurs où le Briovérien est cornéifié, au massif granitique du Horps et aux terrains du Paléozoïque. Les grandes étendues planes ou en dépressions du Sud de la feuille correspondent en majorité aux terrains cristallins néoprotérozoïques avec des altitudes moyennes variant entre 120 m et 150 m. Les principales zones à fort relief (de 200 à 250 m), à l'Est, correspondent aux zones de contact entre les granitoïdes cadomiens et le Néoprotérozoïque sédimentaire (Briovérien) cornéifié ainsi qu'entre ces mêmes massifs cristallins et les synclinaux paléozoïques de Villaines-la-Juhel à l'Est (point culminant à 327 m au bois de Buleu) et de Mayenne à l'Ouest. Les cornéennes de l'auréole de métamorphisme de contact constituent un véritable mur, interrompu et décalé au niveau de quelques vallées profondes qui sont les exutoires des réseaux hydrographiques installés sur les granites. Les géométries anguleuses de ces percées et les décalages cartographiques sont apparus, lors des levés de terrain, comme étant d'origine tectonique.

Outre le contrôle pétrographique, cet aspect contrasté du paysage est également étroitement lié à la présence, d'une part, d'importantes failles inverses de direction majeure N70°E, structurant l'ensemble de la région et le réseau hydrographique (ceci est visible notamment au Nord de Mayenne dans le secteur de Oisseau, ainsi que dans le massif du Horps) et, d'autre part, des failles normales limitant à l'Est le bassin de Chantrigné, dont les jeux et rejeux ont constitué un important ressaut morphologique d'orientation NNW-SSE. Le massif granitique du Horps domine ainsi le bassin de Chantrigné de plus de 100 m. Ce ressaut est entaillé par des vallées encaissées, étroites, contrôlées par des accidents tectoniques.

Ce modelé du relief est issu d'une longue histoire continentale. En effet, dans la région de Mayenne, il n'y a pas de trace de transgression marine depuis le Paléozoïque. Les reliefs ont évolué progressivement vers une surface d'aplanissement (pédiplaine). Les traces de cette surface (pédiplaine) ne sont conservées que sur le massif granitique dont les altitudes moyennes sont de 140 m au Sud-Est de Mayenne, 170 m sur le massif de Gorrion à l'Ouest d'Ambrières-les-Vallées et de 280 m sur le massif du Horps. En revanche, cette pédiplaine a disparu sur les domaines des schistes et grès briovériens qui apparaissent en creux topographique autour des granites avec des altitudes inférieures à 140 m. Des épandages de sédiments continentaux fluviaux se retrouvent par place sur cette surface. Ils ont parfois été repris dans des processus éoliens. L'âge incertain de ces sédiments (Éocène à Plio-Quaternaire) ne permet pas de dater la surface d'érosion qui doit résulter d'un processus acyclique. Cette pédiplaine est inclinée de l'Ouest vers l'Est, en direction du bassin de Chantrigné où elle vient buter sur le relief du massif du Horps. La surface est

découpée par des failles d'orientation NNW-SSE délimitant des blocs basculés. À l'Est, les restes de cette surface constituent les sommets du massif du Horps. Le décalage topographique de cette surface d'aplanissement de part et d'autre du bassin de Chantrigné est de plus de 100 m en moyenne.

Cette organisation est probablement à mettre en relation avec les grands accidents NNW-SSE de type Quessoy – Nort-sur-Erdre qui traversent tout le Massif armoricain. Il s'agit de la reprise récente d'une organisation structurale préexistante, contemporaine ou postérieure à l'installation du réseau hydrographique actuel. Les écoulements se font le plus souvent directement sur la roche en place, ce qui témoigne d'une érosion active qui n'a pas encore rattrapé les perturbations qu'ont subies les profils d'équilibre. Les mouvements de surrection ont pu être très importants comme cela est montré sur la limite faillée du bassin de Chantrigné où le rejet est d'au moins 140 m. La pédiplaine est aujourd'hui très découpée par l'encaissement des vallées et ne subsiste que dans les zones d'interfluve assez étendues où sont conservés des placages sédimentaires fluviaux.

Au sein des massifs cristallins de Passais – Le Horps et de Fougères-Louvigné, le modelé du relief est également contrôlé par des lignes de collines étroites, effilées, orientées NNW-SSE. Elles constituent des axes morphologiques de plusieurs kilomètres de long. Elles ont des altitudes supérieures à celles de la pédiplaine. Elles sont armées par les filons de dolérite nombreux dans la région. Leur densité est la plus forte dans le secteur de Gorrion (feuille d'Ernée). Ces filons devaient probablement constituer des reliefs résiduels (paléo-reliefs) lors du façonnement de la surface d'érosion et de la mise en place des épandages des sédiments continentaux liés à un système fluvial de piedmont. Ils ont dû jouer un rôle dans la distribution des sédiments éoliens. Ces reliefs sont interrompus en de nombreux points et décalés. Ce dispositif trahit la présence de nombreuses failles de direction N70°E qui localisent les vallées encaissées où les écoulements ont pu se faire pour traverser ces obstacles naturels.

HYDROGRAPHIE

Le territoire couvert par la feuille Mayenne est drainé par la Mayenne, rivière tributaire de la Loire, et ses affluents, la Colmont à l'Ouest, la Varenne au Nord, l'Aron au Sud, l'Aisne au Nord-Est, cette dernière remontant plus au Nord sur la feuille Domfront pour se jeter dans la Mayenne.

La nature lithologique n'a qu'une influence modeste sur la géométrie du réseau hydrographique. En revanche, celle-ci apparaît très nettement contrôlée par les structures tectoniques. Les rivières montrent des tracés anguleux, constitués de tronçons rectilignes. Ceux-ci reprennent les directions de fracturation N60° à N70°E (tels que le ruisseau de Glaintin ou la rivière Aron ;

par tronçons) et N160° à N180°E (rivières Mayenne et Aron, par tronçons). La confluence de la Mayenne et de la Varenne, au niveau d'Ambrières-les-Vallées est un exemple de ce contrôle structural des écoulements.

En rive droite de la Mayenne et de la Varenne, en amont de la ville de Mayenne, les affluents montrent des écoulements dirigés vers l'Est-Nord-Est, à contre sens de la pente régionale. Les confluences présentent une géométrie contreflux (écoulement de l'affluent au niveau de la confluence dirigé à l'opposé de celui de la rivière dont il est tributaire). Cette géométrie ne peut résulter que d'une inversion des pentes régionales après l'installation du réseau hydrographique dans ce secteur nord-ouest de la feuille.

En rive gauche de la Mayenne, la géométrie des affluents est contrôlée par les failles inverses de direction N70°E et par les failles normales N170°E de la bordure du bassin de Chantrigné. Cependant, leur confluence est le plus souvent contreflux, indiquant cette même influence d'une inversion de pente régionale.

Les ruisseaux d'Oilon et de Villette sont canalisés par une faille d'orientation WNW-ESE.

Le bassin de l'Aron draine l'essentiel de la partie sud-est de la feuille. En amont, la rivière s'écoule vers le Nord-Nord-Ouest, canalisée par le fossé de Bais. Le changement de direction de l'écoulement se fait au pied des collines du bois de Buleu (reliefs dus aux écaillages et chevauchements du synclinal paléozoïque de Villaines-la-Juhel vers le Sud-Est). La rivière orientée vers l'Ouest et l'Ouest-Nord-Ouest dans la dépression d'Aron, rejoint la Mayenne selon une direction NE-SW. Les changements de direction d'écoulement de cet affluent sont également en relation avec l'inversion des directions de pente régionale.

Dans l'emprise de la feuille, l'inversion de la pente régionale est enregistrée dans la géométrie du réseau hydrographique uniquement à l'Ouest de la faille NNW-SSE bordant le bassin de Chantrigné sur sa partie orientale. Elle trahit un fonctionnement récent (Plio-quatenaire ?) des failles bordières de l'hémi-graben.

CADRE GÉOLOGIQUE RÉGIONAL – PRÉSENTATION DE LA CARTE

Le territoire couvert par la feuille Mayenne à 1/50 000 se situe dans la partie nord-est du Massif armoricain. Il fait partie intégrante du domaine mancellien limité au Nord-Ouest par le linéament majeur de Granville et de la Drôme et au Sud par le cisaillement nord-armoricain (CNA ; Chauris *et al.*, 1956 ; Cogné, 1972 ; Hébert, 1993) (fig. 3).

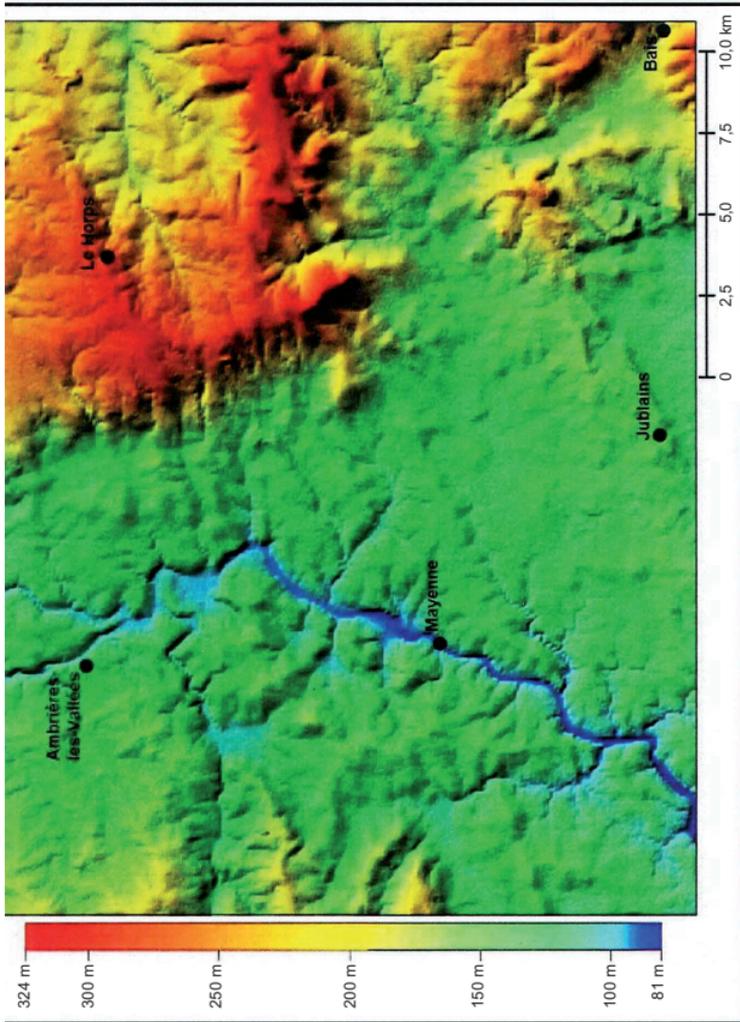


Fig. 2 - Modelé du relief à partir du MNT de la feuille de Mayenne (source MNT = IGN)

En Mayenne, le domaine mancennien est essentiellement constitué de terrains protérozoïques aphanitiques (Briovérien supérieur), affectés par l'orogénèse cadomienne, intrudés par d'importants massifs de granitoïdes (massifs d'Izé à l'Est, de Passais – Le Horps au Nord et de Fougères – Gorrion à l'Ouest) et de terrains paléozoïques appartenant aux synclinaux de Villaines-la-Juhel et de Mayenne, déformés lors de l'orogénèse hercynienne. Le bloc mancennien se situe dans un contexte continental intraplaque du Domaine cadomien nord-armoricain. Des formations plus récentes dont l'âge reste encore à préciser (Cénomaniens à Pliocène) viennent se déposer sur une paléosurface d'érosion.

Les terrains présents sur la zone d'étude sont essentiellement d'âge néoproterozoïque. Ce sont des sédiments d'origine détritico-marine (le Briovérien) d'une part, des roches magmatiques (granitoïdes du batholite mancennien) d'autre part. Des formations sédimentaires détritico-marines d'âge paléozoïque (Cambrien à Silurien) sont conservées dans les synclinaux montrant des géométries déformées. Elles correspondent, à l'Est, à la terminaison du synclinal de Villaines-la-Juhel et, à l'Ouest, à celle du synclinal de Mayenne. De nombreux dykes basiques, d'âge incertain de mise en place au cours du Paléozoïque (Dévonien-Carbonifère) recoupent les granitoïdes et les sédiments briovériens.

Cette région est également marquée par la présence d'importants dépôts sédimentaires, au cours du Cénozoïque (Cénomaniens à Pliocène?). Ces sédiments majoritairement azoïques sont caractéristiques de milieux continentaux évoluant plus au Nord (au Nord de la limite des feuilles de Mayenne et d'Ernée) vers des domaines littoraux et marins (feuille Domfront : Vernhet *et al.*, 1995). Au-dessus des argiles qui constituent les dépôts de base du bassin de Chantrigné (feuille de Mayenne), les sédiments sont essentiellement constitués par des sables, graviers, argiles et localement silicrètes. Ce sont des épandages sur une surface d'érosion de type pédiment mais aussi accumulés dans des fossés d'effondrement orientés NNW-SSE, tels que les bassins de Chantrigné, de Ceaucé (feuilles de Mayenne et de Domfront).

Enfin, des formations superficielles continentales quaternaires (limons, formations d'altération, formations alluviales) peuvent être observées sur l'ensemble de la zone.

Terrains néoproterozoïques

Les terrains sédimentaires néoproterozoïques sont représentés par des siltites, localement à tendance ardoisière, des argilites et des grès-grauwackes, renfermant très ponctuellement des passées lenticulaires microconglomératiques à conglomératiques. En l'absence d'horizons marqueurs caractéristiques du Briovérien inférieur tels que les niveaux à phanites, et la présence ponctuelle de

lentilles conglomératiques à galets de phtaniques, ces formations sont attribuées au Briovérien supérieur post-phtanitique (Le Corre, 1977 ; et feuilles Flers, Domfront, Mortain, Landivy, Villaines-la-Juhel). Cet ensemble sédimentaire a été déformé au cours de l'orogénèse cadomienne (entre 585 et 540 Ma) et affecté par un métamorphisme régional de faible intensité, anchizonal à épizonal. Un métamorphisme de contact se développe autour des massifs intrusifs de granitoïdes. Ce thermométamorphisme se marque dans ces terrains par l'individualisation de deux auréoles de métamorphisme bien distinctes, le faciès des cornéennes situé au contact direct des granites, et le faciès des « Schistes tachetés » en périphérie de la zone cornéifiée. Ces faciès métamorphiques, bien représentés sur cette feuille, sont induits par la mise en place, syn à tardi-orogénique, des granitoïdes du batholite mancellien. Celui-ci occupe quasiment les 2/3 de la coupure.

À l'échelle régionale, ce magmatisme est traditionnellement décrit par les anciens auteurs sous deux faciès majeurs : les granodiorites à biotite et cordiérite, considérées comme constituant la partie externe de ce vaste batholite, en partie contaminées par l'assimilation des faciès sédimentaires briovériens encaissants, et les granodiorites à « biotite seule » du type faciès Louvigné-du-Désert, assimilées à la partie interne de ce massif cristallin.

Les travaux menés dans le cadre de l'établissement des feuilles de Mayenne et d'Ernée montrent que ce schéma doit être abandonné. Ce batholite est loin d'être aussi homogène. Les analyses pétrographiques et géochimiques placent ces granitoïdes dans le champ des granites hyperalumineux sodi-potassiques et non dans celui des granodiorites. Les granites leucocrates et les faciès albitisés présents en de nombreux endroits dans les massifs sont à mettre en relation avec un hydrothermalisme lié à des circulations de fluides et une albitisation résultant de la transformation des orthoses perthitiques. Ces processus pourraient être en relation avec le jeu des failles qui recoupent la région au Paléozoïque supérieur.

Sur la zone cartographiée, les terrains briovériens peu métamorphiques se limitent à l'Ouest à une bande d'environ 4 x 8 km comprise entre les failles majeures de Mayenne et de Oisseau et, à l'Est, à un secteur centré sur les communes de Charchigné, du Ribay et du Ham. Les faciès métamorphiques sont majoritairement représentés par des cornéennes visibles au niveau de Saint-Georges-Buttavent et de Oisseau à l'Ouest, le long de la Mayenne entre Mayenne et Ambrières-les-Vallées (bande N-S de 10 x 3 km environ), à l'Ouest de la commune du Ribay au Nord-Est, et de part et d'autre de l'Aron entre la commune de Bais et le bois du Teil au Sud-Est. Ces cornéennes sont localisées en bordure des granitoïdes cadomiens.

Les granitoïdes occupent pratiquement toute la moitié sud de la carte et plus d'un quart de la zone nord et se répartissent selon trois grands ensembles cristallins :

- au Nord-Ouest, la terminaison orientale du massif de Gorron ;
- au Nord-Est, le massif du Horps ;
- au Sud, la bordure septentrionale du massif d'Alexain – Deux-Évailles.

Ces trois ensembles sont constitués majoritairement de granitoïdes appartenant à l'ensemble cadomien, en particulier des granites sensu stricto parfois déformés et partiellement recristallisés, auxquels sont associés quelques filons de roches acides tels que des aplites et des rhyolites (cf. magmatisme acide).

Des roches basiques recoupant ces ensembles ont également été identifiées (cf. magmatisme basique). Elles constituent :

- deux massifs circonscrits de diorites plus ou moins quartziques (Oiseau et Moulin-du-Feu) ;
- de nombreux filons de dolérites, d'âge paléozoïque, de dimensions variables, inégalement répartis, fréquents à l'Ouest et au Sud, inexistant à l'Est.

Terrains paléozoïques

La couverture paléozoïque est essentiellement représentée à l'Est entre Le Ham, Hardanges et le bois de Buleu où elle constitue une bande d'environ 3 x 9 km, correspondant à la terminaison ouest du synclinal de Villaines-la-Juhel. Elle se réduit à l'Ouest sur Saint-Georges-Buttavent à une petite bande d'environ 1,5 km de long pour 1 km de large au maximum, correspondant à la terminaison est du synclinal de Mayenne (synclinal développé sur la feuille Ernée). Elle est essentiellement constituée de siltites, grès arkosiques, grès quartzitiques, ampélites, conglomérats, avec des formations remarquables telles que le Grès armoricain, les Schistes du Pissot à niveaux ferrugineux, ou les conglomérats de base du Cambrien.

Les filons doléritiques, d'une cinquantaine de mètres de large pour plus de 10 km de long pour certains, sont principalement regroupés à l'Ouest d'une ligne Chantrigné-Aron (essaim de filons), selon une direction sub-méridienne et recoupent indifféremment les granitoïdes et le Briovérien. Un autre essaim est également visible au Sud-Est dans la région de Bais. Bien qu'étant considérés d'âge dévono-carbonifère, ces filons n'apparaissent nulle part dans la région (Domfront-Landivy-Flers, etc..) sécants sur les formations cambro-siluriennes. En revanche, ils sont recoupés par les failles inverses d'orientation N70°E liées au cisaillement nord armoricain (CNA).

Terrains cénomano-tertiaires

La région est ensuite soumise pendant une longue période (Trias et Jurassique inférieur, Crétacé inférieur) à des émergences sous climats chauds et humides favorisant une altération intense des roches affleurantes (latérites, cuirasses...). À ce jour, il n'est pas connu d'éléments qui marqueraient d'éventuelles submersions depuis la fin des plissements hercyniens jusqu'à la fin du Crétacé inférieur dans cette région soumise à une altération météorique intense : l'impact sur l'Armorique des maximum transgressifs du Jurassique reste inconnu à ce jour. Les dépôts du Crétacé supérieur sont attestés désormais au fond de la sédimentation de l'hémi-graben de Mayenne. L'histoire néogène de la région reste très mal connue. Tout au plus peut-on signaler que l'altération générale s'est poursuivie et que des rivières ont drainé la surface de la région en transportant et déposant des sédiments (sables, graviers et galets). Ces dépôts sont partiellement conservés sur l'ancienne surface de pénépléation du batholite. Le dépôt le plus important correspond au bassin de Chantrigné (hémi-graben), entre Mayenne et Charchigné. Il est situé dans le prolongement sud du fossé « de Céaucé » (feuille Domfront) aligné selon une direction N160°E, correspondant à celle des failles de la Mayenne et de la Varenne. Du point de vue topographique, la répartition de ces sables et galets apparaît hétérogène, les dépôts se situant à des altitudes comprises entre 120 et 270 m. Cette répartition est liée aux jeux et rejeux de failles. Leur âge reste à l'échelle régionale très controversé, évoluant selon les auteurs entre le Cénomanien, l'Éocène, l'Oligocène et le Pliocène.

En parallèle à ces dépôts fluviatiles mis en place pendant le Tertiaire, la région a continué à connaître une intense altération météorique se traduisant par une importante arénisation des granites et l'argilisation des schistes. On peut estimer que toutes les roches de la coupure de Mayenne, y compris le Grès armoricain bien que plus dur (grès siliceux), sont altérées et démantelées. Les granitoïdes sont généralement altérés en arènes sur des profondeurs variables dont seulement quelques mètres sont parfois encore observables. On doit signaler que sur cette feuille, même lorsque les roches affleurent, elles montrent encore des faciès altérés au niveau de leurs minéraux constitutifs. Les produits d'altération des schistes briovériens, lorsqu'ils sont conservés, correspondent à des argiles avec des éléments de la roche plus ou moins nombreux et désagrégés.

Avec les climats glaciaires depuis 2,5 Ma, une intense érosion des dépôts meubles en surface (arènes et autres altérites, sables et galets...) a eu lieu. Les traces de fauchages et de cryoturbations démontrent l'intensité de ces érosions lors de chaque période froide avec la mise en place de dépôts de versants déstabilisés et repris à chaque phase froide (« heads »). Ce sont ces érosions de versants qui ont alimenté les alluvions grossières des rivières lors de ces périodes froides.

C'est aussi pendant les maximums de froid depuis environ 1 Ma, qu'une couche de lœss se dépose sur les surfaces planes. Ceux-ci apparaissent peu épais (souvent moins que l'épaisseur d'un labour) et localisés : le territoire de la carte est en limite des épandages de lœss issus de la baie du Mont-Saint-Michel, épandus plus au Nord à partir de la plaine existant à la place de la Manche actuelle.

C'est durant ces périodes récentes que doit se placer un épisode désertique chaud responsable de la formation de la dalle silicifiée (silcrète), de la « résinite » et des nombreux « dreikanTERS » façonnés par des vents de sable.

Enfin, c'est aussi pendant ces épisodes quaternaires (depuis 1 Ma ?), que les rivières s'encaissent, donnant des vallées étroites, associées à des alluvions grossières lorsque le climat est périglaciaire, et des limons argileux lorsque le climat est celui d'un interglaciaire tempéré. La feuille Mayenne se situe dans la partie amont de ce réseau hydrographique. C'est le paysage acquis au Tertiaire (ou même peut être avant, au Crétacé inférieur) qui s'exprime encore principalement sur le territoire situé dans l'emprise de la carte.

TRAVAUX ANTÉRIEURS

La couverture géologique de la feuille de Mayenne a été réalisée en 1837 par É. Blavier (carte de la Mayenne). La zone définie par la carte Mayenne à 1/50 000 est à cheval sur les coupures à 1/80 000 d'Alençon (Graindor *et al.*, 1963), de Laval (2^e édition de 1960 par Berthois *et al.*) et de Mayenne. Cette dernière couvrant à plus de 90 % la zone d'études a été réalisée en 1899 par D.-P. Oehlert et A. Bigot. Elle a été réactualisée en 1965 par Y. Milon *et al.*

Sur cette dernière version, les grands ensembles cristallins, briovériens, paléozoïques, tertiaires et quaternaires figurant sur la zone d'étude (1/50 000 Mayenne) sont déjà clairement identifiés. En revanche, dans le détail, la définition des différents niveaux repères reconnus actuellement dans le Paléozoïque, demeure sur cette version de 1965 relativement imprécise notamment au niveau du Cambrien, de l'Ordovicien et du Silurien. Il en est de même pour le Briovérien où contrairement à d'autres cartes à 1/80 000 (Alençon, Avranches), aucune subdivision (Briovérien inférieur ou supérieur) n'est introduite, l'ensemble des terrains sédimentaires protérozoïques figurant regroupé sous l'appellation de « schistes précambriens ». Sur le plan du métamorphisme, la représentation des terrains briovériens affectés par le métamorphisme de contact induit par les granitoïdes cadomiens se restreint à une seule auréole de métamorphisme englobant l'ensemble des faciès métamorphiques actuellement connus (cornéennes et « Schistes tachetés »).

Pour le domaine cristallin, les limites socle cristallin-sédimentaire sont à peu près identifiées, mais les différenciations au sein de ce batholite restent succinctes et limitées essentiellement à la description d'un faciès majeur dénommé « granite ». Quelques filons de microgranite ainsi que d'importantes zones mylonitisées ou « gneissiques » sont toutefois représentées. Enfin, si un certain nombre de filons doléritiques sont bien identifiés, le massif basique de Oisseau (à cheval sur Mayenne et Laval, 1/80 000) est par contre absent sur cette version à 1/80 000 de Mayenne.

La cartographie qui a été proposée de ce que nous appellerons ici « le Tertiaire ou Cénomano-Tertiaire » donne une idée relativement détaillée de l'enveloppe globale de ces formations, avec une distinction assez nette entre des terrains à sables et graviers attribués au Pliocène, et des niveaux gréseux (« grès à Sabalites »), sableux, argileux ou carbonatés (fossilifères) assimilés à l'Éocène. Sur la zone d'étude, ces distinctions apparaissent nettement moins évidentes dans la mesure où l'une comme l'autre de ces formations sont toutes deux majoritairement constituées de sables et de galets, azoïques, dont l'âge reste, en l'absence de niveau repère et de faune, plus qu'incertain. Si certaines barres gréseuses tabulaires ont effectivement pu être identifiées notamment au Nord-Est de Mayenne dans le secteur de Saint-Loup-du-Gast, leur attribution à l'Éocène, par analogie au grès à Sabalites, n'en demeure pas moins très aléatoire étant donné ici leur mode de formation (la cristallisation du ciment étant en relation avec le battement du niveau de nappes phréatiques, les barres gréseuses ne peuvent constituer un niveau stratigraphique repère). Enfin, aucun niveau cénomaniens n'est figuré sur le 1/80 000 de Mayenne sur le secteur d'étude. La mise en évidence en 2004 d'argiles datées du Cénomaniens dans la carrière de Glaintin (Fauconnier, 2004 ; cf. annexe 1), mais également probablement dans la carrière des Housseaux, constitue donc une nouveauté importante.

Concernant les formations quaternaires, la cartographie présentée sur le 1/80 000 de Mayenne rend compte de l'intérêt très limité que l'on portait à cette époque à ces formations. En dehors de quelques terrasses alluviales et placages limoneux, les formations d'altération et divers dépôts de pente sont absents.

Les phases de plissements cadomiennes et hercyniennes bien identifiées actuellement sont à peine évoquées dans les travaux antérieurs. Seuls sont représentés sur la carte à 1/80 000 de Mayenne quelques grands accidents dont le tracé apparaît plus qu'incertain, notamment au Nord-Est de Mayenne au niveau des contacts entre le synclinal paléozoïque de Villaines-la-Juhel et le socle cristallin.

Le lever des feuilles à 1/50 000 La Ferté-Macé (Doré *et al.*, 1977a), Fougères (Dadet *et al.*, 1981), Flers-de-l'Orne (Beurrier *et al.*, 1983), Saint-Hilaire-du-Harcouet (Dadet *et al.*, 1983), Mortain (Ménillet *et al.*, 1987), Villaines-la-Juhel (Doré *et al.*, 1986), Évron (Mary *et al.*, 1988), Domfront (Vernhet *et al.*, 1995),

Landivy (Vernhet *et al.*, 1997), Sillé-le-Guillaume (Le Gall *et al.*, 1998) a fortement contribué à améliorer les connaissances sur la géologie régionale. Il en va de même des nombreuses études réalisées tant sur un plan général (Klein, 1973 ; Robardet, 1981) que sur un plan plus spécifique telles que celles de J. Cogné (1972), C. Le Corre (1977), J. Chantraine *et al.* (1982, 1986, 1988), E. Égal *et al.* (1994), L. Dupret (1983) et L. Dupret *et al.* (1984, 1990) pour le Briovérien, de M. Jonin (1973, 1981) et M. Jonin et P. Vidal (1975) et A.M. Fouillac *et al.* (1986), M. Ballèvre *et al.* (2001) et J. Chantraine *et al.* (2001) pour les granitoïdes de la Mancellia, de J. Le Gall pour le paléovolcanisme cambrien (1993) et les dolérites (1999), et de J.P. Lautridou (1985, 1991, 2002) pour les formations tertiaires et superficielles.

CONDITIONS D'ÉTABLISSEMENT DE LA CARTE

La carte Mayenne a été élaborée dans le cadre du programme de lever de la carte géologique de la France à l'échelle du 1/50 000 confié par l'État au BRGM. La réalisation de cette carte a été menée en simultanément avec celle d'Ernée (Lerouge *et al.*, 2009).

Les principales difficultés rencontrées lors du lever de cette feuille sont de trois ordres : elles sont liées aux conditions d'affleurement, au contexte géologique et enfin ponctuellement au contexte humain.

Les conditions d'affleurement : très irrégulières d'un secteur à l'autre, elles peuvent être très médiocres dans les zones à fort recouvrement qu'il soit terrigène (limons, alluvions, colluvions, heads) ou végétal (pâturages, marécages, couvert forestier). Ceci est notamment le cas pour le synclinal paléozoïque de Villaines-la-Juhel, situé en grande partie sous couvert forestier, mais également pour une bonne partie de la moitié sud de la coupure, située en contexte granitique, à morphologie peu contrastée et à forte densité de pâturages et de zones humides à marécageuses.

La cartographie dite en « pierres volantes » dans les labours a été fortement utilisée sur l'ensemble de la carte où les terrains sont en grande partie occupés par les cultures (en majorité maïs pour le bétail, en alternance avec le blé, quelques parcelles de colza, d'avoine ou de pois).

Cependant, plus de 9 000 points d'affleurement de roches en place ou « en pierres volantes » dans les champs ont été observés au cours des levés menés en parallèle sur les feuilles de Mayenne et d'Ernée. La roche est partout subaffleureante sur l'ensemble de la région : dans les labours les observations se font sur des pierres volantes remontées de moins de 50 cm de profondeur et aussi au fond des caniveaux, aux bords des routes, dès que ceux-ci sont nettoyés, où la roche affleure. Rivières et ruisseaux coulent à même la roche (érosion

active rattrapant les profils d'équilibre). Les recouvrements par des placages d'altérites sont extrêmement variables, de très faible puissance en général mais pouvant atteindre plusieurs mètres sur certains secteurs. La présence dans les labours de blocs décimétriques à plurimétriques n'atteste nullement d'un état affleurant à sub-affleurant des granites, l'altération de ceux-ci pouvant conduire à l'individualisation de blocs, parfois de plusieurs m³ au sein d'une masse arénisée sableuse pouvant atteindre plusieurs mètres. La cartographie et la distinction roche saine-altérite peuvent par conséquent être sujettes à discussion selon les auteurs.

1 000 lames minces ont été réalisées sur les faciès magmatiques s'étendant sur les feuilles de Mayenne et d'Ernée et ont fait l'objet d'une analyse minéralogique minutieuse.

La caractérisation géochimique du magmatisme de cette région a nécessité la réalisation par le CRPG à Nancy, sous la coordination de J.-M. Stussi et M. Cuney de 131 analyses.

Les caractéristiques géophysiques ont été abordées à travers :

- une étude de la gravimétrie avec 854 points de mesure ;
- une étude de l'Anisotropie de Susceptibilité Magnétique menée en collaboration avec les universités de Cergy-Pontoise (Aubourg) et de Toulouse (Bouchez). 179 sites ont fait l'objet d'échantillonnages et d'analyses.

La somme conséquente de données récoltées a permis l'établissement d'un SIG pour gérer cette information et en faire la synthèse.

Le contexte géologique constitue une autre difficulté liée plus particulièrement aux déformations cassantes, très marquées sur cette zone, en particulier au niveau des contacts entre le socle cristallin et le synclinal paléozoïque de Villaines-la-Juhel. Ces difficultés se rencontrent également, à l'Est comme à l'Ouest de la feuille, au niveau des différents contacts anormaux induits par les accidents majeurs entre le Briovérien et les granitoïdes cadomiens, avec notamment dans plusieurs cas l'oblitération des auréoles de métamorphisme de contact. La distinction dans ces zones faillées des différentes auréoles de métamorphisme peut s'avérer localement très délicate à réaliser.

Au niveau des terrains briovériens, si une distinction lithologique a pu être réalisée dans les zones non affectées par le métamorphisme de contact, elle apparaît par contre, en l'absence de niveau remarquable, très rapidement irréalisable dans les zones métamorphiques où prédominent les faciès cornéifiés.

Dans le secteur de Bais, l'absence de faciès briovériens non métamorphisés et le degré de recristallisation des roches nous a conduit à cartographier la totalité des terrains briovériens de cette étendue en cornéennes indifférenciées.

Le contexte humain : le secteur de Bais, plus précisément le massif cristallin d'Izé à l'Est, fait partie des quinze massifs granitiques qui avaient été présélectionnés en février 2000 par l'Andra (Agence nationale pour le stockage des déchets nucléaires) pour l'éventuelle implantation d'un laboratoire de recherches dans le cadre du stockage de déchets nucléaires de haute intensité en couches géologiques profondes. Bien que le projet ait été abandonné, la mobilisation de la population n'en demeurait pas moins encore très active en 2002 lors de la période du levé géologique. Malgré l'intervention de MM. P. De Bousquet et Y. Caristan (respectivement à l'époque Préfet de la Mayenne et Directeur Général du BRGM) expliquant très clairement l'objectif de notre mission de Service public et l'absence de toute relation de cette mission de cartographie avec le projet de l'Andra, une opposition très claire à nos travaux a été notée localement sur le terrain.

APPORTS SCIENTIFIQUES ET TECHNIQUES DES NOUVEAUX LEVERS

Plusieurs améliorations, scientifiques ou d'intérêts économiques (aménagement du territoire), ont été introduites par rapport à la carte à 1/80 000 de Mayenne, et accessoirement à celles de Laval et d'Alençon.

Concernant la lithostratigraphie, ainsi que cela avait déjà été effectué sur les feuilles de Domfront et de Landivy, une cartographie détaillée des différents faciès pétrographiques du Briovérien non métamorphique a pu être réalisée, dans la partie ouest de la coupure entre Mayenne et Oisseau, et au Nord-Est entre Le Ribay, Le Ham et Charchigné. Elle permet ainsi de mieux cerner la structuration de cet ensemble protérozoïque. Outre l'individualisation de niveaux silteux ou gréseux, ces levés ont également permis de découvrir quelques nouveaux affleurements de conglomérats. Les limites et les relations entre les terrains du Briovérien, du Paléozoïque (synclinal de Villaines) et les granitoïdes ont également été affinées.

Concernant le socle cristallin, réputé comme étant relativement homogène, les études détaillées menées par l'IGAL mettent l'accent sur la diversité des faciès pétrographiques constituant ce batholite, sur les relations pouvant exister entre ces différents faciès, et sur les différents processus magmatiques ayant conduit à cette différenciation. Enfin, les contours et la pétrographie du massif basique de Oisseau ont été précisés et un nouvel affleurement a été mis en évidence au Nord de Montreuil-Poulay (massif du Moulin-du-Feu).

Au sein des formations paléozoïques, cette cartographie systématique a permis d'affiner la lithostratigraphie de la terminaison ouest du synclinal de Villaines-la-Juhel depuis le Cambrien jusqu'au Silurien, d'en préciser la géométrie ainsi que les relations avec les ensembles cristallins et briovériens

sous-jacents. Les relations entre la terminaison est du synclinal de Mayenne, les granites et le Briovérien ont également été affinées.

De nouveaux affleurements de dykes doléritiques ont pu être cartographiés au sein du Briovérien et des granitoïdes. Leur alignement N160°E à N-S et leurs relations avec les terrains encaissants ont également été étudiés.

Quelques nouveaux filons de quartz ont été découverts. L'extension des grands filons quartzeux de la forêt de Salair et leurs liaisons avec les grands accidents N70°E ont été précisées.

Concernant les dépôts cénomano-cénozoïques, bien que l'âge de ces dépôts à sables et à galets reste problématique (Cénomaniens ? Éocène ? Oligocène ? Pliocène ?), la cartographie réalisée a permis d'en évaluer l'importance et l'extension, et d'en définir l'enveloppe globale. Le mode et le contexte de mise en place de ces formations restent également à définir. En revanche, l'existence entre Chantrigné et Mayenne d'un bassin d'effondrement tertiaire aligné sur celui de Céaucé et lié au jeu de la faille N160°E de Mayenne a été montrée.

La découverte en 2004 par R. Wyns, F. Quesnel et Y. Vernhet (BRGM) d'argiles cénomaniennes à la base de ces formations dans la carrière de Glaintin près de Mayenne constitue un résultat majeur permettant de préciser un peu plus vers l'Ouest les limites de la transgression cénomanienne. Il s'en suit qu'une partie des sables et galets de la présente coupure (et au-delà régionalement) pourrait être des sédiments du Crétacé supérieur. Plus largement, une partie des sables et galets reconnus en Armorique est traditionnellement mal datée et assimilée à du Cénozoïque (généralement Éocène ou Pliocène en fonction de l'âge des sédiments datés et considérés comme stratigraphiquement sous-jacents). Ces sédiments peuvent correspondre à des faciès continentaux ou fluvio-marins du Crétacé supérieur qui auraient été localement recouverts de dépôts lacustres ou lagunaires, et dont les matériaux (sables et galets) auraient pu être repris de nombreuses fois dans des alluvions au cours du Tertiaire. Sur la coupure Ernée, les sables et galets fossilisent une paléosurface découpée par les rejeux récents des failles N160°E, inclinant les blocs vers l'Est.

Enfin, la cartographie détaillée des formations superficielles quaternaires (alluvions, lœss et formations périglaciaires) et formations d'altération a été réalisée. Elle présente un intérêt majeur non seulement scientifique mais également du point de vue économique (agriculture, environnement et aménagement du territoire).

Sur le plan métamorphique et structural

Les terrains sédimentaires protérozoïques apparaissent ici comme partout ailleurs dans la région affectés par une déformation plicative dans le domaine de l'anchizone (voire de l'épizone) antérieure au Paléozoïque marquée par la présence de plis synschisteux très serrés N60° à N80°E. Le gradient de métamorphisme de contact induit par les granitoïdes au sein de ces terrains protérozoïques est mis en évidence au Nord-Est sur les communes du Ribay et de Charchigné ainsi qu'à l'Ouest, entre Mayenne et Oisseau, par la représentation des différentes auréoles de métamorphisme (cornéennes et « schistes tachetés »). Les différents faciès pétrographiques distingués au sein du Briovérien non métamorphisé n'ont toutefois pu être que très partiellement suivis en continu au travers de ces différentes auréoles, en raison du « tronquage » de ces dernières par les accidents chevauchants hercyniens N60° à N70°E.

Plusieurs réseaux de fracturation ont été reconnus notamment ceux de direction N150° à N160°E, N40° à N50°E et N-S.

Concernant le Paléozoïque, cette nouvelle cartographie a permis de préciser la géométrie du synclinal de Villaines-la-Juhel, et la nature des contacts avec le Briovérien et les granitoïdes cadomiens.

Ces leviers ont également permis de mettre en évidence une série d'accidents majeurs décrochevauchants N60° à N70°E, assimilables et contemporains de l'accident de Villaines-la-Juhel (carte Villaines-la-Juhel, Doré *et al.*, 1987), et correspondant probablement, comme ce dernier, à une série de segments du cisaillement nord-armoricain. Ces accidents ont guidé la circulation de fluides responsables de transformations métamorphiques ou hydrothermales au sein des granitoïdes (granites leucocrates, greisenification, albitisation et épiysénitisation). L'auréole de métamorphisme de contact en périphérie du massif magmatique et les filons de dolérites, sont découpés, décalés et discontinus en fonction de l'importance des rejets des failles (secteur de Oisseau et Nord de Mayenne). Les accidents majeurs décrochevauchants peuvent être accompagnés de faciès mylonitiques. Ils sont à l'origine des contacts anormaux majeurs visibles à l'Est entre les formations paléozoïques du synclinal de Villaines-la-Juhel et les granites cadomiens.

Sur le plan des minéralisations polymétalliques

Ces leviers font apparaître, à une échelle dépassant le cadre de la carte, une distribution et une structuration d'une zone aurifère alluviale particulière permettant d'envisager pour ces minéralisations deux contrôles simultanés, l'un sédimentaire avec le Briovérien, l'autre structural avec les accidents satellites du cisaillement nord armoricain (CNA). Ces deux « critères » paraissent constituer d'excellents guides pour la recherche de minéralisations primaires aurifères.

DESCRIPTION DES TERRAINS

NÉOPROTÉROZOÏQUE SUPÉRIEUR (sédimentaire et cristallin)

Domaine sédimentaire : Briovérien supérieur post-phtanitique

Le terme de Briovérien a été introduit par C. Barrois en 1899 pour désigner l'ensemble des terrains azoïques affectés par les déformations cadomiennes et les intrusions des granitoïdes cadomiens de la Mancellia, tardi-tectoniques et antécambriens, et sous-jacents aux formations cambro-ordoviciennes.

Bien qu'encore très mal connue dans le détail, la stratigraphie du Briovérien s'articule maintenant couramment autour de deux ensembles définis par J. Cogné (1972) et C. Le Corre (1977) :

- un Briovérien inférieur ou phtanitique (b1), à caractère volcanique et volcano-sédimentaire à phtanites, caractérisant un domaine cadomien interne ;
- un Briovérien supérieur ou post-phtanitique (b2) à caractère détritique terrigène, marquant un domaine cadomien externe.

Bien que l'on ne puisse, en l'absence de faune, dater avec certitude ces formations, les terrains briovériens présents dans cette partie du domaine mancennien sont à rattacher au Protérozoïque terminal. Ils apparaissent très distinctement recoupés et métamorphisés par les granitoïdes cadomiens de la Mancellia, datés à 540 Ma (Pasteels et Doré, 1982) et se situent sous la discordance du Cambrien conglomératique basal visible notamment au niveau du synclinal de Villaines-la-Juhel. Ces terrains sont dépourvus de niveaux interstratifiés de phtanites, caractéristiques du Briovérien inférieur phtanitique (b1), et renferment ponctuellement, principalement au niveau des faciès conglomératiques, des éléments de phtanites du Briovérien phtanitique. Ces derniers résultent de la destruction de la chaîne cadomienne interne, dont la surrection est estimée à environ 590 Ma (Guerrot *et al.*, 1989).

Cet ensemble, réputé de type flysch, a longtemps été considéré comme étant extrêmement monotone à l'échelle régionale et représenté cartographiquement sous un terme (et une couleur) unique de « flysch briovérien » ou de « schistes précambriens ». Cet ensemble apparaît dans le détail nettement plus complexe, ainsi qu'ont pu le montrer les différentes cartographies réalisées depuis les années 1990, tant dans ce secteur (Vernhet *et al.*, 1995, 1997 ; Le Gall *et al.*, 1998) que plus au Nord dans les régions de Saint-Lô et de Caen (Vernhet *et al.*, 1999, 2002).

Sur le plan régional, les observations réalisées mettent en évidence la structuration majeure NE-SW du domaine briovérien avec, pour les faciès détritiques grossiers, voire conglomératiques, une présence plus marquée au

Nord et à l'Est, dans les secteurs de Domfront, La Ferté-Macé, Villaines-la-Juhel et Sillé-le-Guillaume, susceptible de caractériser des zones de bordure du bassin, proches du continent ou de la zone d'alimentation. Ces faciès réapparaissent plus à l'Ouest, dans la région d'Avranches et de Granville, et peuvent être suivis plus au Nord jusqu'à Saint-Lô, Balleroy, Torigni-sur-Vire et Villers-Bocage où ils demeurent alignés globalement selon cette direction NE-SW. Quant aux faciès plus fins, sombres, argilo-silteux, ils apparaissent au centre de la zone ainsi définie, en particulier sur les feuilles Landivy, Mayenne (Ouest de la feuille) et Ernée, et pourraient être interprétés comme appartenant à une partie plus profonde et distale du bassin briovérien. Cette interprétation demeure en partie théorique, en raison de l'absence d'une vision globale de ce « bassin », la mise en place du batholite granitique mancellien ayant entraîné pour les terrains briovériens, outre leur assimilation plus ou moins prononcée, des recristallisations et oblitérations des structures. Le problème posé par un tel schéma reste la provenance des éléments de phtanites présents dans les conglomérats et grauwackes de la partie sud-est du bassin briovérien. En effet, si la source en éléments phtanitiques des conglomérats de Granville, d'Avranches, de Saint-Lô, Balleroy, Torigni-sur-Vire et Villers-Bocage paraît clairement et sans ambiguïté être liée au démantèlement du Briovérien phtanitique (b1), présent dans ce secteur nord du Massif armoricain, il apparaît dans ce schéma difficile d'admettre que cette même source ait pu alimenter en éléments phtanitiques les conglomérats présents dans la partie sud-est du bassin. L'existence d'un continent constitué de roches du Briovérien inférieur, dont le démantèlement aurait alimenté ce versant sud-est du bassin mancellien, pourrait être l'une des solutions à envisager. Ce continent reste cependant, à l'heure actuelle, inconnu et hypothétique, probablement masqué par les couvertures primaire et secondaire. La puissance réelle de l'ensemble de cette série du Néoprotérozoïque supérieur n'est pas connue, mais elle serait au moins de l'ordre de plusieurs centaines de mètres, ainsi que l'ont démontré les nombreux sondages réalisés plus au Sud-Est (Sillé-le-Guillaume) par la SNEAP près de Rouez (*in* Safa, 1980).

Sur la feuille de Mayenne, les terrains protérozoïques mancelliens appartiennent au Briovérien supérieur post-phtanitique (b2). Ils sont ici essentiellement constitués par des alternances centimétriques à pluridécamétriques de siltites, siltites ardoisières, argilites et grauwackes, renfermant, très localement, des intercalations microconglomératiques à conglomératiques.

La répartition et la structuration de ces différents faciès lithologiques ont pu être étudiées et visualisées dans les domaines non métamorphisés situés à l'Ouest entre Mayenne et Oisseau, et au Nord-Est dans le secteur du Ribay, ceci malgré la relative pauvreté en affleurements. En revanche, en dehors de ces zones, la cartographie par faciès lithologiques apparaît difficilement réalisable en raison, d'une part, de l'intensité du métamorphisme de contact induit par la

mise en place des granitoïdes, et, d'autre part, du contexte structural. Seules des tendances silteuses ou gréseuses peuvent localement être envisagées.

La cartographie par faciès restituée sur la feuille de Mayenne, permet, outre de mieux comprendre et surtout de mieux cerner la structuration de ces terrains, de mieux visualiser les relations et discontinuités existant entre ces terrains, le socle cristallin cadomien et les formations paléozoïques.

Les faciès présents sur la feuille Mayenne sont à tout point de vue similaires à ceux décrits régionalement, au Nord et au Nord-Ouest sur Domfront et Landivy (Vernhet *et al.*, 1995, 1997), à l'Est sur Villaines-la-Juhel (Doré *et al.*, 1986) et au Sud sur Évron (Mary *et al.*, 1989). Bien que quelques bancs massifs de grauwackes aient pu être individualisés cartographiquement, les observations réalisées sur cette zone font apparaître une nette dominance des faciès silteux en particulier vers l'Ouest, au Nord de Mayenne. En revanche, dans le secteur de Charchigné – Le Ribay, bien que les faciès silteux soient majoritaires, les barres gréseuses apparaissent plus développées.

Dans la région de Bais, aucune tendance précise n'a pu être caractérisée en raison de l'importance du degré de recristallisation de ces roches (cornéennes).

Les affleurements de conglomérats, bien que restreints, ont été retrouvés dans le prolongement de ceux identifiés sur la feuille de Domfront, et globalement alignés selon cette direction NE-SW. On retrouve donc ici au niveau de ce vaste « bassin » briovérien orienté NE-SW les caractéristiques de dépôt déjà évoquées antérieurement à savoir une tendance aux dépôts détritiques plus grossiers à conglomératiques dans les secteurs de Domfront, La Ferté-Macé, Villaines-la-Juhel et Sillé-le-Guillaume, susceptible de caractériser des zones de bordure du bassin, proches du continent ou tout du moins de la zone d'alimentation. Régionalement, les faciès détritiques grossiers à conglomératiques réapparaissent plus à l'Ouest dans la région d'Avranches-Granville et peuvent être suivis plus au Nord jusqu'au niveau de Saint-Lô – Balleroy – Torigni-sur-Vire et Villers-Bocage, où ils demeurent alignés globalement selon cette direction NE-SW.

Les faciès plus fins, sombres, argilo-silteux apparaissent sur cette zone préférentiellement distribués à l'Ouest notamment sur Oisseau et la feuille Landivy. Ces faciès silteux peuvent par conséquent très bien être assimilés à une partie plus profonde et plus distale du bassin.

Aucun niveau phtanitique typique du Briovérien inférieur susceptible d'avoir alimenté les conglomérats et grauwackes n'a été détecté jusqu'à présent dans cette région.

Le Briovérien supérieur post-phanérozoïque peu ou pas métamorphisé (b2)

Le Briovérien supérieur est composé de siltites, argilites et grauwackes, de teinte grise, verdâtre, bleutée, noire, généralement désignées dans le pays sous l'appellation de « pierre d'argelette ». Le terme de « tuf » est également utilisé mais caractérise préférentiellement les faciès cornéifiés.

Sur le territoire de la feuille Mayenne, la cartographie réalisée a permis de distinguer trois faciès, organisés, pour les deux premiers, sous la forme de bancs massifs de puissance plurimétrique à pluridécamétrique et en passées lenticulaires pour le troisième :

- un faciès à dominante silteuse, plus accessoirement argilitique (b2S), pouvant renfermer quelques passées grauwackeuses. Sous les effets du métamorphisme de contact, ces roches évoluent vers les faciès des « schistes tachetés » (b2SS) et des cornéennes (b2SK ; non différenciées sur la carte) ;
- un faciès à dominante grauwackeuse (b2G), susceptible de renfermer de fines intercalations silteuses, passant dans le domaine métamorphique aux faciès b2GS et b2GK (ce dernier non différencié sur la carte) ;
- un faciès microconglomératique à conglomératique, lenticulaire (b2Cg). Nettement plus restreint, de puissance d'ordre métrique, il apparaît préférentiellement associé au faciès grauwackeux (b2G).

Les faciès altérés de ces roches sont précédés de la lettre *z* au niveau notation et représentés sur la carte avec une teinte atténuée.

Les différents horizons de siltites ou de grauwackes qui ont pu être cartographiés demeurent, sur l'ensemble de la zone, sensiblement identiques du point de vue des constituants minéralogiques et ne diffèrent que par des variations d'ordre granulométrique.

La reconstitution de la succession lithologique verticale de ces différentes formations apparaît ici extrêmement aléatoire étant donné :

- la faible extension sur cette feuille de ces différents faciès ;
- la rareté des niveaux « repères » tels que les conglomérats, susceptibles de caler la série ;
- la pauvreté et la médiocrité des affleurements, ne permettant de mesurer que très ponctuellement des plans de stratification ou de schistosité ;
- le caractère répétitif de ces horizons, en général très redressés, en liaison avec une phase de déformation à plis serrés.

Si l'on se réfère à ce qui est connu plus au Nord (Domfront, Landivy, Saint-Lô, Villers-Bocage), on peut considérer que les domaines à décharges détritiques

plus grossières (grauwackes et conglomérats) caractérisent préférentiellement la partie inférieure du Briovérien post-phanérozoïque, les faciès silteux pouvant aussi bien correspondre à des niveaux sus-jacents à ces grauwackes qu'à une variation latérale de ces faciès liée à un approfondissement du bassin. La succession lithostratigraphique telle qu'elle est ici présentée ne doit par conséquent être considérée que comme une proposition basée sur différentes observations et constatations réalisées sur Domfront, Landivy et Mayenne. On retiendra simplement que, concernant la nature des décharges détritiques, les faciès deviennent de plus en plus fins d'Est en Ouest, aussi bien pour les grauwackes que pour les siltites.

D'un point de vue pratique, les limites figurées sur la carte entre ces deux ensembles silteux et wackeux doivent être considérées comme des zones de transition et non comme des limites strictes en raison notamment de la médiocrité et de la discontinuité des affleurements. Enfin, très ponctuellement, les différents faciès briovériens n'ont pas été différenciés. Ceux-ci apparaissent sur la carte avec la notation (b2).

b2S. Siltites, siltites ardoisières et argilites. Ces roches sont largement représentées sur la carte de Mayenne en particulier dans la région de Parigné-sur-Braye, Saint-Georges-Buttavent et Oisseau où elles constituent une bande d'environ 4 km de long sur 7 km de large, orientée NE-SW, interrompue par quelques fines barres grauwackeuses. Ces faciès prédominent également dans le quart nord-est dans les secteurs de Charchigné, du Ribay et du Ham, avec des intercalations gréseuses apparaissant nettement plus développées. Dans ce secteur, l'orientation des couches tend nettement à s'infléchir de N70° à N115°E.

Ces faciès fins sont constitués de siltites homogènes plus ou moins stratifiées et plus accessoirement d'argilites, étroitement imbriquées et sujettes à des figures sédimentaires de type stratifications obliques ou entrecroisées. Ces siltites-argilites constituent des bancs de puissance très variable, millimétrique à plurimétrique, organisés en alternances rythmiques, plus ou moins bien granoclassés, fréquemment marqués par un rubanement dû à une alternance de ces deux faciès ou à de simples variations granulométriques ou minéralogiques (lits clairs plus quartzeux, lits sombres plus phylliteux) au sein des siltites. Elles sont à caractère ardoisier plus ou moins prononcé selon les zones, en liaison avec une schistosité ardoisère de type schistosité de flux naissante. Elles se soulignent sur le terrain par une abondance de petites plaquettes d'épaisseur plurimillimétrique disséminées dans les labours. Leur qualité ardoisère est cependant ici très médiocre en raison notamment des nombreux plans de fracturation les affectant, de la forte proportion de quartz qu'elles renferment et de la fréquence de la pyrite. Ces ardoises qui ont été exploitées au XIX^e siècle sur Domfront (Thubœuf) et sur Villaines-la-Juhel (Chattemoué, Saint-Georges-de-Gaultier, Saint-Germain-de-Coulamer) n'ont ici fait l'objet d'aucune

exploitation même artisanale. Ces alternances silto-argilitiques bien que dominantes sont loin d'être homogènes et peuvent être interrompues par des intercalations grauwakeuses. Les limites entre les lamines de siltites ou d'argilites et les passées gréseuses sont en général bien tranchées, mais souvent irrégulières, en liaison avec des figures sédimentaires évoquant des figures de courant (type flute-cast) et/ou de charge (load-cast). Un granoclassement vertical des éléments peut localement être observé. Ces faciès silteux à fines intercalations grauwakeuses sont interprétés comme des dépôts de type turbidites (Garlan, 1985) mis en place dans un bassin marin situé en bordure d'une zone tectoniquement instable, régulièrement alimenté par les matériaux accumulés en marge du bassin et remis en mouvement sous des effets d'instabilités gravitaires (courants de turbidité). La puissance de ces horizons peut être estimée à plusieurs centaines de mètres.

Ces roches sont à grain très fin, compactes, massives, noires et à débit en plaques à l'état sain (en profondeur), grises, verdâtres, à bleutées et en fines plaquettes, à l'état altérée (en surface). Les siltites sont composées principalement de quartz en petits éléments anguleux, de plagioclase, associés à des phyllites (illites potassiques, chlorites magnésiennes) et, accessoirement, de quelques grains de zircon, de pyrite et de minéraux opaques. Les proportions en illites varient entre 40 et 50 %, celles en chlorite se situant entre 50 et 60 %. L'indice de cristallinité des phyllites s'établit dans ce secteur entre 2,2 et 2,5 ce qui situe le degré de métamorphisme à la limite anchizone-épizone. La granulométrie et la proportion en éléments peuvent évoluer très rapidement d'un niveau à l'autre, conférant à certains horizons un aspect laminé, rubané très caractéristique : « les siltites straticulées ». Les argilites sont essentiellement phylliteuses (illites et chlorite) et, en général, fortement chargées en particules opaques, mais également localement en tourmaline verte néoformée.

Ces deux roches sont affectées par une schistosité de flux naissante S₁, matérialisée par un alignement des phyllites et des particules opaques, sub-parallèle à parallèle aux plans de stratification en dehors des charnières de plis (schistosité de plan axial). Cette dernière est à l'origine du débit principal de la roche. Elle apparaît localement, notamment dans les zones de failles, reprise par une seconde schistosité S₂, de type crénelation, très frustrée, entraînant sur son passage une légère réorientation mécanique des minéraux préexistants. Cette seconde schistosité est principalement matérialisée dans les faciès fins.

b2G. Grès et grauwackes. Dans ce contexte à dominante silteuse s'intercalent des niveaux gréseux. Ils sont :

– soit de puissance centimétrique et sont alors cartographiquement indissociables des siltites massives ;

– soit en barres massives d’une largeur à l’affleurement variant de 50 à 500 m pouvant être suivies pour certaines sur près de 4 km de long.

Ces niveaux soulignent très distinctement dans la partie ouest de la feuille la direction générale NE-SW de l’organisation lithostructurale du Briovérien. La présence répétitive dans ce secteur de barres gréseuses parallèles, orientées N60° à N70°E atteste de l’existence d’une phase de déformation à plis serrés orientés globalement N70°E. En revanche, leur cartographie dans le quart nord-est de la feuille (Charchigné, Le Ribay, Le Ham) fait très nettement ressortir une virgation au niveau des structures, déjà ressentie plus au Nord sur Domfront et à l’Est sur Villaines-la-Juhel. Elle se marque par un passage plus ou moins progressif des orientations lithostructurales de N60° à 70°E à N110° à 120°E.

La puissance des niveaux gréseux est, sur la feuille de Mayenne, certainement moins importante que celle des siltites. Elle peut varier de quelques dizaines à plusieurs centaines de mètres. En surface, ces roches d’origine terrigène sont grises à verdâtres, fréquemment désagrégées, à caractère sableux et à débit quelconque. En profondeur, elles apparaissent gris-sombre et compactes. Ponctuellement, un granoclassement vertical des particules ainsi que quelques figures sédimentaires (stratification oblique ou figures de charge) peuvent être distingués. Ces grès correspondent à des wackes immatures à granulométrie fine à moyenne, composées majoritairement de débris de quartz (de l’ordre de 40 %), de feldspaths (plagioclases) et de fragments lithiques, essentiellement de quartzite, de microquartzite, de phtanite, de siltite, d’argilite, et de roches intrusives quartzo-plagioclasiques. Ces éléments sont en grande majorité à contours anguleux, de taille hétérométrique, dispersés dans une matrice fine quartzo-phylliteuse très développée (40 à 45 %). Des interbanco silteux peuvent également être rencontrés au sein de ces barres massives.

À l’échelle microscopique, ces roches sont composées de quartz essentiellement en grains monocristallins, majoritairement anguleux, lancéolés ou en échardes, parfois sub-sphériques, plus accessoirement en plages polycristallines (quartz filonien engrené ou en flammes) plus grossières et fréquemment arrondies. Les éléments feldspathiques sont essentiellement plagioclasiques (albite), en majorité anguleux et plus ou moins séricitisés. Leur granulométrie est similaire à celle des grains de quartz monocristallin. Les éléments lithiques sont, par rapport aux autres constituants, plus grossiers, plus usés, à tendance ovoïde. De la muscovite en lamelles flexueuses et de la biotite chloritisée, détritiques, quelques grains de zircon, de sphène, de tourmaline verte, de rutile, d’apatite, et des minéraux opaques (sulfures, oxydes) complètent accessoirement la paragenèse minérale de ces roches. La matrice est quartzo-phylliteuse, plus ou moins développée selon les horizons, et évolue entre un pôle quartzeux et un pôle phylliteux (illites, chlorite magnésienne).

b2Cg. Microconglomérats et conglomérats. Ces microconglomérats et conglomérats sont connus sur l'ensemble de la région notamment sur les feuilles de Domfront (Le Housseau-Brétignolles, Saint-Julien-du-Terroux, Madré), La Ferté-Macé (Couptrain), Villaines-la-Juhel (Douillet-le-Joly), Évron (Sion, Mérolles, Abril), et Sillé-le-Guillaume (Voutré, Parennes, Rouez) sous l'appellation de « schistes à galets » ou de « tillites ». Ces formations ont longtemps été interprétées comme étant d'origine glaciaire en raison de la présence de stries de friction. L'origine tectonique de ces stries a depuis été démontrée notamment grâce aux études sédimentologiques réalisées dans les années 1980 par P. Safa (1980), T. Garlan (1985) et F. Doré *et al.* (1985). La présence de ces formations est maintenant clairement considérée comme attestant d'une rupture brutale du régime de sédimentation, marquée à l'échelle régionale par la mise en place d'importantes coulées de débris en contexte turbiditique. Leur position exacte dans l'empilement de la série briovérienne reste encore très incertaine, ceci d'autant plus que ces conglomérats ou schistes à galets ne constituent pas un niveau unique mais semblent bien au contraire se répéter dans la succession lithostratigraphique. La présence en leur sein de galets phtanitiques permet de confirmer l'âge briovérien supérieur ou post-phtanitique de cet ensemble. Actuellement, à la vue des différents levés réalisés tant sur cette région que plus au Nord sur les feuilles de Saint-Lô, Balleroy, Torigni-sur-Vire et Villers-Bocage, ces faciès conglomératiques semblent préférentiellement se localiser dans la partie inférieure du Briovérien post-phtanitique. Leur présence souligne sans aucun doute un événement majeur dans l'histoire de la sédimentation au Briovérien correspondant à une importante phase d'instabilité (tectonique ?) touchant à l'échelle régionale l'ensemble du bassin mancellien.

Sur la zone d'étude, quatre affleurements de conglomérats ont été observés :

- à Saint-Georges-Buttavent à 300 m à l'Est de la ferme de la Fosse-Boujue (en contexte cornéifié) ;
- à Parigné-sur-Braye à 500 m du bourg sur la route menant à la station d'épuration de Mayenne (au Nord du ruisseau de Saint-Léonard) ;
- au Nord de Mayenne en domaine cornéifié, à 200 m à l'Ouest de la ferme des Basses-Roussières (chemin de randonnée) ;
- sur Le Ribay, à 500 m au Nord de la ferme de l'Oisillère.

En dehors des affleurements, ils se marquent dans les labours par des épandages très caractéristiques de petits galets en majorité noirs. Ces horizons sont lenticulaires, de puissance métrique et d'extension en apparence réduite, limitée ici à environ 500 m. Ils apparaissent associés à de minces barres gréseuses intercalées dans les siltites, en général au contact siltites-grauwackes.

La taille des éléments se situe en moyenne entre un et deux centimètres (graviers et galets). Sur cette zone, les plus gros galets ne dépassent guère quatre

centimètres. Ces éléments sont noyés dans une matrice gris-sombre à verdâtre, grauwaqueuse à silteuse selon les cas. Si l'horizon porteur est généralement grauwaqueux, les galets se montrent fréquemment associés à des intercalations silteuses présentes au sein de ces grès (« schistes à galets »). Cette matrice est composée de grains de quartz monocristallins anguleux ou polycristallins grossiers et émoussés, de clastes de plagioclases et de débris lithiques dérivés de quartzites, microquartzites, phtanites, siltites, grès et roches magmatiques. Quelques minéraux détritiques peuvent également y être observés tels que de la biotite chloritisée, de la muscovite, du zircon, de la tourmaline et du rutile. L'ensemble est pris dans un ciment quartzo-phylliciteux à quartz finement cristallisé et phyllites (illites-chlorites).

Les graviers et galets sont de forme ovoïde, plus ou moins aplatis, en général fortement émoussés et principalement composés de quartz blanc et, plus accessoirement, de grauwaque, de siltite, de microquartzite et de phtanite.

Ces faciès conglomératiques ou « schistes à galets » apparaissent en général à l'affleurement fortement déformés, à stratification très frustre, parfois à amorce de schistosité matérialisée par un alignement de particules opaques et à galets fréquemment tronçonnés.

L'origine de ces galets, en particulier des éléments phtanitiques, demeure pour l'instant tout à fait hypothétique, en l'absence de niveaux phtanitiques reconnus dans la région. Ces conglomérats ou « schistes à galets » sont, plus au Sud, sur Sillé-le-Guillaume, extrêmement fréquents. Les observations réalisées lors du lever de cette feuille par J. Le Gall *et al.* (1998) ont permis, au niveau du gisement du château de Courmenant, d'envisager, à la vue du sens d'imbrication des galets, une source d'alimentation méridionale, ainsi que le suggérait déjà T. Garlan en 1985.

La puissance réelle de l'ensemble de cette série du Néoprotérozoïque supérieur reste encore à l'heure actuelle inconnue. Elle serait au moins de l'ordre de plusieurs centaines de mètres, ainsi que l'ont démontré les nombreux sondages réalisés plus au Sud (Sillé-le-Guillaume) par la SNEAP au niveau du gisement de Rouez (*in* Safa, 1980).

En dehors de la présence d'éléments remaniés de phtanites permettant de classer la série dans le Briovérien post-phtanitique, pratiquement aucune trace de vie susceptible de la dater n'a été jusqu'à présent décelée. On notera cependant, la présence dans le secteur de Villaines-la-Juhel (Doré *et al.*, 1986), de quelques corps sphériques dans des siltites, susceptibles d'être assimilés à des organismes unicellulaires (cyanophycées). Des « traces qui ressembleraient à Nereites » (Kerforne, 1923 ; *in* Le Gall *et al.*, 1998) ont également été signalées dans des ardoises de Chattemoue (collection de l'Institut de géologie de Rennes) (traces de vie ou effets de la schistosité ?).

Le Briovérien supérieur métamorphisé (métamorphisme de contact induit par les granitoïdes cadomiens)

Les différents faciès briovériens ont été affectés à la fin du Néoprotérozoïque par un métamorphisme de contact (ou thermostatique) induit par la montée des granitoïdes cadomiens de Fougères, Passais-le-Horps et Izé. Ce métamorphisme se traduit par une recristallisation plus ou moins prononcée des terrains sur le pourtour des massifs intrusifs et le développement de deux auréoles de métamorphisme bien distinctes, d'intensité décroissante au fur et à mesure que l'on s'éloigne des granitoïdes : la première, interne et la plus intense, correspond aux cornéennes qui sont largement dominantes sur cette feuille, et la seconde, externe, correspond aux « schistes tachetés ». L'extension réelle de ces deux ceintures métamorphiques est directement conditionnée par la géométrie des corps magmatiques et donc des contacts Briovérien/granites plus ou moins verticaux. Elle reste délicate à définir en raison du jeu des grands accidents N70°E qui a en grande partie oblitéré ces contacts. C'est le cas à l'Ouest dans les secteurs de Oisseau et de Mayenne où les compartiments situés au Nord des failles de Oisseau et de Mayenne-nord sont clairement chevauchants sur ceux situés au Sud de celles-ci ce qui se traduit sur le terrain, au niveau de Oisseau par un chevauchement du granite sur le Briovérien non métamorphisé et, au Nord de Mayenne, par le chevauchement du Briovérien épizonal sur le granite. Dans le secteur de Charchigné – Le Ribay, la largeur kilométrique de l'auréole des cornéennes permet d'envisager un contact très redressé. En revanche, dans le secteur de La Haie-Traversaine, localisé en moyenne à 3 km de la limite cartographique du granite, les formations briovériennes sont fortement cornéifiées. Ceci peut être interprété par une faible épaisseur des terrains sédimentaires et la présence du toit du granite à faible profondeur. Ceci est confirmé par l'importance du développement des cornéennes à Savigny-le-Vieux (ferme de la Renouardière - communication orale) en relation avec la présence à faible profondeur du granite atteint à moins de 20 m par un sondage. Étant donné l'importance des cornéennes et la géométrie des contacts, il apparaît logique d'envisager une continuité à faible profondeur entre les massifs de Fougères et de Passais et de ne considérer qu'un seul môle granitique. La bande de terrains briovériens cornéifiés, coïncés entre ces deux intrusifs, ne représenterait par conséquent qu'un placage relictuel d'épaisseur restreinte reposant sur un plancher granitique localisé à faible profondeur. Il en est de même au Sud-Est de la feuille, entre Bais et le bois du Teil, où les formations briovériennes, totalement cornéifiées, constituent probablement un simple placage d'une centaine de mètres de puissance au-dessus du granite. Ceci est confirmé par le sondage réalisé à la ferme de la Gueffière (commune de Bais ; n° BSS : 02858 x 0007) qui a atteint le granite à partir de 20 m de profondeur.

Le métamorphisme de contact est marqué par une importante néoformation minérale avec, en particulier, la cristallisation de cordiérite, de biotite brun-rouge et surtout de muscovite.

La limite externe des faciès « tachetés » est matérialisée par l'apparition, dans les niveaux silto-argileux, de taches millimétriques brunes constituées d'amas chloriteux. En se rapprochant du contact des granites, ces amas présentent de la cordiérite entièrement pinitisée. La limite entre les faciès tachetés et les cornéennes se marque morphologiquement au niveau de ces dernières par une nette accentuation du relief, liée à un degré de recristallisation et de néoformation plus poussé conférant à l'ensemble des faciès une dureté plus prononcée.

Sur la feuille Mayenne, les faciès métamorphiques sont principalement observables à l'Ouest, entre Mayenne – Ambrières-les-Vallées – Oisseau, en bordure des massifs granitiques de Passais – Le Horps à l'Est, et de Fougères – Louvigné – Gorrion à l'Ouest, ainsi qu'au niveau de Saint-Georges-Buttavent (apophyse du massif de Passais – Le Horps). Ils apparaissent sur la bordure est du massif de Passais – Le Horps, depuis la N 12 jusqu'à Charchigné. On les retrouve au Sud-Est dans le secteur de Bais, limités à des cornéennes, coincés dans le massif d'Izé.

Les faciès cornéifiés sont de loin les plus représentés. En l'absence de calage lithologique net et étant donné le fort degré de recristallisation, ces cornéennes ont été intégralement cartographiées en « cornéennes indifférenciées » (b2K). Le faciès « Schistes tachetés » est réduit, observable à l'Est sur la commune du Ribay, et à l'Ouest entre Saint-Georges-Buttavent et Oisseau. Ces faciès métamorphiques apparaissent sur cette zone nettement moins caractéristiques à **l'œil nu** que ceux que l'on peut observer plus au Nord (feuilles de Domfront et Landivy). Ils peuvent même ponctuellement, en l'absence d'études en lames minces, être assimilés à des faciès non métamorphiques du Briovérien.

b2S. L'auréole des « Schistes tachetés ». L'apparition de taches de chlorite puis de cordiérite au sein des formations briovériennes marque la limite entre les faciès épizonaux liés au métamorphisme régional et les faciès dits « tachetés » induits par le métamorphisme de contact. Ces néoformations minérales conduisent au niveau de cette auréole de métamorphisme à l'individualisation sur Oisseau, Saint-Georges-Buttavent et Le Ribay de deux faciès majeurs : les siltites-argilites tachetées, b2SS, équivalent métamorphisé de b2S, et les grauwackes en contexte tacheté, b2GS, équivalent métamorphisé de b2G. Sur le secteur de La Haie-Traversaine, cette différenciation lithologique n'a pu être réalisée en l'absence de calage précis (recouvrements superficiels et céno-mano-tertiaires). Les roches y ont été intégralement cartographiées en « schistes tachetés indifférenciés » (b2S). Étant donné la dominante silteuse présente sur cette zone, on peut logiquement envisager une prépondérance du faciès b2SS.

b2SS. Siltites et argilites tachetées. Le métamorphisme de contact se marque au niveau de cette auréole de métamorphisme par l'apparition dans les niveaux argilo-silteux (b2S) de petites taches brunes de 1 à 2 mm de diamètre en moyenne, conférant à la roche un aspect tacheté caractéristique. Au microscope, ces taches apparaissent plus ou moins bien structurées, globuleuses, ovoïdes à subhexagonales et constituées de cordiérite intégralement pinnitisée et séricitisée. Leurs relations vis-à-vis de la schistosité S_1 sont délicates à établir en raison de l'aspect frustré de cette dernière. Elles apparaissent cependant, dans la majorité des cas, non perturbées et non contournées par celle-ci, dépourvues de figures de rotation et de queues de recristallisation en zone d'ombre. Très ponctuellement, la trace à l'état fantôme de la schistosité peut y être distinguée. En revanche, les taches de cordiérite peuvent, dans les zones fortement faillées, être affectées par une seconde schistosité S_2 , également très frustré, de type crénulation, liée à cette phase de déformation. Les cordiérites doivent par conséquent, dans les terrains briovériens situés au nord de l'accident satellite du cisaillement nord-armoricain (CNA ; cf déformations cadomiennes), être considérées comme postérieures à la schistosité S_1 de plan axial et attestent par conséquent de la postériorité de la mise en place des granitoïdes par rapport à la phase pllicative associée. Ces observations sont conformes à celles réalisées au Nord et à l'Ouest sur les feuilles de Domfront, La Ferté-Macé, Landivy, Saint-Hilaire-du-Harcouët et Fougères.

La biotite est pâle, verdâtre à brunâtre. Elle se présente sous deux habitus. La première génération correspond à de fines lamelles disposées parallèlement et constituant la schistosité S_1 . Elle est recoupée par les taches de cordiérite. La seconde génération est en plages plus trapues, statiques, sécantes sur la schistosité S_1 et cristallise au sein des cordiérites. Les cristaux de biotite sont en général en grande partie rétro-morphosés en chlorite. La chlorite est vert-pâle, primaire ou secondaire, en lamelles regroupées en amas, ou en petites plages résultant de l'altération des biotites.

De la tourmaline verte néoformée, tardive, en baguettes aciculaires, probablement contemporaine de la biotite statique, peut également être distinguée.

La muscovite, de cristallisation tardive, est également identifiable en particulier dans les zones situées au contact immédiat des cornéennes.

b2GS. Grès et grauwackes tachetées. Cette dénomination de « grauwackes » et « siltites » en contexte tacheté a été utilisée afin de caractériser des faciès grauwackeux situés dans l'auréole des « schistes tachetés ». On signalera toutefois que les effets du métamorphisme sur les faciès gréseux dans cette auréole sont relativement limités et essentiellement marqués par une légère recristallisation ou réorientation

des minéraux préexistants et la néoformation de biotite trapue, statique, verte à brunâtre et de tourmaline. La distinction **sur le terrain** entre des grauwackes anchi-épizonales b2G et des grauwackes « tachetées » b2GS peut donc, en l'absence de « siltites tachetés » caractéristiques, se révéler délicate à réaliser.

Auréole des cornéennes

b2K. Cornéennes à biotite-muscovite et cordiérite. Le terme de cornéennes regroupe l'ensemble des roches situées au contact immédiat des granitoïdes et soumises à un métamorphisme de contact. Les différents faciès épizonaux (b2S, b2G, b2Cg) sont susceptibles d'avoir été touchés par ce métamorphisme ce qui se traduit sur le terrain par l'existence de deux faciès majeurs :

- les « cornéennes compactes » résultant de la cornéification de grès et grauwackes ;
- les « cornéennes tachetées » correspondant aux siltites et argilites métamorphisées.

Les conglomérats ont également été observés à l'état cornéifié, au Nord de Mayenne et près de Saint-Georges-Buttavent. Quelques veines de quartz peuvent également être observées au sein de ces cornéennes, en particulier à l'approche du contact cornéennes-granitoïdes.

Les limites entre ces différents horizons n'ont pu être définies sur le terrain en raison du degré de recristallisation qui conduit à une oblitération des structures et textures des roches, en particulier près des granitoïdes, de la qualité des affleurements, des recouvrements superficiels (limons, colluvions, alluvions, Tertiaire) et du jeu des grands accidents N70°E. En l'absence de critère net de distinction, ces faciès ont été regroupés cartographiquement sous le terme de « cornéennes indifférenciées à biotite-cordiérite et muscovite » (b2K). On signalera toutefois que les « cornéennes tachetées » sont en apparence nettement plus abondantes que les « cornéennes compactes », en accord avec la dominante silteuse notée dans le Briovérien non affecté par le métamorphisme de contact.

Bien que non dissociés cartographiquement, les deux faciès majeurs (cornéennes compactes et cornéennes tachetées) sont décrits ci-dessous.

Les cornéennes tachetées (siltites et argilites cornéifiées)

De couleur brune en surface, ces roches apparaissent fortement recristallisées, à texture massive, caractérisées par l'abondance de taches sombres, grises à marron-vert, plurimillimétriques (jusqu'à 5 mm), ovoïdes à amiboïdes et sub-jointives. Ces taches sont constituées de cordiérite néoformée, intégralement

pinitisée, bordée ou envahie par de grandes plages pœcilitiques de muscovite tardive, ou soulignée en bordure par de fines cristallisations de biotite-muscovite. La recristallisation de la roche se traduit par l'observation d'un assemblage finement cristallisé de quartz, de biotite brune, fine ou trapue, en voie de chloritisation, de chlorite en gerbes, de plagioclases et de tourmaline verte néoformée en petites baguettes prismatiques. Quelques zircons en inclusion dans la biotite, du sphène, et des minéraux opaques dont de la pyrite y sont également identifiables. Les plages de muscovite deviennent de plus en plus abondantes et surtout importantes au fur et à mesure que l'on se rapproche du contact avec le corps intrusif, alors que les biotites passent progressivement d'une coloration brune à une coloration brun-rougeâtre, caractéristique des biotites de haute température, riches en titane. Malgré la recristallisation, le litage sédimentaire originel de ces roches apparaît plus ou moins bien conservé, ce qui se traduit ponctuellement par l'observation de siltites straticulées ou rubanées cornéifiées (carrière de La Haie-Traversaine). Le débit principal de ces roches reste sensiblement parallèle au plan de stratification. La conservation de ce litage fait également très nettement ressortir la cristallisation préférentielle de la cordiérite dans les niveaux argilo-silteux, et non dans les niveaux plus gréseux moins riches en alumine.

Les cornéennes compactes (grès et grauweekes cornéifiés)

Les grès et grauweekes cornéifiés, visibles ponctuellement près de Saint-Georges-Buttavent, s'observent principalement à l'Est, dans le secteur de Charchigné. Ces roches, fortement recristallisées, sont quartzo-feldspathiques, à dominante gréseuse et se montrent, par rapport aux cornéennes tachetées (siltites cornéifiées), nettement moins riches en cordiérite. Elles correspondent à d'anciennes wackes recristallisées en quartzites et microquartzites, à débit quelconque et à aspect « corné » caractéristique, à l'origine de leur dénomination. La schistosité S_1 y est en général très fruste voire inexistante. La texture est granoblastique polygonale, constituée d'une fine mosaïque de quartz, plagioclases, biotite brune à rougeâtre, plus ou moins chloritisée, et cordiérite pinitisée, en plages amiboïdes plus ou moins diffuses. La muscovite, plus ou moins abondante selon les passées, est en plages pœcilitiques développées préférentiellement aux dépens de la cordiérite. La tourmaline y est fréquente, verte, tardive, en fines baguettes prismatiques ou en plages pœciloblastiques. Ces roches renferment également du rutile en fines aiguilles, du zircon, de l'apatite et parfois à proximité du contact avec l'intrusif, du feldspath potassique bien exprimé.

b2CgK. Microconglomérats et conglomérats cornéifiés. Les faciès conglomératiques (b2Cg) peuvent également être observés dans le domaine des cornéennes. Différenciés sur la carte sous la notation (b2CgK), ils présentent minéralogiquement les mêmes caractères que les siltites ou grès cornéifiés.

Ces cornéennes, tachetées ou compactes, se signalent également à l’affleurement à l’état altéré par leur richesse en fer, à l’origine de leur coloration brune. Ce fer est issu de l’altération et du lessivage des minéraux primaires présents dans ces roches, tels que la biotite et la pyrite, et à l’origine des fortes teneurs en fer décelées régulièrement dans ces secteurs à cornéennes, et des encrassements de pompes dans les forages hydrogéologiques.

Roches magmatiques

Les granitoïdes présents sur la coupure de Mayenne correspondent à la terminaison orientale du massif de Gorrion (Fougères), au massif du Horps, et à la bordure septentrionale du massif d’Alexain – Deux-Évailles. Ils font partie du vaste batholite cadomien mancellien et sont en majorité représentés par des granites *sensu stricto* parfois déformés et partiellement recristallisés, des granites leucocrates, auxquels sont associés quelques filons aplitiques et rhyolitiques. À ce magmatisme acide est associé un magmatisme basique, tardif par rapport à la mise en place des granites (Protérozoïque à Carbonifère) et caractérisé ici par les deux massifs dioritiques de Oisseau et du Moulin-du-Feu. Cet ensemble cristallin est au Dévono-Carbonifère recoupé, comme le Briovérien, par un faisceau de filons doléritiques.

Le magmatisme acide

Le magmatisme acide présente une grande homogénéité : c’est un ensemble de granites hyperalumineux sodi-potassiques à biotite et cordiérite. Ces roches portent la dénomination locale de « pierre de grain ».

Conséquence d’événements post-magmatiques, certaines parties de ces massifs ont subi des évolutions tectono-métamorphiques. Ces phénomènes se traduisent par l’apparition généralement très localisée de zones plus ou moins déformées constituées d’orthoigneiss, et de zones ayant subi des transformations minéralogiques de faible importance. Il s’agit d’une part, d’une albitisation par apparition d’albite automorphe à partir de la déstabilisation des orthoses perthitiques. Ce processus s’effectue de façon isochimique comme l’ont montré les analyses géochimiques. Il s’agit, d’autre part, d’un début de greisenification marqué par la disparition quasi-totale des ferromagnésiens et de la cordiérite, par le développement de quartz secondaire et par l’apparition très caractéristique de muscovite secondaire à faciès palmé. Ces faciès pétrographiques correspondent aux « granites leucocrates ».

Les granites hyperalumineux sodi-potassiques à biotite et cordiérite (γ^{BAL})

Les granites hyperalumineux sodi-potassiques à biotite et cordiérite constituent le faciès dominant de la région. Ils présentent peu de variations

minéralogiques, traduisant une grande homogénéité chimique. Tout au plus peut-on observer localement quelques variations significatives des pourcentages relatifs des minéraux. Les subdivisions proposées sont donc basées sur deux critères minéralogiques :

- le rapport entre feldspaths sodi-potassiques perthitiques et plagioclase sodique (albite) ;
- la taille des minéraux.

Ce qui nous conduit aux coupures suivantes :

- le granite hyperalumineux sodi-potassique à feldspaths Na-K et albite en proportions égales (γ^{3AL}) ;
- le granite hyperalumineux sodi-potassique à albite dominante (γ_{Na}^{3AL}) avec deux faciès :
 - un faciès à grain moyen à fin,
 - un faciès à gros grain et quartz pœcilitique (γ_{Na}^{2AL}) ;
- le granite hyperalumineux sodi-potassique à feldspath Na-K dominant (γ_K^{3AL}) avec deux faciès :
 - un faciès à gros grain,
 - un faciès à grain moyen.

γ^{3AL} . **Granite hyperalumineux sodi-potassique à grain moyen.** Le granite hyperalumineux sodi-potassique à grain moyen constitue l'essentiel de la partie orientale du massif de Gorrion (coin nord-ouest de la feuille). Il est également présent de Champéon à Charchigné où il forme une bande orientée NE-SW d'environ trois kilomètres de large, ainsi qu'au Sud-Sud-Est d'Hambers. Il affleure également au Sud de la rivière Aron entre Jublains et Grazay. Dans ce secteur, ce granite a subi une déformation ductile à ductile-fragile liée à la faille de Mayenne, se caractérisant par l'apparition de structures protomylonitiques à mylonitiques plus ou moins intenses.

Le granite hyperalumineux sodi-potassique à grain moyen se présente sous la forme d'une roche de teinte mésocrate. La texture grenue est souvent hétérogranulaire. Le quartz, qui représente 28 à 30 % de la roche, est xénomorphe légèrement fracturé et à extinction roulante. Les feldspaths constituent moins de 60 % de la roche, également répartis entre les feldspaths sodi-potassiques et l'albite. Les feldspaths sodi-potassiques sont subautomorphes parfois à tendance porphyroïde et toujours perthitiques. Des inclusions de biotite, de quartz et d'albite y sont fréquentes. Les albites sont xénomorphes à subautomorphes, à macles très fines et présentent un taux d'anorthite maximum de 10 %. Elles renferment souvent des inclusions de biotite et montrent un début d'altération progressant du cœur vers la bordure. La biotite constitue 7 à 10 % de la roche. Elle est automorphe, fortement colorée en brun rouge, teinte traduisant sa richesse en fer et titane. Elle renferme de nombreuses aiguilles de rutile, faciès

sagénite, et quelques cristaux radioactifs (zircon ou monazite). Elle montre fréquemment un début de chloritisation.

La cordiérite est généralement automorphe et peut représenter exceptionnellement jusqu'à 7 ou 8 % de la roche. Elle est fortement pinnitisée et montre alors une association de quartz microcristallin et de muscovite plus ou moins palmée.

Un très bon exemple de ce faciès nous est fourni par un affleurement situé près de Saint-Mars-sur-Colmont (affleurement C 207). Les résultats de l'analyse chimique dont il a fait l'objet sont très représentatifs (cf. annexe).

L'ensemble des analyses chimiques (19 en tout) effectuées sur des échantillons appartenant à ce faciès donne les résultats suivants (valeurs extrêmes) :

65,5 %	<	SiO ₂	<	70,0 %
16,0 %	>	Al ₂ O ₃	>	15,3 %
4,65 %	<	Fe ₂ O ₃	<	5,6 %
0,7 %	<	TiO ₂	<	0,75 %
1,5 %	<	MgO	<	1,8 %
0,5 %	<	CaO	<	0,8 %
2,1 %	<	Na ₂ O	<	2,5 %
3,5 %	<	K ₂ O	<	3,9 %

Au sein du massif, la composition minéralogique des granites fluctue entre deux pôles extrêmes :

- un pôle à albite xénomorphe dominante $\gamma_{\text{Na}}^{3\text{AL}}$;
- un pôle à feldspath sodi-potassique perthitique dominant $\gamma_{\text{K}}^{3\text{AL}}$.

$\gamma_{\text{Na}}^{3\text{AL}}$. **Granite hyperalumineux à albite dominante.** Ce granite constitue dans le massif du Horps deux bandes allongées NE-SW séparées par le granite hyperalumineux sodi-potassique ($\gamma^{3\text{AL}}$). Dans la partie orientale de la feuille, il constitue l'intégralité du massif situé au Sud des formations sédimentaires paléozoïques, depuis le bois de Buleu jusqu'à Bais, et s'étend vers l'Ouest, jusqu'au voisinage de Jublains. Tout cet ensemble est orthogneissifié.

Le granite hyperalumineux sodi-potassique à albite dominante est une roche à grain moyen à fin, mésocrate, de couleur gris-bleuté lorsqu'elle est saine, à texture grenue isogranulaire. Le quartz qui représente environ 30 % de la roche, est xénomorphe à extinction roulante. Il est en plages mono ou polycristallines et renferme de nombreuses inclusions fluides alignées. Les feldspaths qui constituent 45 % (exceptionnellement 50 %) de la roche, sont majoritairement

de l'albite (2/3 pour 1/3 de feldspath potassique). Les plagioclases sont généralement automorphes et de taille supérieure à celle des autres minéraux. Parfois légèrement zonés, ils sont fréquemment damouritisés. L'orthose, généralement perthitique, est xénomorphe. La biotite est abondante (environ 15 % de la roche). Les cristaux automorphes, très foncés et très pléochroïques, sont souvent regroupés en amas et peuvent renfermer des aiguilles de rutile, faciès sagénite, ainsi que de l'apatite et du zircon. La cordiérite, abondante (jusqu'à 10 % de la roche) est souvent de grande taille (plusieurs millimètres), automorphe ou globuleuse, intensément pinnitisée. Elle présente une association caractéristique de sa déstabilisation : petits cristaux de quartz secondaire associés à de la muscovite à faciès palmé. Ce faciès est particulièrement développé dans les zones orthogneissifiées.

Très localement et sur une toute petite surface, au Nord-Est du Horps, apparaît un faciès enrichi en quartz secondaire, en grandes plages pœcilitiques incluant des biotites automorphes, des petits cristaux d'albite et de l'apatite.

Trois analyses chimiques ont été réalisées sur ce granite hyperalumineux sodi-potassique à tendance albitique entre Bais et La Chapelle-au-Riboul (notamment DS93 et DS42) qui donnent des résultats très voisins compris entre les valeurs extrêmes suivantes (cf. annexe) :

69,15 %	<	SiO ₂	<	69,2 %
		Al ₂ O ₃	=	15,5 %
4,0 %	<	Fe ₂ O ₃	<	5,0 %
0,4 %	<	TiO ₂	<	0,5 %
0,8 %	<	MgO	<	1,0 %
2,0 %	<	CaO	<	
3,5 %	<	Na ₂ O	<	4,0 %
3,5 %	<	K ₂ O	<	4,0 %

γ_{K}^{3AL} . **Granite hyperalumineux à orthose perthitique dominant.** Le granite hyperalumineux à orthose perthitique dominant s'observe au Nord-Ouest de la feuille, localement autour du massif basique de Oisseau et au Nord de Saint-Mars-sur-Colmont où il constitue une bande orientée NE-SW de faible importance. Dans le coin sud-est de la feuille, il forme les collines situées à l'Ouest d'Hambers. Au Sud de la ville de Mayenne, jusqu'à la limite sud de la feuille, il affleure largement depuis la région de Fontaine-Daniel à l'Ouest, jusqu'à Jublains à l'Est. Dans tout ce domaine, il est plus ou moins orthogneissifié notamment le long de la Mayenne et de son affluent l'Aron.

Le granite hyperalumineux à orthose perthitique dominant correspond à une roche à texture grenue à grain moyen, hétérogranulaire, dans laquelle le feldspath Na-K (orthose) peut avoir une tendance porphyroïde. Le quartz, abondant, dépasse parfois les 35 %. Il est xénomorphe, le plus souvent de grande

taille mais il se présente également en plages polycristallines à extinction roulante. Les grands cristaux sont généralement pœcilitiques à inclusions de biotite et muscovite primaires et renferment de très nombreuses inclusions fluides. L'orthose automorphe, toujours perthitique, est largement dominant sur l'albite qui se présente en petits cristaux automorphes, trapus, équigranulaires, parfois zonés à cœur d'oligoclase et bordure albitique. L'ensemble des feldspaths constitue environ 55 % de la roche. La biotite dépasse rarement 5 %. Elle est de petite taille, en cristaux automorphes disséminés régulièrement dans la roche, parfois regroupés en petits amas de 5 à 10 cristaux. La biotite est très colorée et fortement pléochroïque, plus ou moins affectée par la chloritisation et renferme, outre les habituels cristaux d'apatite et de zircon, quelques inclusions de rutile à faciès sagénite. La cordiérite est le plus souvent globuleuse, fortement pinnitisée et peut être rétomorphosée en muscovite palmée associée à du quartz secondaire. De façon rare et ponctuelle, le grain peut devenir gros avec une texture porphyroïde marquée. C'est le cas notamment du faciès de la colline du bois du Teil située entre Grazay et Bais, au Sud-Est de la feuille.

Les affleurements CS22 et CS87, situés sur la rive droite de la Mayenne près de Sainte-Baudelle, sont très représentatifs du faciès le plus courant. Les analyses chimiques correspondantes, ainsi que celles effectuées sur d'autres affleurements du même faciès (7 au total) donnent des résultats compris entre les valeurs extrêmes suivantes (cf. annexe) :

70,0 %	<	SiO ₂	<	73,0 %
15,0	>	Al ₂ O ₃	>	14,3 %
2,3 %	<	Fe ₂ O ₃	<	3,1 %
0,1 %	<	TiO ₂	<	0,4 %
0,4 %	<	MgO	<	0,7 %
0,3 %	<	CaO	<	0,85
3,0 %	<	Na ₂ O	<	4,0 %
3,5 %	<	K ₂ O	<	4,8 %

$\frac{Y^{2AL}}{Na}$ **Granite leucocrate albitisé, à quartz pœcilitique.** Le granite leucocrate albitisé à quartz pœcilitique est localisé sur une faible surface, au Nord-Est de Le Horps.

C'est une roche grenue à gros grain, très riche en quartz. Ce minéral montre deux étapes de cristallisation. La plus précoce correspond à de gros cristaux xénomorphes. La seconde génération de cristaux de quartz est constituée par de grandes plages pœcilitiques à inclusions de biotite, d'apatite et de petits cristaux subautomorphes d'albite. Ce plagioclase est le feldspath dominant et deux générations y sont visibles. La première se présente en grands cristaux faiblement altérés. Le taux d'anorthite très faible place ce premier plagioclase dans le domaine de l'albite-oligoclase. La seconde génération correspond à de très nombreux cristaux sains,

subautomorphes et de petite taille. C'est de l'albite pure. Le feldspath sodi-potassique est en faible proportion. La cordiérite est en cristaux de grande taille, subautomorphes, faiblement pinnitisés. La biotite est riche en fer (pôle annite). La muscovite est rarement présente et d'origine secondaire, liée à la déstabilisation de la cordiérite.

Les granites leucocrates (γ^{2AL})

Les granites leucocrates se présentent sous la forme de petits massifs à contours diffus localisés presque exclusivement dans la partie sud-est de la feuille de Mayenne. Leur répartition spatiale montre une relation avec les accidents chevauchants de direction N70°E. Les massifs les plus développés sont situés au Nord et au Nord-Est de Marcillé-la-Ville, dans la région de Jublains et le long de la faille de Jublains depuis Commer jusqu'à Grazay. Quelques occurrences apparaissent également au Nord-Ouest de la feuille au niveau de la partie orientale du massif de Gorrion. Elles sont localisées notamment dans le massif basique de Oiseau et le long de la vallée de la Colmont. Un dernier granite leucocrate constitue un massif intrusif dans les sédiments briovériens à l'Ouest de La Haie-Traversaine.

Deux faciès pétrographiques ont été distingués lors de l'étude minéralogique, le premier à feldspath Na-K dominant et à cordiérite, le second à tendance albitique dépourvu de cordiérite. En plusieurs endroits, en l'absence de lame mince, il n'a pas été possible de faire cette distinction entre les deux pôles sur la seule description macroscopique. Les faciès indifférenciés ont alors été regroupés sous l'appellation de granite leucocrate à cordiérite et muscovite (γ^{2AL}).

Les granites leucocrates présents sur la feuille de Mayenne ne sont pas de vrais leucogranites. Ils correspondent à des faciès granitiques issus des transformations postmagmatiques des granites hyperalumineux sodi-potassiques.

γ^{2AL} . **Granite leucocrate à cordiérite et muscovite, à grain moyen.** Deux ensembles cartographiques regroupent l'essentiel de ce faciès au Nord d'Hambers (Sud-Est de la feuille).

Le granite leucocrate à cordiérite et muscovite, à grain moyen, est une roche à texture grenue. Il a été reconnu par endroit dans cet ensemble des granites à texture micrographique. Ce granite montre une forte altération hydrothermale secondaire. Les proportions des principaux minéraux ne sont pas estimables, en particulier entre les feldspaths qui sont pratiquement tous entièrement transformés en produits d'altération ou albitisés. Le quartz est soit en cristaux subautomorphes à extinction roulante, soit fait partie de la symplectite réactionnelle en auréole autour des feldspaths. Quartz et feldspath (albite issue d'une albitisation) se présentent en vermicules cunéiformes. Les rares feldspaths

identifiables sont soit des orthoses perthitiques soit des albites automorphes secondaires. Les cristaux de muscovite sont souvent à disposition palmée et se développent à partir de zones pinnitisées (anciennes cordiérites).

γ_{K}^{2AL} . **Granite leucocrate à orthose perthitique dominant, à cordiérite et muscovite, à grain moyen.** Le granite leucocrate à orthose perthitique dominant à cordiérite et muscovite est le faciès leucocrate le plus représenté (carrière de La Haie-Traversaine et région de Jublains). C'est une roche de couleur grise à blanche, grenue, à grain moyen, isogranulaire ou hétérogranulaire. Le quartz est abondant (35 %). Deux générations ont été identifiées :

- en gros cristaux xénomorphes, fracturés à extinction roulante, héritage d'une déformation ;
- en petits cristaux xénomorphes, sans extinction roulante (absence de déformation) et à texture engrenée.

Les feldspaths constituent pratiquement 60 % de la roche. Le feldspath sodi-potassique est perthitique. Les plages sont xénomorphes, de taille comprise entre 1 et 6 mm, et sont altérées (kaolinitisation). Ce feldspath domine largement le plagioclase (2/3, 1/3). Dans la zone affectée par la faille de Mayenne, la macle mécanique du microcline apparaît. Ce feldspath contient des inclusions de plagioclase et de quartz. Le plagioclase (20 % de la roche) est en cristaux subautomorphes pouvant atteindre 3 mm de long. Il est de type albite-oligoclase. Les cristaux sont parfois zonés. L'altération (damouritisation) progresse du cœur vers les bordures. Dans la zone de déformation liée à la faille de Mayenne, les cristaux sont fracturés et montrent des macles ployées. La biotite, lorsqu'elle est présente (1 % au maximum), est chloritisée. Des particules opaques xénomorphes apparaissent alors. La muscovite est le mica dominant (environ 5 %). Les cristaux sont de grande taille, automorphes à subautomorphes, et associés en rosettes (muscovite palmée) dont le diamètre peut atteindre 5 mm. Le minéral prend souvent appui sur les reliques de cordiérite. Cette muscovite n'est jamais déformée, elle est de cristallisation secondaire. Les cristaux de cordiérite sont toujours fortement pinnitisés et l'association muscovite automorphe + quartz se développe au sein de ce minéral. Les minéraux accessoires sont les mêmes que ceux contenus dans les granites hyperalumineux sodi-potassiques : apatite, zircon et rutil de type sagénite.

f_{Na}^{2AL} . **Granite leucocrate albitisé, sans cordiérite, à grain fin.** Le granite leucocrate albitisé est un faciès moins représenté sur le territoire de la feuille de Mayenne. Il est dépourvu de cordiérite. Il se trouve essentiellement dans le massif de Gorrion, à l'Ouest de Oisseau, associé à un faisceau de failles en queue de cheval. Il y constitue des pointements localisés, de forme annulaire, matérialisés dans le paysage par des collines légèrement plus hautes que leur environnement.

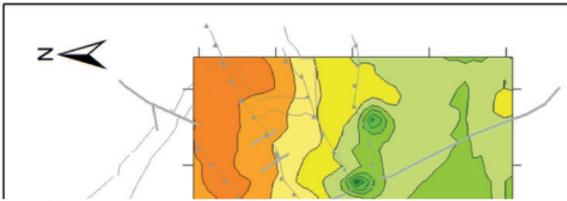
C'est une roche à texture grenue, à grain fin (1 mm), isogranulaire, leucocrate, de couleur grisée. Le quartz, toujours en forte proportion (de 30 à 35 %), se présente en cristaux xénomorphes, cataclasés et à extinction roulante ou en très petits cristaux à extinction franche, imbriqués entre les muscovites. Les feldspaths représentent 60 % de la roche. Des fantômes de phénocristaux entièrement altérés sont encore visibles. La texture de la roche devait être initialement porphyroïde. Le plagioclase est dominant sur le feldspath sodi-potassique (2/3, 1/3). C'est de l'albite en petits cristaux subautomorphes à automorphes non déformés, faiblement altérés, qui envahissent la trame de la texture grenue. Ce plagioclase correspond à un phénomène d'albitisation. Le feldspath sodi-potassique est perthitique. Les cristaux sont déformés. La roche est pauvre en micas (moins de 5 %). La biotite est en petits cristaux de couleur très foncée (pôle annite) et est partiellement chloritisée. Les cristaux contiennent des inclusions de minéraux radioactifs (zircon, monazite). La muscovite palmée, de cristallisation secondaire, est en faible quantité.

Huit analyses géochimiques ont été faites sur l'ensemble des granites leucocrates. Pour les éléments majeurs, les variations obtenues sont les suivantes (valeurs extrêmes) :

74,0 %	<	SiO ₂	<	78,0 %
14,5 %	>	Al ₂ O ₃	>	12,0 %
1,0 %	<	Fe ₂ O ₃	<	2,0 %
		TiO ₂	=	0,1 %
		MgO	<	0,3 %
		CaO	<	0,4 %
3,0 %	<	Na ₂ O	<	3,8 %
4,0 %	<	K ₂ O	<	5,0 %

Les compositions chimiques placent ces roches leucocrates parmi les granites hyperalumineux sodi-potassiques riches en SiO₂. Les auteurs précédents les avaient baptisés leucogranites, terme impropre à notre avis, suivant la définition de J. Lameyre (1966) et de H. de La Roche *et al.* (1980).

L'ensemble des faciès granitiques présents sur la feuille de Mayenne montre une filiation magmatique globale. Les faciès leucocrates peuvent s'interpréter comme étant le résultat d'une altération hydrothermale lors du jeu des chevauchements hercyniens de direction N60° à N70°E. La disparition des ferro-magnésiens est liée à la réaction de déstabilisation de la cordiérite (cordiérite + biotite → muscovite + quartz + H₂O) et à la chloritisation de la biotite. Ceci conduit à un appauvrissement en Fe, Ti et Mg. La diminution de la teneur en CaO conduit à une recristallisation d'albite avec un léger enrichissement en K₂O et Na₂O (albitisation) (tabl. 1).



Tabl. 1 - Comparaison géochimique entre les différents types de granites

Le magmatisme basique (massifs de Oisseau et du Moulin du Feu)

Deux massifs de roches basiques ont été cartographiés sur le territoire de la feuille de Mayenne. L'un était déjà connu, le massif d'Oisseau (Le Gall *et al.*, 1987), l'autre, le massif du Moulin-du-Feu, a été découvert lors de ce travail de cartographie.

Les différents massifs basiques constituent dans le paysage des collines élevées à versants assez raides. Ces reliefs sont généralement couronnés de bois.

Le massif d'Oisseau ($X = 375$; $Y = 2376,5$), situé au Nord-Ouest de Mayenne et à l'Ouest du village de Oisseau, a une forme allongée (2 km sur 0,750 km) selon une direction $N120^{\circ}E$. Ses contours sont discordants sur la limite entre les granites et les formations briovériennes ce qui montre sa postériorité de mise en place par rapport à ces ensembles lithologiques. Le massif est recoupé par des filons de dolérite orientés $N160^{\circ}E$. Deux granites leucocrates (au Sud de la ferme de la Boulerie (γ_{K}^{L2AL}) et au Nord de la Blandinière (γ_{Na}^{L2AL})) apparaissent au milieu de ces roches basiques. La partie sud du massif ainsi que les filons de dolérite sont recoupés par une faille inverse accompagnée d'écaillles de schistes briovériens.

Le massif du Moulin-du-Feu ($X = 388$; $Y = 2381,5$) est situé à l'Est-Sud-Est de Chantrigné. Il correspond à une petite intrusion dans les granites. Il est de forme ovale (1 km sur 0,5 km), dissymétrique, légèrement allongé selon une direction $N70^{\circ}E$. La bordure sud de l'intrusion est recoupée par une faille inverse NE-SW jalonnée d'ultramylonites dans la vallée du ruisseau de la Vienne.

Le massif du Moulin-du-Feu est constitué en son cœur de diorite quartzique à grain moyen, entourée par une diorite à grain fin. Un faciès de bordure, développé sur la partie sud-ouest de l'intrusion, est constitué par une dacite.

Le massif de Oisseau ne présente pas de bordure à faciès dacitique. En revanche, au cœur, la diorite quartzique à grain fin passe localement à des faciès à grain moyen puis à gros grain, variations en relation avec les conditions de refroidissement.

η . La diorite quartzique à grain fin. La diorite quartzique à grain fin (grain infra millimétrique) constitue le faciès dominant des massifs de Oisseau et du

Moulin-du-Feu. La roche est mésocrate, à texture grenue intergranulaire et hétérogranulaire, sans fluidalité magmatique. Les minéraux ne montrent pas d'orientation préférentielle. Les cristaux de plagioclase, de pyroxène, d'amphibole et de quartz sont identifiables macroscopiquement. Les plagioclases sont en cristaux soit automorphes, dont la taille varie de 1 à 3 mm, en lattes allongées tendant à s'organiser en texture ophitique, soit xénomorphes de cristallisation interstitielle. Leur taille ne dépasse pas alors 0,5 mm. Dans le faciès à grain moyen, les cristaux automorphes sont poëcilitiques. Les cristaux sont plus ou moins bien zonés. Le taux d'anorthite est voisin de 50 % ce qui en fait un labrador. Les cristaux sont légèrement microfracturés. La damouritisation est plus ou moins prononcée selon les individus. Elle est toujours plus intense au cœur des cristaux. Les plagioclases constituent de 60 à 70 % de la roche. Le pyroxène est un clinopyroxène de type augite. Il est en cristaux xénomorphes intercumulus. L'ouralitisation affecte tous les cristaux ce qui conduit à l'apparition d'amphiboles de la famille trémolite-actinote ou d'hornblende verte. Le pléochroïsme est vert-bleu très pâle à incolore. L'augite représente de 2 à 3 % de la roche. La hornblende verte est de cristallisation secondaire. Elle est en plages xénomorphes dont la taille ne dépasse pas 2 mm. Les cristaux sont poëcilitiques. L'amphibole est plus ou moins pseudomorphosée en biotite. Elle est alors entourée de petits cristaux d'opaqes. La hornblende représente environ 15 % de la roche. La biotite est de couleur brun-rouge foncé, ce qui traduit une forte teneur en fer (annite). Elle est de cristallisation tardive et apparaît en auréole autour des cristaux d'amphibole. Biotite et amphibole pourraient alors avoir pour origine la déstabilisation du pyroxène. La proportion de micas est voisine de 5 %. La biotite est partiellement chloritisée. Le quartz, en faible quantité, est en cristaux xénomorphes interstitiels. Il a donc cristallisé à la température eutectique. Les cristaux, dont la taille ne dépasse pas 1 mm, montrent une extinction roulante peu marquée. L'apatite est en inclusion dans l'amphibole et la biotite. Les minéraux opaques sont en cristaux xénomorphes. Ils sont en association avec la chlorite.

η. La diorite quartzique à clinopyroxène et feldspath potassique, à grain moyen. Dans le massif de Oiseau, la diorite quartzique à grain moyen (2 mm) passe localement à un faciès à gros grain (5 mm). La texture est intergranulaire (« doléritique »), hétérogranulaire, à grandes lattes jointives de plagioclase. Le plagioclase est en cristaux automorphes de grande taille (de 3 à 5 mm). Sa proportion peut atteindre 70 % de la roche. Les cristaux sont zonés. Le pourcentage d'anorthite varie de An 50 % à An 60 %, ce qui en fait un labrador. La damouritisation affecte les cristaux en progressant du cœur vers les bordures ou bien le long des microfractures. Le minéral d'altération est de l'hydromuscovite. Des cristaux plus petits, interstitiels, xénomorphes, ont un taux d'anorthite plus faible. Le clinopyroxène (augite) est rare et localisé au cœur des amphiboles. Il n'a été observé que dans le faciès à gros grain où il n'apparaît qu'à l'état de reliques. Sa taille est toujours inférieure au millimètre. L'amphibole est une actinote vert-bleu pâle. Elle a cristallisé dans les espaces interstitiels entre les cristaux de plagioclase. Une épidote apparaît en produit de déstabilisation de

l'amphibole. La biotite se présente en cristaux de petite taille et est chloritisée. Elle est associée à des cristaux d'opacques qu'elle englobe. Il a été observé des reliques d'amphibole au sein des cristaux de biotite. Le quartz est en faible proportion et est toujours interstitiel, en petits cristaux xénomorphes. L'apatite est automorphe. Elle peut être en inclusion dans la biotite. Les opacques sont toujours associés aux minéraux ferro-magnésiens. Ils traduisent la richesse en fer de la roche.

Localement, dans le massif de Oisseau, ces diorites montrent un litage magmatique avec ségrégation des plagioclases et des minéraux ferro-magnésiens. Cette structure magmatique est mise en relief par une altération différentielle des minéraux.

$\rho\alpha^3$. **La dacite.** Le faciès dacitique est uniquement observé en bordure sud-ouest du massif du Moulin-du-Feu où il constitue une fine bande séparant les diorites de leur encaissant granitique (bordure figée). C'est une roche massive, mélanocrate, à texture microlitique porphyrique. Au sein de la pâte vitreuse, les phénocristaux sont représentés par du plagioclase automorphe, de couleur blanc laiteux, de l'amphibole en cristaux noirs automorphes et du quartz automorphe. Le plagioclase est régulièrement zoné ce qui a empêché une détermination correcte du taux d'anorthite. La macle polysynthétique est grossière et irrégulière. Les cristaux sont légèrement damouritisés. L'amphibole est une hornblende brune dont les cristaux sont entourés d'une bordure opaque d'oxyde de fer. La biotite est riche en fer et est chloritisée. Les cristaux de quartz automorphes montrent des golfes de corrosion et des inclusions variées (inclusions fluides ou de biotite, de plagioclase). De nombreux minéraux opaques sont présents. De nombreux fantômes de minéraux sont encore présents dans la pâte.

Géochimie des roches basiques

Les résultats des analyses géochimiques réalisées sur le massif de Oisseau (CP219, CP226 et CP268) placent ces roches dans le champ des diorites quartziques (données analytiques en annexe). Elles appartiennent à une lignée calco-alkaline pauvre en potassium. Les valeurs extrêmes obtenues pour les éléments majeurs sont :

55,0 %	<	SiO ₂	<	60,0 %
19,0	>	Al ₂ O ₃	>	16,5 %
		Fe ₂ O ₃	=	7,0 %
		TiO ₂	<	1,0 %
		MgO	=	3,0 %
5,0 %	<	CaO	<	7,0 %
		Na ₂ O	=	4,0 %
1,0 %	<	K ₂ O	<	1,5 %

L'analyse chimique de la dacite du Moulin-du-Feu (CP376) avec 63 % de SiO₂ et 17 % d'Al₂O₃ confirme la détermination pétrographique. La roche est pauvre en potassium et contient sensiblement autant de sodium que de calcium. Elle est très pauvre en chrome (12 ppm au lieu de 55 à 60 ppm pour les autres roches basiques) et en cobalt (8,8 ppm contre 16,5 ppm) et elle ne contient pas de nickel (0 ppm contre 18 à 22 ppm) ni de cuivre (0 ppm contre 6 à 24 ppm). En revanche, le cadmium est à 0,31 ppm alors qu'il n'apparaît pas dans les autres faciès.

ROCHES FILONIENNES

αγ. Les aplites. Jonin (1981) décrit en Mancellia des filons d'aprites leucocrates à muscovite et tourmaline, dont l'âge de mise en place serait de 525 ± 6 Ma.

Les filons d'aprites sont présents à l'Ouest de Oisseau, ainsi qu'en trois endroits dans la partie sud de la feuille de Mayenne (à l'Est de Marcillé-la-Ville, à la Geslinière à l'Ouest de Jublains et à 1 km au Nord d'Hambers). Ils sont toujours associés à des granites leucocrates à orthose perthitique dominant, à cordiérite et muscovite, à grain moyen (γ_K^{2AL}). Les filons sont orientés de N110° à N120°E et ont une puissance de 2 à 3 m.

Les aprites sont leucocrates, de couleur blanchâtre à jaunâtre. La texture est grenue aplitique, à grain très fin (inframillimétrique) et isométrique. Le quartz est abondant (30 %), en cristaux xénomorphes. Le feldspath est sodi-potassique et à texture perthitique. Il est dominant (35 %) sur le plagioclase (albite ; 25 %). Ce dernier est fortement altéré. La cordiérite est totalement pinitisée et la muscovite, abondante (7 %), est en cristaux disposés en rosettes. De rares grenats sont présents associés à la pinite et à la muscovite. La biotite et la tourmaline sont peu fréquentes (< 1 %). Les textures micrographiques (intercroissance de quartz et de feldspath alcalin) sont fréquentes. Une analyse chimique sur le filon d'aprite situé à l'Ouest de Oisseau a été effectuée (C1554).

Q. Le quartz en filons ou en blocs épars. Le quartz (dénommé « pierre blanche » ou « biseux blanc » dans la terminologie locale), est fréquent sur le territoire de la feuille de Mayenne. Il apparaît en veinules ou petits filons dans le socle cristallin et le Briovérien métamorphique, et en blocs épars de taille très variable (décimétrique à pluridécimétrique) dispersés dans les labours. Les filons sont de puissance décimétrique à plurimétrique, constitués majoritairement de quartz blanc laiteux. Ils se répartissent préférentiellement selon deux directions majeures :

– une direction N60° à N80°E identique à celle des accidents majeurs de Oisseau et de Mayenne (au Nord de Mayenne) ;

– une direction N150° à N190°E correspondant à celle des filons doléritiques dévono-carbonifères auxquels les filons de quartz paraissent structurellement associés.

Deux grandes structures filoniennes quartzzeuses ont été cartographiées à l'Ouest de Mayenne et à environ 1 km au Nord de la forêt de Salair. Ces deux structures quartzzeuses sont sensiblement parallèles, et alignées selon une direction N60° à N80°E.

Le filon nord, visible entre les fermes du Fauconnier et de la Huardière, apparaît démantelé en surface, à l'état de blocs disséminés dans les champs. Ceux-ci sont composés de quartz blanc laiteux localement accompagné de chlorite. De puissance d'ordre métrique, le filon jalonne sur près de deux kilomètres l'accident majeur dit de Mayenne-Nord dont il est certainement contemporain. La présence tout le long de cet accident de blocs épars de quartz (au Nord-Est de la ferme du Grand-Tertre, près de la résidence de Bras, ferme de la Maronnière) permet d'envisager une extension de cette structure quartzzeuse, à l'état de filons ou de lentilles, sur au moins plus d'une dizaine de kilomètres de long.

Le filon de quartz présent au niveau de la forêt de Salair est encore plus important. De puissance plurimétrique (jusqu'à une quinzaine de mètres), il constitue l'armature de la colline de la forêt de Salair. Il fût intensément exploité au cours du siècle dernier (empierrement des chemins), comme en témoignent les nombreuses et profondes excavations encore visibles dans ce massif forestier notamment au niveau du carrefour entre la D 104 et la D 249. Cartographié sur environ 5 km depuis la ferme des Chesnots (au Nord-Est de Fontaine-Daniel) jusqu'à la limite de la carte à l'Ouest (au Nord de la ferme de la Touche), ce filon a été suivi à l'Ouest sur la feuille Ernée sur plus de 4 km de long, toujours selon une direction moyenne N60° à N80°E. En surface, il apparaît en grande partie démantelé, à l'état de blocs décimétriques à métriques (certains dépassant le mètre-cube) sub-en place ou éparpillés sur les pentes et mélangés à des limons et des argiles d'altération.

Le quartz peut se présenter sous plusieurs faciès :

- massif, blanc, grisâtre, verdâtre ou rosé, terne, à tendance mamelonnée caractérisée par une accumulation de couches millimétriques de quartz fibroradié et la cristallisation et l'imbrication, dans les espaces libres, de quartz en peignes en plages centimétriques ; des petites cavités géodiques peuvent y être observées avec de très fines cristallisations de quartz sur les parois. De très beaux cristaux de quartz auraient également été trouvés au niveau de ce filon lors de son exploitation (communication orale locale) ;
- bréchique au niveau des épontes, sous la forme de veinules millimétriques formant un chevelu diffus, envahissant la roche encaissante, et conférant à cette

dernière un aspect « spongieux » très particulier marqué par une multitude de petites cavités dues, en apparence, à une dissolution et altération plus ou moins prononcées des minéraux préexistants. Ce faciès a notamment été observé au Nord de Fontaine-Daniel (échantillons en volantes), en contexte granitique, avec des plages de feldspaths totalement argilisées, et une structure très cloisonnée de la roche probablement liée à une silicification secondaire de celle-ci, contemporaine à postérieure à la mise en place de cette structure quartzreuse (?). Ce filon se distingue très nettement des structures quartzreuses à quartz blanc laiteux, transparent et vitreux, précédemment décrites, par l'aspect très terne et sans éclat du quartz.

Plus à l'Est, des filons de quartz ont été cartographiés entre Aron et Commer, le long de la faille de Jublains jusqu'au bois du Teil, où ils s'organisent en échelons, autour de La Chapelle-au-Riboul ainsi qu'au Nord de la ferme de la Grande Ridellière (X = 399 ; Y = 2372,5). Ces filons constituent des alignements de collines allongées dont les sommets sont couverts de blocs de quartz en pierres volantes. La puissance des filons n'excède pas dix mètres. Il n'a pas été retrouvé d'affleurement en place ni de traces d'anciennes exploitations.

Les arguments de chronologie relative récoltés lors des levés mettent en évidence deux générations de filons de quartz, toutes deux postérieures à la mise en place des formations sédimentaires briovériennes et des granites hyperalumineux sodi-potassiques.

La première génération correspond aux filons orientés N150° à N190°E, parallèles et parfois accolés aux filons de dolérites. Malgré le fait que les relations entre ces filons ne peuvent être clairement démontrées, il paraît logique de considérer que leurs mises en place sont contemporaines au cours du Carbonifère. Ils sont recoupés par les chevauchements et les failles inverses d'orientation N60°E.

La seconde génération correspond aux filons d'orientation N60° à N80°E. Les filons de quartz sont liés au réseau de failles N60° à N70°E affectant ce secteur, structures dans lesquelles ils se mettent en place. Ils sont par conséquent liés au jeu d'âge hercynien à tardi-hercynien de ces accidents. C'est le cas des deux structures quartzreuses identifiées au niveau de la forêt de Salair. Cartographiquement, ces filons de quartz sont sécants sur les filons de dolérite et de quartz de la première génération.

Par ailleurs, les veinules quartzreuses fréquentes dans les cornéennes sont directement liées à la mise en place des massifs intrusifs granitiques au sein du Briovérien. Ceci peut s'interpréter comme le résultat de la circulation de fluides magmatiques riches en silice dans un Briovérien sédimentaire fracturé par l'intrusion granitique.

dβ. Les dolérites, en filons ou en boules éparses. De nombreux dykes doléritiques (dénommé « biseux bleu » en terme local) ont pu être distingués sur cette feuille de Mayenne. À l'exception d'un petit groupe de cinq filons localisés au Sud de Bais, ils apparaissent tous concentrés dans la moitié ouest de la coupure et appartiennent à un vaste champ filonien, connu dans tout le bloc cadomien jusqu'au Trégor et s'étendant depuis Vire au Nord jusqu'à Montsûrs au Sud (à l'Est de Laval). Distants en moyenne de 1 à 1,5 km, ces filons s'alignent selon une direction N160°E dans le massif de Gorrion au Nord-Ouest de la feuille et de N à N10°E en rive gauche de la Mayenne (Charchigné, Saint-Loup-du-Gast au Nord et Aron et Commer au Sud). Aucun filon n'apparaît à l'Est de la faille de Montreuil-Poulay.

Recoupant aussi bien le Briovérien que le socle cristallin, ils sont tronçonnés et décalés par les accidents N60° à N70°E d'âge hercynien à tardi-hercynien. D'une puissance pouvant atteindre jusqu'à une cinquantaine de mètres, ils peuvent pour certains être suivis sur plusieurs kilomètres de long (plus d'une dizaine de kilomètres pour les plus longs). Les dykes les plus représentatifs recoupant les formations briovériennes de cette région sont ceux de Saint-Fraimbault-de-Prières (barrage) - Saint-Loup-du-Gast, remontant au Nord sur Chantrigné au travers du granite, et d'Ambrières-les-Vallées (base de loisirs) - La Haie-Traversaine (carrière en exploitation) avec, pour ce dernier, un bel affleurement en bordure de la Colmont au niveau de la ferme des Haies.

Les filons de dolérite constituent en général l'armature des collines étroites et linéaires. Au sommet de ces reliefs, les filons apparaissent le plus souvent démantelés sous forme d'importants chaos doléritiques *in situ* constitués de blocs pouvant atteindre plusieurs mètres (bois de la ferme de l'Auguisière au Sud de Saint-Loup-du-Gast), ou en boules décimétriques (30 à 50 cm de diamètre en moyenne) disséminées dans les champs et les prés, avec une altération « en pelures d'oignon » très caractéristique. Les sols associés sont de teinte brun-rouge très prononcée et facilement reconnaissables.

Le contact avec les formations encaissantes est souvent observable dans les anciennes exploitations des filons (carrière de La Haie-Traversaine, ferme des Haies, barrage de Saint-Fraimbault-des-Prières). Dans le Briovérien, l'éponte est accompagnée de façon systématique d'une bordure figée finement cristallisée témoignant d'un refroidissement rapide, et d'une augmentation de la taille du grain au fur et à mesure que l'on se rapproche du cœur du filon. La mise en place des filons peut parfois s'accompagner d'un léger métamorphisme de contact, marqué par l'apparition de petites taches dans les faciès silto-argileux (amas chloriteux) de l'encaissant briovérien (20 m de puissance au maximum). Dans les granites, aucun métamorphisme de contact identifiable macroscopiquement n'a été observé.

Les filons sont en général accompagnés de filonnets lenticulaires centimétriques à décimétriques sur plus d'une centaine de mètres de part et d'autre de l'axe majeur au sein de l'encaissant briovérien bréchifié. Dans les granites, les contacts sont francs et aucun chevelu filonien périphérique n'a pu être observé.

Les filons doléritiques sont nettement moins abondants dans l'encaissant sédimentaire briovérien dans lequel ils s'amortissent que dans les massifs granitiques, ceci d'autant plus rapidement qu'ils sont moins puissants. Cela a été observé régionalement sur les feuilles de Landivy et d'Ernée. Ce fait d'observation reflète la différence de comportement mécanique des roches en fonction de leur compétence (le domaine cristallin étant nettement plus cassant que le domaine sédimentaire au moment de la mise en place des filons). Cette observation pourrait notamment expliquer en partie le fait que sur les cartes voisines (Domfront, Mortain, Flers-de-l'Orne, La Ferté-Macé), les synclinaux paléozoïques pourtant plus anciens (Cambrien à Silurien) ne soient pas recoupés par ces dykes doléritiques d'âge dévono-carbonifère supposé. Sur la feuille de Mayenne, aucune relation avec les formations paléozoïques ne peut être observée puisqu'il n'y a pas de filons dans les secteurs où ce sont déposés ces sédiments.

Aucune excavation majeure ou « ancienne marnière » pour l'extraction de « marnes » (Briovérien décomposé enrichi en calcium et fer au contact des filons pour l'amendement des sols) ou de dolérite (empierrement des chemins) n'a été ici observée, contrairement aux secteurs de Domfront et Landivy. Bien que constituant une très belle pierre ornementale, les carrières se refusent à l'exploiter aussi bien pour les granulats qu'en tant que pierre ornementale en raison de son extrême dureté. Signalons également que cette roche a constitué au cours de la préhistoire l'un des matériaux de base pour la confection d'outils, en particulier de haches polies (présentes sur cette zone).

Deux faciès majeurs peuvent être distingués :

- l'un à grain fin à très fin, à texture intersertale, caractérisant les filons de faible puissance et les bordures figées des grands filons ;
- l'autre à grain moyen, à texture sub-ophitique à ophitique, de tendance gabbroïque, caractérisant le cœur des filons majeurs.

Le faciès à grain fin montre des plagioclases en petites lattes, des petites plages de silicates ferro-magnésiens chloritisés et d'opagues.

Le faciès à grain moyen correspond à une roche de couleur vert-sombre à noire. Elle est constituée de plagioclases zonés (andésine, labrador) en lattes enchevêtrées fréquemment altérés en zoïsite, de grandes plages ou d'agrégats de clinopyroxène maclé (augite), bordés de hornblende verte (ouraltisation) qui se

transforme en chlorite, d'hornblende brune, d'aiguilles de trémolite-actinote, de rares cristaux de quartz interstitiel, de calcite, de chlorite secondaire à inclusions de leucoxène et d'épidote, de biotite brune. Les minéraux accessoires sont représentés par de l'apatite automorphe en inclusion dans les cristaux de plagioclase, de rares cristaux d'épidote, de l'ilménite et des minéraux opaques. Ces derniers sont des sulfures à section carrée (pyrite) ou à section losangique maclé (arsénopyrite ?). Le quartz apparaît soit de façon anecdotique, soit formant avec le feldspath des plages micropegmatitiques millimétriques surtout fréquentes au cœur des filons de forte puissance. D'après D. Thiéblemont (1997), de telles figures s'observent couramment dans les dolérites continentales et sont interprétées soit comme des différenciations « *in situ* » du magma basaltique dans la caisse filonienne, soit comme les traces d'une contamination de ce magma par son encaissant. Une hydrothermalisation des faciès encaissants peut également être observée, marquée au niveau des granites par une séricitisation et une adularisation des plagioclases, une chloritisation des biotites avec exsudation de Fe et de Ti, et une pinitisation de la cordiérite. Le faciès à grain fin montre des plagioclases en petites lattes, des petites plages de silicates ferro-magnésiens chloritisés, de leucoxène et de pyrite.

Les filons de Chantrigné (C2403), intrusif dans le granite, et de La Haie-Traversaine (C1430), intrusif dans le Briovérien, ont fait l'objet d'une analyse chimique (données analytiques en annexe). Pour des teneurs en SiO₂ voisines, il y a une grande variabilité des alcalins et alcalino-terreux, une stabilité du fer et un rééquilibrage entre le calcium, le sodium et le potassium. Ces deux analyses sont comparables aux compositions obtenues sur les autres filons doléritiques de la Mancellia (Thiéblemont, 1997 et Le Gall, 1999).

ρ. **Rhyolite.** Initialement cartographiés sur la carte à 1/80 000 Mayenne en microgranite porphyrique, ces filons de rhyolite apparaissent entre Le Horps et Le Ribay (fermes de la Soutivière, la Prioulaie, la Cour), ainsi qu'autour de la ferme de Bonne Fontaine (X = 397,5 ; Y = 2372). Ils sont orientés E-W. Ils sont discontinus, chaque tronçon pouvant être suivi sur plusieurs centaines de mètres. Ils sont intrusifs dans les sédiments briovériens et les granites. Ces filons ont une puissance de 10 à 20 m. La rhyolite est leucocrate, grise à jaunâtre, aphanitique porphyrique, cryptocristalline. La texture est felsitique (cristallites remplaçant la mésostase). Le quartz et les feldspaths apparaissent en phénocristaux subautomorphes millimétriques. Le quartz, parfois en cristaux subautomorphes, montrant des golfes de corrosion, représente 10 % des phénocristaux. Le plagioclase (50 %) qui est de l'albite (An < 10 %) et le feldspath potassique (30 %) sont fortement altérés. Chlorite (biotite entièrement chloritisée), muscovite et minéraux opaques sont faiblement représentés.

Les filons de rhyolite sont fortement diaclasés.

Les résultats de l'analyse chimique du filon de rhyolite situé à l'Ouest du hameau du Ribay (TD096) sont fournis en annexe.

Régionalement, ces faciès sont connus à l'Est (Sillé-le-Guillaume), au Sud (Évron) et à l'Ouest (La Guerche-de-Bretagne). Recoupant aussi bien les granitoïdes que les terrains briovériens, ces intrusions ont par conséquent un âge au moins tardi à post-protérozoïque. Les observations réalisées par G. Mary et R. Giordano (1988) dans le secteur d'Évron permettent d'attribuer un âge hercynien à ces roches dans la mesure où elles injectent les dolomies cambriennes de Neau et surtout, qu'elles recoupent le cortège filonien doléritique mis en place au travers du massif d'Alexain – Deux-Évailles, réputé hercynien.

PALÉOZOÏQUE

Les formations paléozoïques de la carte de Mayenne sont représentées par les séries cambro-siluriennes du synclinal de Villaines-la-Juhel, structure hercynienne qui se prolonge largement vers l'Est (feuille à 1/50 000 de Villaines-la-Juhel, Doré *et al.*, 1986) (fig. 4). En outre, dans l'angle nord-ouest de la carte, à l'Ouest de Saint-Georges-Buttavent, apparaît l'extrémité septentrionale du synclinal de Mayenne représenté ici uniquement par la formation ordovicienne du Grès armoricain. Cette structure hercynienne se poursuit en direction du Sud-Ouest sur la carte d'Ernée puis sur celle de Laval où elle se raccorde au synclinorium du même nom.

Cambrien inférieur

Faute de données paléontologiques, tous les dépôts compris entre la surface de la pénéplaine cadomienne et celle de la transgression ordovicienne (formation du Grès armoricain) sont rapportés au Cambrien (*sensu lato*). Sur le territoire de la feuille de Mayenne, cette couverture sédimentaire présente une épaisseur maximale de 300 m dans sa partie orientale et s'amenuise vers l'Ouest jusqu'à disparaître complètement dans le synclinal de la forêt de Mayenne. Le Grès armoricain repose alors directement sur le socle cadomien. Les dépôts attribués au Cambrien inférieur, appartenant à un cycle unique (Doré, 1972), se composent de deux formations : conglomérats et arkoses à la base, schistes et calcaires au sommet.

k1. Formation des Conglomérats et arkoses (Cambrien inférieur ?) : conglomérats violacés, arkoses et siltites ; microconglomérats quartzeux (250 m au maximum). (k1a : conglomérats ; k1b : arkoses). Sur le flanc nord du synclinal de Villaines-la-Juhel, entre Le Ham et les Bas-Bois, le Cambrien inférieur débute par une puissante formation de

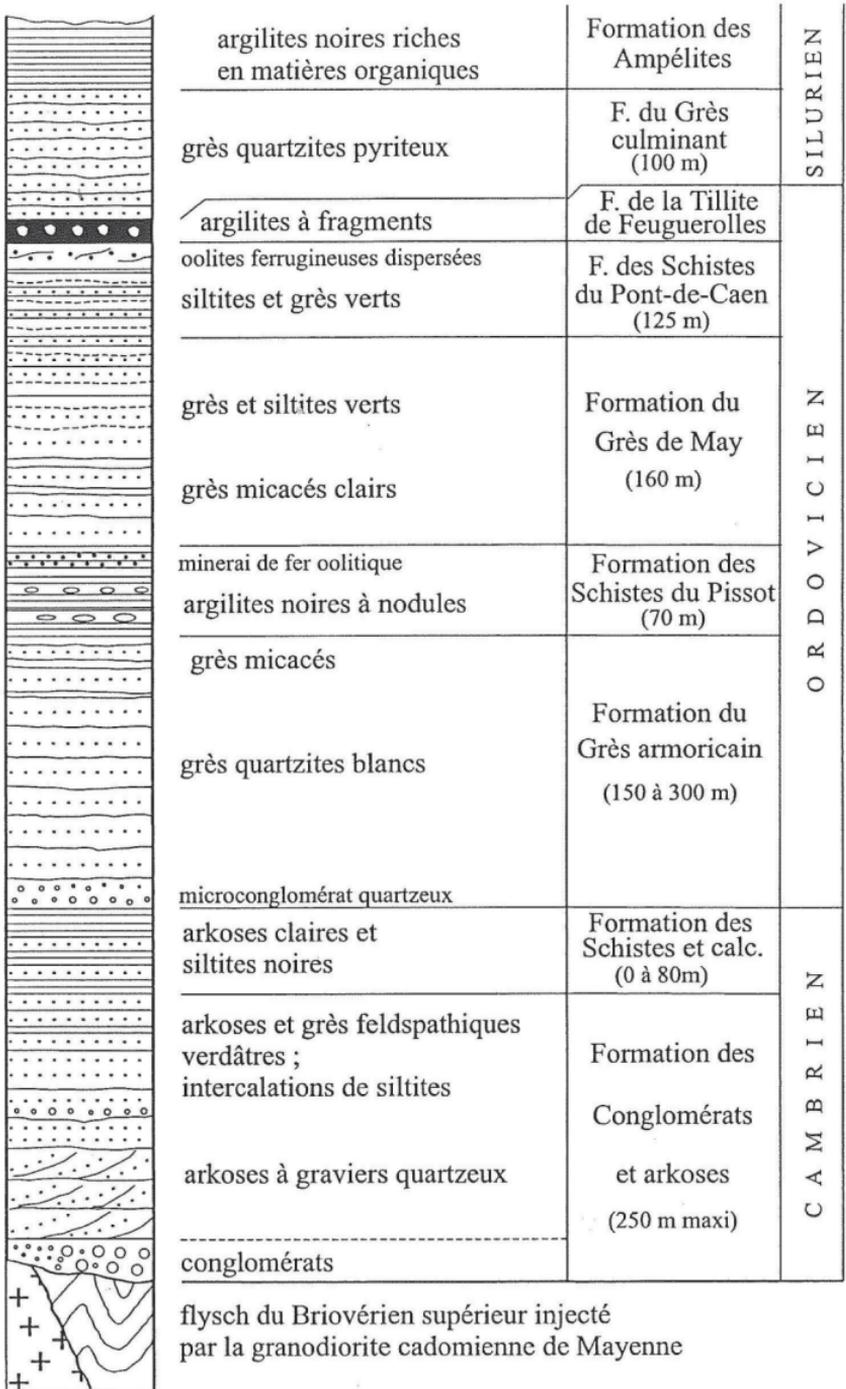


Fig. 4 - Log lithostratigraphique synthétique du Paléozoïque du synclinal de Villaines-la-Juhel

conglomérats et d'arkoses (250 m) reposant en discordance sur les schistes et grauwackes du Briovérien. L'un des rares contacts, repris par la tectogenèse hercynienne, s'observe à l'Est du Ham (le Bas-de-la-Butte) où les conglomérats à galets pugilaires déversés de 80° vers le Sud-Est sont accolés à une série de siltites vertes à graviers de quartz disséminés, attribuée au Briovérien supérieur (b2).

En raison de leur épaisseur et de leur dureté, les conglomérats constituent un relief bien marqué, soulignant la limite du synclinal, comme par exemple à l'Ouest des Bas-Bois (Ker Avray).

Plus à l'Ouest, le Cambrien inférieur est directement en contact avec les granitoïdes. Les premiers faciès rencontrés sont représentés par des arkoses grossières mal litées qui se distinguent difficilement des granitoïdes arénisés et cataclasés (contact tectonique dans la vallée du Buleu au Sud-Est du Val-Marie) jusqu'au développement de lits à galets et graviers de quartz (ancienne carrière à l'Est de la station de pompage de la Pelleterie). Dans cette terminaison occidentale du synclinal de Villaines, les contacts entre les granitoïdes cadomiens et les sédiments paléozoïques sont le plus souvent tectonisés entraînant l'ablation de tout ou partie du Cambrien et de l'Ordovicien et une importante structuration en lentilles tectoniques de toutes dimensions (région du bois de Buleu). La série sédimentaire peut alors se répéter tectoniquement et des lentilles de granite s'intercaler.

La composition du conglomérat a été estimée, à la station de Le Ham, par un comptage réalisé sur 166 galets. Elle s'établit comme suit : grès briovériens non métamorphiques 92,2 %, grès métamorphiques 3 % ; quartz 1,2 % ; rhyolite dévitrifiée 3,6 % (Giordano 1974). Le diamètre des galets atteint 60 à 80 mm au maximum et leurs caractères morphométriques, fort indice d'émoussé (340) pour un indice d'aplatissement égal en moyenne à 2, suggèrent l'intervention d'un stade de façonnement torrentiel.

Les conglomérats épais de 25 à 50 m au maximum (secteur Le Ham – les Marcillés) sont surmontés d'une formation arkosique, puissante de 200 m environ. Elle est constituée à la base par des arkoses grossières violacées ou verdâtres à litage oblique et structures chenalisées. Quelques récurrences conglomératiques à galets et graviers uniquement quartzeux s'y observent. Les plus épaisses, indiquées sur la carte par une surcharge, constituent de petits reliefs tels ceux du Carrefour-du-Bois (Nord du Mont-du-Saule) et de la cote 276 au Nord du Centre (camp militaire). Vers le sommet de la formation, apparaissent des arkoses et grès feldspathiques verdâtres, à grain fin et bien classés, admettant des intercalations de siltites micacées (la Bellangerie, à l'Est de Le Ham). Les grès à litage plan ou à litage oblique arqué contiennent parfois des copeaux de siltites noires (ancienne carrière à l'Est du bois de Buleu ; affleurement en rive gauche du ruisseau de Buleu, au Sud de la carrière pré-citée).

k2. Formation des Schistes et calcaires (Cambrien inférieur ?) : arkoses claires et siltites noires (0 à 80 m). Entre Le Ham et les Bas-Bois, la succession cambrienne se termine par une formation d'arkoses claires et de siltites noires qui disparaît progressivement vers l'Ouest, laissant le Grès armoricain directement transgressif sur les arkoses de base du Cambrien. Cette formation, le plus souvent masquée par les dépôts soliflués issus des reliefs du Grès armoricain, n'affleure que très ponctuellement, en particulier à Bellevue (Est de Le Ham) et en rive gauche du ruisseau des Grésillons, au Sud-Est de la Croix-du-Houx. Plus à l'Ouest, la formation a été reconnue en pierres volantes (Nord du Mont-du-Saule) et lors du creusement d'étangs situés au Sud de la Vaugronnais ainsi qu'au Nord de cette même ferme.

Vers l'Est et le Sud-Est, dans les unités paléozoïques des cartes Villaines-la-Juhel et Sillé-le-Guillaume, cette formation gagne rapidement en puissance (plusieurs centaines de mètres) et contient des horizons carbonatés rapportés au Cambrien inférieur. Ceci explique l'attribution de cette série sédimentaire à la formation des Schistes et calcaires.

Ordovicien

La succession ordovicienne, dont la puissance est de 600 à 700 m, se compose des formations classiques de l'Est du Massif armoricain : Grès armoricain, Schistes du Pissot, Grès de May, Schistes du Pont-de-Caen et Tillite de Feuguerolles.

O2, O2c. Formation du Grès armoricain (Arenig) : grès-quartzites blancs, conglomérats à galets de quartz ; (150 à 300 m). Puissante de 300 m dans la coupe du ruisseau de Villeray au flanc nord du synclinal de Villaines (limite ouest de la carte Villaines-la-Juhel), la formation du Grès armoricain s'amenuise vers l'Ouest où elle ne paraît pas excéder 150 m (bois de Buleu). Malgré tout, cette formation constitue le trait morphologique dominant de la feuille Mayenne, portant les deux plus hauts sommets : le Mont-du-Saule et le bois de Buleu (327 m).

La formation débute partout par plusieurs mètres de bancs à galets et graviers de quartz et rares phtanites (O2c) (anciennes carrières au Sud-Est de Le Ham près du terrain de football). Le corps principal de la formation est constitué de quartzites blancs, stratifiés en bancs massifs demi-métriques à métriques, dans lesquels s'intercalent des passées de siltites et argilites vertes ainsi que des imprégnations lenticulaires de sulfures de type pyrite (carrières des Bas-Bois et de Buleu). Ces quartzites à forte maturité de texture et de composition, renferment plus de 90 % de quartz en grains bien usés, quelques feldspaths altérés et grains lithiques. Les minéraux

lourds se distribuent entre le zircon (de 70 % à 80 %), la tourmaline (de 6 % à 12 %), le rutile (de 6 % à 13 %) et les minéraux accessoires (Doré, 1969).

Les principales figures sédimentaires se limitent au litage plan et au litage oblique de type tempestite (HCS) (point coté 247 au Sud-Ouest de la Landelle). L'ichnofaciès est représenté par des terriers verticaux (*Skolithos*) qui s'observent dans l'ancienne carrière de Buleu ainsi que dans celles situées au Sud-Ouest de Saint-Georges-Buttavent (extrémité nord-est du synclinal de Mayenne). Le sommet de la formation est constitué de quartzites fins à moyens, en plaquettes micacées, alternant avec des siltites jaunâtres qui, sur le territoire de la carte mitoyenne de Villaines-la-Juhel, ont livré une faune de lingules, malheureusement dépourvue de signification stratigraphique.

L'âge de la formation du Grès armoricain est connu avec précision grâce aux études régionales sur les assemblages de chitinozoaires, notamment celles réalisées dans les anciennes carrières de Camp-Français, sur le flanc nord du synclinorium de Laval (Paris, 1981). En l'absence de faune caractéristique, l'âge de la formation est attribué à l'Arénig par association de faciès.

Outre les fréquents affleurements naturels, la formation du Grès armoricain s'observe dans de très nombreuses carrières, souvent à l'abandon aujourd'hui, à l'exception de l'exploitation des Bas-Bois située sur le flanc nord du synclinal de Villaines.

03-4. Formation des Schistes du Pissot (Llanvirn – Llandeilo) : argilites et siltites noires micacées ; minerai de fer oolitique stratiforme (70 m). Ces schistes, anciennement nommés « Schistes à Calymènes » et équivalents de la formation des Schistes d'Urville de la région de Caen, développent une puissance de 70 m dans la coupe du ruisseau de Villeray (feuille Villaines-la-Juhel). Sur le territoire de la carte de Mayenne, en raison de l'épaisse couverture d'altérites et des dépôts de solifluxion, les affleurements sont rares et seul celui de Pétra, à l'Ouest du bois de Buleu, mérite mention. En outre, des argilites et siltites noires micacées renfermant parfois des nodules s'observent, d'Est en Ouest, au Gué de la Boulaie, au Nord de la Pierre-Aiguë et au Nord du Verger. Au sommet de la formation prend place un niveau de minerai de fer oolitique, repéré sous forme de plaquettes minéralisées dans les labours au Nord du Verger et dans le chemin forestier à l'Est de Bellevue (Ouest du bois de Buleu). Les nodules signalés dans la formation ont livré des fossiles (brachiopodes, lamellibranches et fragments de trilobites) dans deux stations, l'une à l'Ouest du Tertre-Martin, l'autre au Sud-Ouest de Pétra. Ces gisements sont à rapprocher de ceux mentionnés anciennement par D. Oehlert (1882) qui notait, sans plus de précision près d'Hardanges, la présence de *Calymene tristani*, *Dalmanites torrubiae*, *Placoparia zippei*, *Bellerophon bilobatus*, *Bellerophon acutus*, *Pleurotomaria sp.*, *Orthis berthoisii* et *Echinospaerites murchisoni*.

L'âge de la formation tel qu'il est défini dans la localité type du Pissot à Domfront s'échelonne probablement de l'Arénig supérieur au Llandeilo (Paris, 1981 ; Robardet, 1981).

04-5. Formation des Grès de May (Llandeilo – Caradoc ?) : grès-quartzites clairs micacés, grès verdâtres à intercalations de siltites noires (160 m). Cette formation, globalement granodécroissante, débute, uniquement dans la partie est de la carte, par des grès-quartzites clairs à muscovite, en général peu épais, (sommets de la butte 301 m au Nord-Ouest de la Salle-Verte). Le faciès dominant, typique de la formation, est représenté par des grès verdâtres finement micacés en plaquettes et des siltites vertes. Celles-ci se développent largement vers le haut de la formation au dépens des grès à l'exemple de la coupe de la route d'accès au Mesnil sur le flanc nord du synclinal de Villaines et de la coupe à l'Est de la Mordantière. Dans cette dernière, une bioturbation s'observe par place dans les faciès de grès verts micacés.

Les faciès gréseux sont généralement constitués de grain fin (150 µm en moyenne) et montrent un bon classement. Le cortège de minéraux lourds se compose de minéraux ubiquistes : zircon (66 %), rutile (30 %), tourmaline (3 %) et minéraux accessoires.

L'absence de faune ne permet pas de fixer la limite entre le Llandeilo et le Caradoc.

05. Formation des Schistes du Pont-de-Caen (Caradoc) : argilites noires et bancs grés-micacés (125 m). Le passage de la formation des Grès de May à celle des Schistes du Pont-de-Caen (anciennement Schistes à Trinucleus) est progressif. Les argilites noires deviennent prédominantes tandis que régressent puis disparaissent les petits bancs de grès micacés verdâtres. Le cortège des minéraux argileux, à base d'illite bien cristallisée et de chlorite, ne diffère pas de celui des Schistes de la formation du Pissot (Le Gall, 1993). Les affleurements des Schistes du Pont-de-Caen sont rares ; le meilleur point d'observation se situe dans un petit chemin au Nord d'Hardanges descendant vers le vallon de la Chapelière, où les siltites noires renferment des nodules ferrugineux de taille centimétrique. De même, des semis d'oolites ferrugineuses s'observent dans des argilites altérées à l'Est du Mesnil-des-Vaux, près de la borne 210 implantée sur les Grès culminants. La présence de tels niveaux minéralisés au sommet de la formation est signalée régionalement, aussi bien dans le synclinal de Villaines (Doré et Le Gall, 1973) que celui des Coëvrons (Le Gall, 1971).

L'âge de la formation du Pont-de-Caen, dans la localité-type, soit au Nord de Domfront est attribué au Caradoc (Robardet, 1981).

06. Formation de la Tillite de Feuguerolles (Ashgill) : argilites sombres à fragments carbonatés dissous et graviers gréseux (10 à 15 m maximum). Définie dans les synclinaux du Sud de Caen (May, Urville, Mortain – Domfront) comme formation d'origine glacio-marine (Dangeard et Doré, 1971 ; Doré et Le Gall, 1972), la Tillite de Feuguerolles a été reconnue plus au Sud, en particulier dans le synclinal de Villaines-la-Juhel (Doré et Le Gall, 1973 ; Doré *et al.*, 1987). Toujours dans cette même structure, mais plus à l'Ouest, la tillite a été découverte lors des levers de la carte Mayenne. Elle se présente sous la forme d'argilites microconglomératiques, non stratifiées et de teinte jaunâtre à l'altération. Les éléments remaniés, largués par les glaces flottantes, étaient surtout de nature carbonatée et leur dissolution totale entraîne l'apparition de trous, caractéristiques de la formation. Les autres éléments rencontrés sont pour l'essentiel des graviers gréseux hérités des formations ordoviciennes (Grès de May et Grès armoricain). L'âge de la Tillite de Feuguerolles est bien cerné régionalement, d'une part grâce aux conodontes des galets calcaires recueillis lors des travaux miniers dans le synclinal d'Urville et qui fixent un âge maximum ashgillien aux dépôts glacio-marins (Weyant *et al.*, 1977), et, d'autre part, grâce aux graptolites contenus dans la formation sus-jacente du Grès culminant rapportée au Llandoverly (Robardet, 1981). Ainsi que mentionné en notice de la carte Villaines-la-Juhel (Doré *et al.*, 1987), la formation de la Tillite de Feuguerolles, bien qu'épaisse au maximum de 10 à 15 m, constitue néanmoins un repère stratigraphique précieux compte tenu des conditions d'affleurement, ce qui justifie d'en positionner avec précision les lieux d'identification.

Flanc nord du synclinal de Villaines : Nord du Cruchet ; talus route du Ham (x = 399,90 ; y = 1077,25) ; le Gué-du-Saule (talus de la D 264 : X = 398,37 ; Y = 1075,60 et chemin forestier X = 398,36 ; Y = 1075,75) ; W-SW des Aunays (angle sud du vallon ; X = 397,35 ; Y = 1075,15) ; Sud-Ouest de la Chapelière (chemin creux ; X = 397,00 ; Y = 1074,95) ; Nord de la Bousterie (talus de la D 147 ; X = 396,50 ; Y = 1075,15) ; Nord du Tertre-Martin (talus de la D 147 ; X = 396,20 ; Y = 1075,15) ; Ouest du bois de Buleu : Ouest de la Mordantière (talus de la D 527 ; X = 685,40 ; Y = 1074,50).

Silurien

Les formations paléozoïques les plus récentes de la carte de Mayenne sont représentées par le Grès culminant auquel succèdent les faciès ampélitiques du cœur du synclinal de Villaines. Plus à l'Ouest, entre les bois des Vaux et de Buleu, seul le Grès culminant a pu être identifié ; le témoin du Silurien ampélitique (S4-3) de la carte à 1/80 000 de Mayenne (Oehlert et Bigot, 1899), coincé le long de la faille de Villaines, n'a pas été retrouvé.

S1. Formation du Grès culminant (Llandovery) : grès-quartzites blancs à gris-sombre pyriteux (100 m). La formation du Grès culminant est épaisse de 60 m dans le flanc nord du synclinal de Villaines (Crennes-sur-Fraubée ; feuille Villaines-la-Juhel). Elle s'épaissit vers l'Ouest pour atteindre une centaine de mètres sur le territoire de la carte Mayenne. Compte tenu de cette puissance, elle joue ici un véritable rôle morphologique en limitant la cuvette ampélique de Villaines-la-Juhel. Le cachet quartzitique de ces grès explique l'implantation de quelques carrières artisanales, toutes abandonnées aujourd'hui, telles celles des Rigadinières dans le flanc nord du synclinal de Villaines ou celles de l'Étandière et de la Gauvillère à l'Ouest du bois de Buleu.

La formation du Grès culminant se compose de grès-quartzites blancs à gris-sombre, finement feldspathiques et stratifiés en bancs décimétriques. La pyrite envahit la masse des grès sous forme de petites taches rouilles ou en gros nodules, souvent dissous à l'affleurement (le Racinay ; flanc sud du synclinal). 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. Ces derniers conservent un net cachet ordovicien avec des concentrations en zircon de 44 %, en rutile de 32 % et en tourmaline de 15 % (Doré *et al.*, 1987).

En l'absence de faune, l'âge du Grès culminant, attribué au Llandovery, découle de celui des formations qui l'encadrent : Ashgillien pour la tillite et Wenlockien moyen pour les ampélites (*cf.* ci-après). En toute rigueur, cet âge pourrait s'échelonner de l'Ashgillien terminal au Wenlockien basal, tout en sachant que dans la région de Domfront, les graptolites recueillis au toit de la formation indiquent encore le Llandovery basal (Robardet, 1981).

S2-4. Formation des Ampélites (Wenlock – Pridoli) : argilites noires. Le cœur du synclinal de Villaines est occupé par une formation d'argilites (et non argiles comme indiqué dans la légende de la carte) noires à cachet ampélique qui correspond à la formation paléozoïque la plus récente de la carte Mayenne. En raison de l'intensité de l'altération, les ampélites se transforment en argiles bariolées plastiques sur lesquelles s'installent des dépressions marécageuses. Aussi, les affleurements naturels de la formation demeurent rares et les lieux d'observation des ampélites font l'objet d'une surcharge sur la carte (1 : ampélites). Ils apparaissent souvent à la faveur de la réfection de fossés en bordure de route comme par exemple au Nord-Ouest d'Hardanges, le long de la D 264 (carrefour point coté 279), et surtout le long de la petite route desservant la ferme de la Salle-Verte au Nord et au Sud du carrefour des Landes. C'est en ces lieux qu'ont été découverts les deux seuls gisements fossilifères de la formation représentée sur cette carte (Robardet, 1981). Le premier qui prend place à la partie tout à fait inférieure des ampélites a livré des graptolites (*Pristiograptus dubius*, *Monograptus flemingii* et *cf. Barrandeograptus*

carruthersi) et quelques bivalves. Le second gisement, plus élevé dans la formation ampélitique, contient une faune assez riche en bivalves et une seule espèce de graptolite (*Pristiograptus dubius*). Ces gisements qui s'ajoutent à celui de la tranchée de Loupfougères (Philippot, 1950, *in* carte de Villaines-la-Juhel, Doré *et al.*, 1987) permettent d'attribuer un âge wenlockien moyen ou supérieur à la partie inférieure de la formation ampélitique. Faute de données paléontologiques, l'âge de la partie supérieure de la formation n'est pas connu et pourrait correspondre au Ludlow voire au Pridoli.

CÉNOMANO-TERTIAIRE

Les dépôts cénomano-tertiaires sont particulièrement développés sur la feuille à 1/50 000 Mayenne. Ils constituent, depuis Chantrigné au Nord jusqu'à Grazay au Sud une bande orientée NNW-SSE d'environ 15 km de long pour 1 à 5 km de large, plus ou moins continue et de puissance plus ou moins importante. Ces dépôts sont majoritairement constitués de sables, de graviers, de galets roulés et, plus localement, de grès silicifiés en dalles. Ils se répartissent essentiellement sur le socle cristallin de Passais – Le Horps et se situent dans la continuité de ceux décrits sur Céaucé au Nord (Domfront, Vernhet *et al.*, 1995). Ils se poursuivent au Sud sur près de 20 km au-delà d'Évron. En dehors de cette « bande », des dépôts importants ont également été observés, sur les granitoïdes de Mayenne et de ses alentours (Saint-Baudelle) ainsi que sur Jublains. Les placages résiduels sont fréquents sur le socle cristallin, à l'Est près de Marcillé-la-Ville et de La Chapelle-Riboul à l'Ouest et au Sud de la forêt de Salair. Sur le Briovérien, de tels placages ont également été identifiés au niveau de petites buttes situées sur la commune de Oisseau (la Croix, la Grange, le Guéret-Vieux) dans la partie nord-ouest de la carte.

La base de cette formation fossilise une paléosurface qui est recoupée par les vallées actuelles. Elle est inclinée vers l'Est jusqu'à la faille bordant la limite orientale du bassin de Chantrigné. Plus à l'Est, cette surface, sur le massif du Horps, est topographiquement rehaussée de plusieurs dizaines de mètres.

Ces dépôts sableux à galets, fréquemment caractérisés par leur coloration rougeâtre à l'affleurement (« Sables et graviers rouges ») ont été attribués dès les premières cartes géologiques (1/80 000 de Mayenne), aux dépôts éocènes et/ou pliocènes par analogie avec les sables et « grès à Sabalites » situés en Val de Loire. Les observations récentes faites régionalement et particulièrement dans la carrière de Glaintin (Nord-Est de Mayenne) permettent d'attester que les sédiments du Crétacé supérieur ont existé localement à la base de ces sables, au sein de chenaux ou de creux à sédimentation argileuse en milieu marécageux reposant directement sur le socle kaolinisé (Cénomaniens inférieurs : argiles à Dinoflagellés et spores ; prélèvements et étude non publiée : R. WYNS,

F. Quesnel, Y. Vernhet, D. Fauconnier ; BRGM, 2004). Dans la carrière de la société Pigeon (ferme des Housseaux), des argiles noirâtres à lignite similaires à celles de Glaintin ont été récemment signalées et échantillonnées (octobre 2005 ; communication orale Pivette). Il apparaît vraisemblable de considérer, qu'en cette zone au moins, les sables et galets se sont déposés à la suite de ces argiles. Choix a été fait de les assimiler *pro-parte* à du Crétacé supérieur (?). Il est aussi possible que tout ou partie des sables à galets soient séparés des argiles cénomaniennes par un hiatus important, et soient alors cénozoïques, de tels faciès étant totalement ubiquistes.

Toutefois, considérer que c'est une partie d'un ensemble détritique alluvial ou fluviomarine du Crétacé supérieur n'est pas contradictoire avec les dépôts du Crétacé supérieur mieux préservés et connus immédiatement plus à l'Est (Estéoule *et al.*, 1986 ; Juignet, 1984 ; Doré *et al.*, 1987 ; Le Gall, Maurizot *et al.*, 1998). On sait aussi, comme dans le bassin d'Apigné, que des glauconitites très riches en microfaune remaniée du Crétacé ont été attestées (Trautmann *et al.*, 1997, feuille de La Guerche-de-Bretagne ; Brabant, 1965). Ces niveaux signalent la présence proche de sédiments marins cénomaniens disponibles et non altérés au moment de leur reprise pour constituer ce remplissage de bassin. Envisager que les grands volumes de sables et galets soient la marque du Crétacé supérieur transgressif et que, ultérieurement, les résidus plus ou moins altérés de ces dépôts aient été repris par les systèmes fluviaux à différents moments du Cénozoïque semble possible. Ultérieurement, la reprise fluviale de tels sables lors de l'évolution tertiaire de la région permet de remobiliser plusieurs fois un tel stock initial de sables issus initialement des quartzs d'altérites. Plus au Sud, dans la région de Laval (feuille Cossé-le-Vivien, Vernhet *et al.*, 2009), ces sables et graviers renferment à différents niveaux, piégés et protégés dans des petits grabens, et sous-jacents ou intercalés dans ces sables, des niveaux argileux à faune du Cénomanien, de l'Éocène ou de l'Oligocène (Thévalles, Saint-Nicolas, etc.). Ces témoins préservés laissent effectivement supposer que ces sables peuvent aussi bien être attribués *pro-parte* au Crétacé supérieur comme à l'Éocène, à l'Oligocène ou au Pliocène, avec plusieurs stades de remobilisation et de dépôt du matériel.

La puissance de ces terrains reste globalement imprécise, en raison du manque de sondages et de coupes. Elle est certainement très fluctuante d'un site à l'autre. Elle est de quelques mètres dans les placages répartis sur la paléosurface à une vingtaine de mètres dans le bassin de Chantrigné et dans la carrière de Glaintin au Nord de Mayenne.

C1-p. Sables, graviers, galets, argiles et indurations ferrugineuses (Cénomanien inférieur à Pliocène ?). En dehors de quelques petites carrières visibles sur Chantrigné, Saint-Loup-du-Gast et de la grande carrière en exploitation de Glaintin (Nord-Est de Mayenne ; société Baglione), la présence de ces faciès se marque, dans les champs, par l'observation de nombreux petits

graviers et galets de quartz de 1 à 6 cm, de sables, associés à des sols plus ou moins sableux en contexte granitique (sables ou arènes granitiques), limoneux (limons loessiques) ou argileux (siltites, altérites du Briovérien).

À l’affleurement, ces formations sont constituées de silts, sables et graviers à structure lenticulaire. Elles se caractérisent par la présence de lamines entrecroisées ou obliques et de structures chenalisantes pouvant atteindre plusieurs mètres de large. Les galets sont essentiellement quartzeux, blancs, gris, à jaunes, de forme émoussée (indice d’émoussé inférieur ou proche de 400) à subarrondie et de taille moyenne comprise entre 1 et 2 cm. Les sables sont fins, grossiers à graveleux, localement silteux, ou très micaçés à paillettes de muscovite, à grains de quartz à faible émoussé. Ils sont de couleur variable, blanchâtres à beiges et ocres à rougeâtres dans la partie supérieure oxydée. Les argiles sont blanches à grises, d’extension restreinte, disposées en poches ou lentilles au sein des faciès sableux.

Description de quelques sablières

La petite sablière de la ferme de la **Faîte de Montgouin** ($X = 391,5$; $Y = 2364,5$) située dans la région de Jublains, permet d’observer de bas en haut sur une hauteur de 3 m (Fitas, 2000) :

– des argiles blanches,

– des sables blancs à graviers de quartz avec des intercalations de sables orangés à traces d’oxydes. Ces sables sont presque exclusivement quartzeux, le quartz étant accompagné de muscovite et de minéraux lourds. 60 % du sédiment est constitué par des graviers de quartz de taille plurimillimétrique, opaques et mats, avec quelques faces arrondies et souvent cassés. 25 % des grains ont une taille comprise entre 0,125 mm et 0,5 mm et sont essentiellement composés par du quartz gras et brillant, anguleux et cassé. Globalement, ces grains de quartz sont modérément à très mal classés ce qui plaiderait en faveur d’une origine fluviale. Dans la partie sommitale de la coupe, ces sables et graviers sont silicifiés et constituent une dalle de grès.

Dans l’ancienne carrière de **Chantrigné** (500 m au Nord de Chantrigné), la puissance totale des dépôts est d’environ 14 m. Le forage réalisé au niveau de la station de pompage aurait traversé des sables sur environ 58 m. La série est ici constituée d’une répétition de niveaux argileux, de sables fins, moyens, à grossiers, ocres, blancs, à beiges, plus ou moins riches selon les horizons en graviers et galets, avec une nette prédominance des séquences positives (Duval, 2000). Accessoirement, quelques passées sableuses plus ou moins indurées et ferrugineuses, dont la puissance n’excède pas 10 cm, peuvent également y être distinguées. La couleur de cet ensemble à sables et graviers évolue progressivement au fur et à mesure que l’on se rapproche de la partie sommitale,

passant d'une teinte blanche-ocre claire à une teinte ocre foncée en rapport avec une ferruginisation prononcée des sables et une cimentation plus développée. Au sommet, l'apparition de « nodules » à matrice siliceuse emballés dans un sable ferrugineux annonce la présence d'une dalle gréseuse silicifiée. La base de la formation n'est plus visible à l'affleurement. Elle correspond à une couche argileuse responsable de la présence de petites mares sur le plancher de la carrière (communication orale du propriétaire). Cet horizon constituerait l'interface entre le socle granitique argilisé et la série détritique sableuse.

Dans la carrière de **Glaintin** (carrière de la société Baglione, à 6 km au Nord-Est de Mayenne), les observations réalisées ont permis de discerner à la base un socle granitique complètement argilisé, kaolinisé avec des argiles blanches, surmonté d'argiles mauves, grises, à noires, à fragments de bois fossiles, puis d'une vingtaine de mètres de sables, graviers et galets en niveaux imbriqués et en structures chenalisantes. Des passées de grès fins à grossiers ferrugineux ou de sables ferrugineux plus ou moins cimentés et quelques passages argileux peuvent être observés à différents niveaux dans cet ensemble de sables et graviers. Des nodules pyriteux y ont également été distingués en particulier dans la partie basale. En revanche, **la dalle silicifiée est ici absente**.

Les observations réalisées en 2001 dans le cadre du lever de cette feuille Mayenne ont permis de distinguer dans ces dépôts plusieurs faciès sédimentaires alternant sur une même coupe :

– un faciès détritique grossier qui représente de 10 à 75 % des faciès rencontrés sur une coupe verticale. La puissance des bancs varie en moyenne de 30 cm à 2 m. Le niveau d'induration est faible à moyen. La granulométrie montre qu'il s'agit d'un gravier très fin et mal classé, la proportion en éléments de diamètre supérieur à 2 mm dépassant les 50 % (moyenne entre 2,97 et 3,93 mm ; médiane entre 3,50 et 5,00 mm). La mise en évidence d'un double mode est susceptible de caractériser deux types d'apports. Ces niveaux présentent généralement un contact érosif avec les horizons sous-jacents, se matérialisant géométriquement par des structures de type pseudo-chenaux. La matrice est, dans le premier tiers, composée d'argiles blanches à grises. Ce type de faciès est caractéristique d'une dynamique de dépôt très agitée, s'effectuant dans un laps de temps relativement court (phénomène brusque, décharge) ;

– un faciès détritique moyen qui représente de 10 à 30 % des faciès rencontrés sur une coupe verticale. La puissance des bancs varie de 10 cm à 1 m. L'induration est nulle à moyenne. Il est composé d'un sable grossier avec une moyenne granulométrique comprise entre 0,81 mm et 1,95 mm et une médiane se situant entre 0,76 mm et 1,95 mm. Il apparaît mieux classé que dans le faciès précédent, mais conserve comme ce dernier, une courbe de fréquence à deux modes (0,63 mm et 0,315 mm). La dynamique de dépôt de ce type de faciès est caractéristique d'un milieu de sédimentation peu agité à agité. Très peu de figures sédimentaires y ont été observées. On

signalera la présence de quelques lamines obliques, de passées indurées très ferrugineuses et de quelques horizons grossiers interstratifiés ;

– un faciès détritique fin qui représente de 0 à 40 % des faciès présents sur l'ensemble des coupes. La puissance des bancs est relativement faible. Elle varie de 10 cm à 1 m. L'induration est nulle à faible. Il est composé d'un sable moyen dont 90 % des éléments ont un diamètre inférieur à 1 mm. Le sable est généralement bien classé (un seul mode) avec une moyenne comprise entre 0,32 mm et 0,44 mm et une médiane oscillant de 0,29 mm à 0,36 mm. Quelques lamines obliques et galets mous d'argiles peuvent perturber la monotonie de ce dépôt. Quelques lits centimétriques de graviers interstratifiés peuvent y être observés. Ils correspondent à des petites décharges ponctuelles plus dynamiques dans le milieu. Ce faciès est typique d'une dynamique de dépôt calme (fin de séquence transgressive), marquée notamment par l'absence de base érosive ;

– des argiles qui n'apparaissent, en dehors de la partie basale, qu'à l'état de petits lits, de lentilles ou de blocs centimétriques à décimétriques (« galets mous »). Elles peuvent être observées en intercalations à tous les niveaux de la série sablo-graveleuse. D'une puissance n'excédant pas 30 cm, les argiles ne représentent que 4 % au maximum des faciès présents sur les coupes. Elles se distribuent préférentiellement à la base de structures chenalisantes. Ces argiles entrent également dans la composition des différents faciès sédimentaires fins à grossiers déjà décrits, dans des proportions variant de 2 % à 20 %. En revanche, ces niveaux argileux sont extrêmement puissants à la base de la série, au contact du substratum (jusqu'à une vingtaine de mètres d'après les exploitants des carrières) et composés d'argiles grises à blanches, très soyeuses et douces, à kaolinite (de 14 % à 52 %) et illites (de 48 % à 86 %). Ces argiles de base correspondent en majeure partie aux argiles d'altération des granitoïdes ;

– des niveaux « indurés » à ciment ferrugineux qui sont relativement fréquents dans la série, notamment au niveau des faciès détritiques sableux moyens à grossiers. D'une puissance n'excédant pas 50 cm, ces niveaux ocre-rouille sont, dans la carrière de Glaintin, composés de quartz (jusqu'à 60 %), de feldspath (10 %), de biotite (5 %), de chlorite (5 %) et de fragments de granite (15 %), emballés dans un ciment ferrugineux ;

– des niveaux « indurés » à pisolites qui sont essentiellement constitués de pisolites (15 %) et d'éléments quartzeux (10 %) emballés dans une matrice siliceuse très abondante de type « résinite », brun-clair à brun foncé. Ces roches, de faible densité, caractériseraient un épisode de silicification et de ferruginisation.

Des échantillons des différents faciès prélevés dans la carrière de Glaintin par F. Quesnel, R. Wyns et Y. Vernhet ont fait l'objet en 2004 d'analyses par diffractométrie RX (Pédroletti ; BRGM, 2004 ; cf. annexe 2). Ces analyses ont donné les résultats suivants :

- les niveaux de grès grossiers ferrugineux sont composés de quartz, de goethite, d'illites, de micas, et de kaolinite ;
- les argiles mauves situées près du socle granitique sont constituées de quartz, de plagioclase et de microcline en traces et d'une phase phylliteuse faible représentée par environ 11 % de micas/illites, 2 % de pyrophyllite et de 87 % de kaolinite ;
- les argiles noires présentent les mêmes constituants minéralogiques avec cependant une phase phylliteuse moins riche en kaolinite (77 %) mais à smectite (11 %);
- des argiles grises dont la phase phylliteuse est à 15 % de smectite, 18 % de micas/illite, 1 % de pyrophyllite et 66 % de kaolinite ;
- les nodules à pyrite sont composés de quartz, de pyrite, de rhomboclase, de szomnokite et dépourvus de phase phylliteuse ;
- les altérites des granitoïdes renferment du quartz et une phase phylliteuse à 24 % de micas/illite et 76 % de kaolinite.

C'est dans les argiles noires prélevées dans la carrière de Glaintin, au-dessus du contact avec le socle cristallin, qu'ont été décelés en abondance des dinoflagellés attribués par D. Fauconnier à l'Albo-Cénomanién (BRGM ; 2004 ; cf. annexe 1).

e-g?. Les dalles de grès silicifiés (silcrètes ; Éocène probable). Les grès silicifiés se sont localement développés à n'importe quel niveau au sein des sables et graviers et parfois en constituent le sommet à l'affleurement. Les points d'observation les plus remarquables se situent au Nord de la feuille de Mayenne, au niveau des anciennes carrières de Chantrigné, notamment près de la ferme des Housseaux (au Sud de Chantrigné), au niveau de la carrière de la société Pigeon (autorisation préalable à toute visite) et au Sud-Est de Mayenne dans la région de Jublains dans la sablière de la ferme de la Faîte-de-Montgouin (X = 391,5 ; Y = 2364,5). Dans cette dernière, la dalle silicifiée s'est développée dans les sables blancs à graviers de quartz reposant sur des argiles de base blanches. La dalle peut avoir une puissance de 1 à 2 m et atteindre plusieurs dizaines voire centaines de mètres d'extension. Le démantèlement de la dalle gréseuse fournit des blocs pouvant atteindre 2 à 3 mètre-cubes.

Blancs à beiges, les grès se présentent sous différents faciès silicifiés : faciès sableux grossier hétérogène, gravillonnaire à éléments plurimillimétriques à centimétriques essentiellement quartzeux arrondis et allongés, ou faciès fin sacharroïde à cassure lustrée. Les grès sont 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 fréquemment notée.

Dans la carrière de Chantrigné, 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 %).

La position de la ou des dalles de grès montre que cette grésification correspond donc à un événement postérieur au dépôt des sables et graviers. Le ciment peut être lié à des précipitations au niveau du battement de paléonappes phréatiques. Ces grès avaient été attribués à l'Éocène par analogie avec les grès à Sabalites. Cependant, du fait de leur position sécante dans la formation, ces dalles de grès ne peuvent être prises comme un niveau stratigraphique repère.

S. **Silicifications calcédonieuses (Éocène-Oligocène ?)**. Dans les environs de Jublains, un faciès silicifié type « meulière et calcédoine » a été décrit au niveau de la ferme du Bas-Crué (Fitas, 2000). Ce faciès à calcédoine dit « résinite » apparaît, en lame mince, constitué de nombreux pisolites vadoses de taille millimétrique à centimétrique à traces d'oxydes de fer, de silex centimétriques, de grains de quartz anguleux inframillimétriques à millimétriques et de rares feldspaths millimétriques. Les pisolites incluent fréquemment des grains de quartz anguleux d'origine fluviale et apparaissent régulièrement remaniés et silicifiés dans une deuxième génération de pisolites. Ceci permet d'envisager (?) ici l'existence d'au moins deux paléosols.

ΔΔ. Galets éolisés (« dreikanter »). Les « dreikanter » sont des galets de forme pyramidale à trois côtés dont les facettes ont été façonnées par les vents de sables. Ils ont été trouvés dans les labours au niveau des placages de sables, graviers et galets céno-mano-tertiaires. Ils sont particulièrement fréquents au Sud-Est de Mayenne. De nature diverse, certains de ces galets éolisés sont constitués par des fragments des dalles silicifiées.

QUATERNAIRE ET FORMATIONS SUPERFICIELLES

Formations résiduelles d'altération superficielle

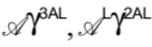
Les altérites sont représentées sur cette carte par la lettre *S* précédant la notation d'origine et une teinte atténuée par rapport à celle de la formation non altérée.

Les parties basales des profils sont accessibles sous les formations superficielles quaternaires, dans les bas de versants. On y retrouve, quelque soient les faciès, des formes d'altération chimique (arènes, argilisation) situées au-dessus de roches de moins en moins altérées puis des niveaux à forte densité de fissuration (Wyns, 2003) avant d'atteindre une roche-mère peu ou pas altérée comme le montrent les sondages en BSS (Banque de données du Sous-Sol). Les granitoïdes fournissent des arènes sur de faibles épaisseurs sur les parties hautes

de la topographie. En fond de vallée, les cours d'eau coulent directement sur la roche indurée en place. Les schistes génèrent des altérites argileuses avec des fragments de roches plus saines en profondeur. Seuls les Grès armoricains, chimiquement très homogènes (quartz) ne montrent pas de forme d'altération importante. On notera que même pour ces faciès, il est signalé en forage des grès altérés (délitage en petits blocs, désagrégation du grès). Ce qui signifie que les Grès armoricains n'ont pas échappé aux altérations météoriques post-hercyniennes dans cette région.

L'âge de ces altérites est cénozoïque et antérieur aux froids quaternaires, même si l'altération continue à se poursuivre lors des périodes de climat humide en début de glaciation notamment. Des profils dont l'âge initial serait Crétacé inférieur (ou plus ancien) pourraient subsister « sous » les sables et galets présumés Crétacé supérieur qui ont permis leur conservation. Les profils d'altération météorique les plus complets, c'est-à-dire les moins démantelés par l'érosion récente, montrent des horizons à matrice kaolinique en sommet de coupe.

Depuis les premiers froids périglaciaires (vers 2,5 Ma), et peut-être avant au cours du Néogène et en moindre intensité, l'érosion des versants a été importante. C'est surtout lors des changements climatiques (transition glaciaire-interglaciaire) que les versants ont vu transiter des matériaux vers les rivières. Le sommet des profils d'altération a été « scalpé » lors de ces phases. Les horizons argilisés et rouges sommitaux apparaissent désormais en reliques quand ils sont encore visibles.

 **Les arènes sur granitoïdes cadomiens.** Les arènes sont plus ou moins présentes sur l'ensemble du massif cristallin. Elles résultent de l'altération des différents faciès granitiques identifiés sur cette zone. Dans le lit du réseau hydrographique, la roche saine affleure fréquemment du fait de l'érosion actuelle. Sur les versants et les parties hautes de la topographie, les granitoïdes apparaissent également en de nombreux endroits. Sur l'ensemble de la région, la roche saine affleure le plus souvent au fond des fossés lorsque ceux-ci ont été curés ce qui montre que l'épaisseur arénisée conservée est souvent très faible (inférieure au mètre). Cette observation est confortée par la mise en surface de blocs sains lors des labours.

Dans la plupart des cas, l'origine des altérites issues des granitoïdes est facilement identifiable. Ces arènes correspondent à des sables grossiers, beiges, jaunâtres, à brun-rouge avec des grains de quartz, de feldspaths altérés, argilisés, blanchâtres, et des micas en paillettes (muscovite et biotite chloritisée). Ces profils passent en profondeur à des faciès plus hétérométriques, avec des fragments de granitoïde altéré, généralement en boule de quelques décimètres à plus de 3 m de diamètre, et de petits blocs filoniens de quartz. L'altération de ces roches est généralement plus développée au niveau des joints et des diaclases qui

les affectent et qui facilitent la circulation des eaux météoriques. Ces « altérites de socle » sont également bien développées sous le remplissage des bassins sédimentaires dont la base est d'âge crétacé. L'altération y est marquée par une forte argilisation des différents faciès cristallins. Ces sables grossiers plus ou moins argileux selon le degré d'évolution, sont soliflués et colluvionnés sur les versants (fauchage généralement intense) et selon les zones, plus ou moins étroitement mélangés aux formations superficielles sus-jacentes telles que les loëss anciens. Ils participent à l'alimentation des formations de versants et des formations alluvionnaires, leur mobilisation ayant eu lieu lors des phases froides du Pléistocène. L'état actuel correspond à celui de la dernière glaciation, pendant le Weichsélien.

Ab2. Les altérites de formations briovériennes. Les altérites des formations briovériennes (argiles et silts) sont très sensibles à l'érosion. Les zones érodées correspondent à des vallées largement entaillées. De ce fait, dans ces dépressions topographiques, les schistes briovériens peuvent apparaître moins altérés. En fait, on se situe simplement plus bas dans le profil d'altération de ces roches sans pour autant avoir atteint le niveau où la roche est saine. Ces altérites sont présentes systématiquement dans les dépressions constituées par les « schistes tachetés » (dépression du ruisseau de la Pichonnière au Sud de Saint-Georges-Buttavent).

La puissance de ces altérites est très variable, d'ordre métrique, pouvant atteindre ponctuellement jusqu'à une dizaine de mètres. En dehors des secteurs en dépression, ces formations apparaissent également alignées de part et d'autre des grands couloirs de failles, zones au niveau desquelles l'altération des roches est accentuée en relation avec une fracturation plus prononcée des roches facilitant la circulation des eaux météoriques. Quelques horizons altéritiques sont également observables dans l'environnement immédiat des formations détritiques à galets du Tertiaire et du Pliocène.

Selon le degré d'altération et d'identification du substratum, deux notations ont été introduites pour les altérites des terrains briovériens. La notation (Ab2) caractérise des altérites très évoluées, pour lesquelles l'identification du substratum primaire n'a pu être précisée en raison de l'argilisation très prononcée de la roche. Les notations (Ab2S, Ab2G, Ab2SS) sont utilisées pour marquer des altérites moins évoluées (stade de la fragmentation), pour lesquelles la présence de fragments de siltites ou de grès a permis de différencier le substratum primaire (siltites, argilites, grès, métamorphisés ou pas).

Les grauwackes du Briovérien se décomposent en fragments pluricentimétriques à centimétriques de couleur gris-beige à beige, se dégradant progressivement pour donner des sables à grain moyen à fin, en général très argileux. Les siltites et argilites se débitent en plaques puis plaquettes gris-beige à bleu-verdâtre, devenant de plus en plus tendres et molles, argileuses. Elles

peuvent constituer un limon gris à rouge très argileux, difficile à distinguer à l'œil nu des limons lessiques présents dans la région.

Les cornéennes sont, de part leur texture, nettement plus résistantes à l'altération et se désagrègent en éléments pluri-centimétriques à centimétriques donnant progressivement des sables plus ou moins argileux selon la nature initiale de la roche (siltite, grès) et des limons, le tout localement chargé en fragments de quartz. L'altération des différents minéraux ferromagnésiens, des sulfures et oxydes de fer présents dans ces roches se traduit par une importante libération de fer conférant à ces terrains une coloration rougeâtre très caractéristique. À la sortie sud de Châtillon-sur-Colmont, le talus de la D 248 au droit du terrain de sports présente un bel exemple de l'état d'altération très poussé de faciès de transition entre les cornéennes qui constituent la crête sur laquelle est établie l'agglomération et, vers le Sud, les schistes tachetés.

Dans tous ces cas, on retiendra que le sommet des profils d'altération sur schistes est aussi érodé. Cette évolution a été intense dès le début des froids périglaciaires, vers 2,5 Ma, et s'est poursuivie tout au long du Pléistocène lors de chaque cycle climatique froid. Le processus majeur dans cette région est le fauchage dû au gel-dégel qui mobilise les matériaux de surface sur les versants vers les rivières.

Autres altérites (non cartographiées)

D'autres niveaux d'altérites ont également pu être observés sur la feuille de Mayenne notamment au niveau du Paléozoïque et des filons doléritiques. Ces altérites n'ont pas été prises en compte dans la mesure où elles apparaissent globalement peu développées.

Les formations paléozoïques donnent des altérites sensiblement identiques à celles du Briovérien, à savoir très argileuses et fines, beige-clair, ocre, blanchâtres ou bariolées, pour les formations silteuses et ampélitiques, sablo-argileuses à blocs et cailloux pour le Grès armoricain, et sablo-argileuses à galets pour les conglomérats de base du Cambrien.

Les dolérites donnent naissance à des terrains argilo-sableux de couleur rouge proche de celle visible au niveau des cornéennes, mais caractérisés par la présence d'éléments de dolérite en boules.

Ces altérites sont plus ou moins érodées, solifluées et colluvionnées sur les pentes. Elles alimentent les différentes formations superficielles présentes sur cette feuille.

Ils peuvent être observés sur la majeure partie des pentes bordant les reliefs, que ce soit au niveau du socle cristallin, du Briovérien, notamment des cornéennes, ou du Paléozoïque. Les horizons de heads les plus représentatifs restent cependant ceux développés sur les pentes cernant les crêtes paléozoïques, que ce soit au niveau de la forêt de Mayenne à l'Ouest ou sur les bordures nord et sud du synclinal de Villaines-la-Juhel à l'Est (régions du Ham, d'Hardanges). Ces formations considérées comme étant d'âge essentiellement weichsélien (dernière glaciation, Pléistocène supérieur), se sont mises en place sous climat périglaciaire. Elles sont, dans l'environnement des grès paléozoïques, constituées d'une accumulation de blocs hétérométriques de grès-quartzites, de taille décimétrique à métrique, provenant du démantèlement par gélifraction des barres de grès. Ces blocs sont emballés dans une matrice argilo-sableuse brunâtre à ocre et plus ou moins remaniés avec les altérites du substratum et les éventuels limons lœssiques. Le déplacement des blocs reste en moyenne limité, de l'ordre de 10 à 50 m au maximum. L'épaisseur de ces horizons peut atteindre ponctuellement plusieurs mètres.

Ce type de formation est également observable au niveau des zones à fort relief associées à des cornéennes, des filons doléritiques ou des filons quartzeux. Les accumulations, dispersées sur les pentes, sont composées de cornéennes, de dolérites ou de quartz dont les éléments sont de taille variable (de décimétrique à métrique) et pris dans un emballage argileux brun-jaunâtre. C'est en particulier le cas pour le filon de quartz de la forêt de Salair, complètement démantelé en surface et à l'état de nombreux blocs dispersés sur les pentes et pris dans un emballage argileux brun-jaunâtre (SQ). Le démantèlement des horizons du Pliocène, situés en sommet de collines, donne également lieu à un important épandage de galets sur le flanc de ces dernières (SG). Enfin, les blocs de grès silicifiés du Tertiaire (?) (Se-g) peuvent également être observés sur les pentes, en contrebas des grandes dalles.

C. Les colluvions de versants indifférenciées : limons argilo-sableux ou sablo-argileux à débris lithiques divers. Les colluvions correspondent à des dépôts à granulométrie dominante fine (silts et argiles). On les rencontre en bas des versants ou dans de petites dépressions. Elles ennoient la topographie du versant et empêchent fréquemment de connaître la nature du substrat rocheux local. Ces colluvions se sont en partie mises en place au cours de l'Holocène (« érosion des sols ») ou lors des phases froides du Pléistocène supérieur. Elles résultent du remaniement sur pente des différentes altérites, mais également, lorsqu'ils sont présents, de limons lœssiques. Elles sont constituées d'une matrice fine dominante (silt et argile) lessivée peu à peu. Lorsqu'elles présentent aussi un mélange de fragments lithiques de nature dépendant du substratum à proximité (sédiments briovériens ou paléozoïques, socle cristallin, ou sédiments plus récents), de cailloux, de blocs, de galets (remaniement du Tertiaire, du Pliocène ou d'anciennes terrasse fluviatiles), de sables, limons, ou d'argiles (pseudogley) mis en place par solifluxion et ruissellement, ces

« colluvions » sont en réalité des dépôts périglaciaires apparentés aux « heads » mais dont la majeure partie des composants est de granulométrie fine. La puissance de ces formations, en moyenne inférieure au mètre, peut localement atteindre 2 à 3 m en bas de versant, à proximité du fond de vallée (vallée du ruisseau de la Pichonnière au Sud de Saint-Georges-Buttavent).

Les colluvions (sens strict) sont mises en place par ruissellement diffus, phénomène qui s'est accéléré depuis l'intervention de l'homme sur le paysage et sa couverture végétale.

Trois principaux types de colluvions ont été ponctuellement distingués en fonction du contexte pétrographique :

- des colluvions sablo-argilo-limoneuses issues du remaniement d'arènes granitiques, d'altérites grauwackeuses du Briovérien, ou d'altérites gréseuses du Paléozoïque ;
- des colluvions limoneuses provenant du remaniement des lœss et des altérites silteuses du Briovérien ou du Paléozoïque ;
- des colluvions argileuses à galets, dans l'environnement des sédiments fluviatiles anciens à sables et galets.

Formations éoliennes

Œy. Lœss weichséliens-wurmien (Pléistocène supérieur). Sur la feuille de Mayenne, les lœss à doublets sont moins développés que sur les régions situées plus au Nord (feuilles de Domfront ou Landivy). Localement, leur puissance peut atteindre 2 à 3 m notamment sur les communes de Chantrigné et d'Ambrières.

Les lœss correspondent à une accumulation de fines particules minérales. Régionalement, ces sédiments proviendraient en partie, du fond du golfe normano-breton suite au démantèlement de la tange de la paléobaie du Mont-Saint-Michel qui s'est trouvée exondée au cours du Weichsélien (Lautridou, 1991). Ces particules auraient été transportées par les vents d'Ouest qui dominaient à l'époque. Toutefois, Mayenne est une région éloignée de ce « bassin lœssique » de la baie du Mont-Saint-Michel.

La répartition de ces faciès reste cependant très inégale, étroitement conditionnée par la morphologie du paysage, les dépôts les plus importants étant majoritairement localisés sur les sommets et les versants est des collines, ainsi qu'au niveau des zones en dépression telles que celle située entre Mayenne, Saint-Georges-Buttavent et Oisseau. Toutes ces zones correspondent principalement à des sites de pente nulle ou très faible, et aussi à des secteurs situés plutôt à l'abri des vents d'Ouest, au niveau desquels les fines particules

argilo-sableuses transportées au cours du Weichsélien ont pu s'accumuler. Ces dépôts se situent dans le prolongement des importants dépôts lœssiques reconnus à l'Ouest dans les secteurs de Saint-Hilaire-du-Harcouet, Avranches, Granville et du Mont-Saint-Michel (nappe des lœss du Bocage normand).

Ainsi qu'il a été constaté plus au Nord sur la feuille de Domfront, on assiste en se déplaçant vers le Sud-Est, à une nette réduction de la puissance et de l'extension de ces dépôts. Ponctuellement, l'existence d'accumulations lœssiques encore relativement puissantes (1 à 2 m) dans la partie est de la coupure permet d'envisager une source d'alimentation plus locale. Elle serait liée à des fonds de vallées fonctionnant en régime périglaciaire pendant les périodes glaciaires (Lautridou, 1985). Ces lœss pourraient notamment trouver leur origine dans le démantèlement des faciès altéritisés fins et silteux du Briovérien.

Ces dépôts non carbonatés sont homogènes, bruns à brun-jaune et sans structure apparente. Du point de vue minéralogique, ces lœss à doublets (cf. feuilles Landivy et Domfront) sont composés de quartz, majoritaire (sauf au-dessous de 2 μm), accompagné de quelques débris de feldspaths (plagioclase et microcline, dans la fraction supérieure à 20 μm) et de quelques paillettes de muscovite (dans les fractions 2-20 μm et 50-200 μm), de biotite et de chlorite. La granulométrie est typiquement éolienne avec une médiane vers 25 μm , une fraction 2-50 μm nettement dominante et une courbe cumulative en sigmoïde (Lautridou, 1985). La teneur en argile varie entre 12 et 20 % (kaolinite dominante, illite, vermiculite et chlorite). La fraction sableuse est essentiellement composée de sables fins et reste inférieure à 15 %. Ces dépôts renferment également des minéraux lourds, principalement de l'épidote (40 à 50 %) et de l'amphibole (15 à 25 %), et plus accessoirement du zircon (3 à 9 %), du rutile (1 à 4 %), de l'anatase (5 à 11 %) et de la tourmaline (7 à 14 %). Cette association épidote-amphibole est caractéristique d'un apport marin du fond du golfe normano-breton.

Les placages figurés sur la carte caractérisent des niveaux lœssiques sains, quasiment non remaniés avec le substratum sous-jacent et par conséquent, étant donné la profondeur des labours dans la région (0,20 à 0,30 m), d'une puissance minimale de 0,50 m. Ces terrains, dénommés également « terre douce » ou « pleine-terre » dans la région, sont bien évidemment très recherchés pour l'agriculture, mais ont pu être également localement exploités artisanalement pour la poterie ou les colombages.

Formations alluviales

Fv, Fw, Fx. **Alluvions fluviales grossières (Pleistocène)**. Plusieurs terrasses alluviales ont pu être observées sur cette coupure, essentiellement

localisées en bordure de la rivière Mayenne. Quelques dépôts alluviaux ont également pu être distingués le long des rivières Colmont et Aron. Ces sédiments sont essentiellement constitués de sables, de graviers et de galets issus de l'altération des différents terrains présents dans cette région à savoir les siltites et grès protérozoïques ou paléozoïques, les filons de quartz et de dolérite, les granitoïdes et les sables et galets du Cénozoïque. Ces dépôts sont les vestiges de formations alluviales étagées, plus ou moins remaniées et démantelées, d'épaisseur en apparence réduite (d'ordre métrique), mises en place par les rivières Mayenne, Colmont et Aron au cours du Pléistocène. Elles s'étagent topographiquement sur une quinzaine de mètres en moyenne.

La distinction sur le terrain entre ces différentes terrasses reste délicate à établir en raison de la similitude des différents constituants les composant, des phénomènes de solifluxion les affectant, engendrant une contamination d'une terrasse à l'autre, et du faible décalage altimétrique les séparant. Cette difficulté est également accentuée par la présence régulière sur cette feuille Mayenne des importants dépôts cénozoïques à sables et galets, également à caractère fluvial. La distinction cartographique telle qu'elle est ici présentée est essentiellement basée sur les observations de terrain et l'individualisation de zones de replats.

Trois niveaux de terrasses ont pu être individualisés au niveau des bassins de la Mayenne, de la Colmont et de l'Aron :

– Fv : ces alluvions fluviales périglaciaires du Pléistocène inférieur sont les plus anciennes et situées en position haute. Cette formation alluviale a été observée au Nord de La Haie-Traversaine, entre 15 et 20 m au-dessus du cours actuel de la Mayenne. De puissance d'ordre métrique, elle est composée de sables et surtout de nombreux galets et blocs roulés brun-jaunâtre de Grès armoricain, dispersés sur le sommet de la colline ;

– Fw : ces alluvions constituent les terrasses alluviales périglaciaires intermédiaires (de + 10 m à + 15 m au-dessus de la Mayenne et de la Colmont). Un âge pléistocène moyen (pré-saalien) leur est attribué. Elles sont constituées par un épandage de sables et de galets. Les blocs brun-jaunâtre de Grès armoricain sont en revanche nettement moins fréquents. Ces terrasses sont principalement représentées le long du cours de la Mayenne ;

– Fx : les alluvions fluviales périglaciaires saaliennes se sont déposées sur une surface en pente douce, descendant de + 10 m à + 5 m au-dessus des cours de la Mayenne, de l'Aron et de la Colmont jusqu'à la plaine alluviale actuelle (Fz). La composition de ces alluvions reste à tout point de vue identique à celles décrites précédemment (Fw, Fv), essentiellement caractérisée par d'importants épandages de galets dans les champs.

Fz. Alluvions fluviales récentes (Holocène). Les alluvions récentes sont nettement limoneuses à argilo-sableuses, en général peu puissantes (de 1 à 2 m),



Fig. 5 - Gravimétrie : répartition des points de mesure sur les feuilles de Mayenne et d'Ernée

et d'extension moyenne n'excédant pas 200 m de large. Quelques plaines alluviales actuelles peuvent cependant localement atteindre jusqu'à 500 m de large, notamment au Nord de Bais au niveau de la rivière Aron, ou à l'Est de Oisseau au niveau de la rivière Colmont. Ces alluvions Fz dérivent des sédiments éoliens weichséliens, des arènes granitiques et des altérites briovériennes et paléozoïques. Les alluvions Fy, non distinguées sont généralement intégrées à Fz.

Leur granulométrie est fine (silt à argiles), et leur hydromorphie détermine souvent des zones marécageuses envahies de joncs où existent des sédiments riches en matière organique. Ce sont ces alluvions à dominante fine (argilo-limoneuses) qui déterminent la topographie « à fond plat » des vallées, signalant généralement la plaine inondable du lit majeur du cours d'eau. Lorsque ces rivières n'ont pas été trop modifiées par l'homme, on perçoit souvent le bourrelet de crue qui borde le lit principal du cours d'eau. Ce bourrelet signale la limite entre le lit mineur et le lit majeur de l'écoulement qui est inondable lors de crues fortes et rapides mais aussi lorsque le sol est saturé d'eau, après une longue période pluvieuse.

DONNÉES GÉOPHYSIQUES ET GÉOCHIMIQUES

DONNÉES GÉOPHYSIQUES

Les levés géologiques des feuilles de Mayenne et d'Ernée ont été accompagnés d'une campagne d'acquisition de données gravimétriques et d'une étude de l'Anisotropie de Susceptibilité Magnétique.

Gravimétrie

La campagne de mesure de gravimétrie a été effectuée en août et septembre 2004 sur l'ensemble du territoire de la feuille d'Ernée et seulement sur les trois quarts de celui de la feuille de Mayenne (secteur sud-est sans données) (La Tullaye, 2003). Ce sont 854 points de mesure, répartis sur une surface de 963 km², qui ont été réalisés (fig. 5). Ceci représente une mesure tous les 1,1 km² en moyenne. Le matériel utilisé est un gravimètre de type WORDEN qui permet une mesure du Δg avec une précision de l'ordre de 0,01 mgal.

Les bases de second ordre utilisées sur le secteur ont été celles de Désertines, La Pellerine, Le Ribay, Larchamp, Brecé et Ambrières-les-Vallées. La dérive du gravimètre au cours du temps restait linéaire sur des périodes de deux heures, temps qui a été respecté pour faire les boucles d'acquisition.

L'ensemble des données a fait l'objet des corrections nécessaires et classiques pour l'établissement de la carte de l'anomalie de Bouguer (fig. 6 ; hors texte). Les courbes d'équipotentiel dessinées ont été obtenues par krigeage corrigé des effets de pépite.

Malgré le nombre important de points de mesure, le contraste de densité entre les granitoïdes et les sédiments briovériens n'est pas assez fort pour dessiner une limite cartographique nette entre ces deux types de lithologie. Cependant, les valeurs faibles (de 4 à 8 mgal) enserrent le massif de Gorrion. Elles semblent caractéristiques de l'encaissant. Les sédiments paléozoïques de la forêt de Mayenne ont deux signatures gravimétriques : la partie nord montre des valeurs plus élevées que la partie sud. La limite entre les deux ensembles correspond à la transition morphologique interprétée comme une faille WSW-ENE chevauchante vers le Sud-Est.

Tout le domaine situé dans la partie sud-est (secteur de Mayenne) montre une anomalie négative très étendue. La limite est orientée NE-SW sensiblement parallèle aux chevauchements qui affectent l'ensemble de la région. La région de Mayenne est occupée par des faciès granitiques mylonitiques à ultramylonitiques. La présence d'une anomalie magnétique négative sur l'étendue de cette zone indiquerait la faible épaisseur des roches magmatiques déformées coincées dans cette structure tectonique. Celles-ci se présenteraient sous la forme de lames peu puissantes.

Une invagination des courbes équipotentielles de valeurs faibles jusqu'à Ambrières-les-Vallées matérialise l'extension de l'encaissant briovérien dans ce secteur. Les anomalies positives ponctuelles trahissent l'influence des pointements granitiques. Les perturbations liées au fossé d'effondrement de Chantrigné sont marquées par de brusques changements dans les valeurs de l'anomalie de Bouguer ce qui entraîne des inflexions nettes dans la géométrie des courbes équipotentielles. Le couloir des failles normales d'orientation NNW-SSE et le remplissage par des sédiments détritiques du bassin sont ainsi matérialisés sur le territoire de la feuille de Mayenne.

Le massif de Gorrion qui se poursuit, après les failles de Chantrigné, par le massif du Horps, constitue une importante anomalie positive. Les valeurs les plus fortes sont centrées sur la zone située entre Gorrion et Ambrières-les-Vallées. Cela indique un épaissement des granitoïdes à l'aplomb de cette anomalie. Elle peut être interprétée comme la zone d'enracinement de l'intrusion magmatique. De forme elliptique de grand axe E-W, les dimensions plurikilométriques de cette anomalie en font probablement la zone d'alimentation principale du massif. La morphologie topographique qui coïncide avec cette anomalie correspond à une vaste zone plate en légère dépression par rapport à un ensemble de collines arquées la limitant sur sa périphérie sud. Le réseau hydrographique moule cette organisation et présente

des cours d'eau aux tracés courbes concentriques. Cette zone d'alimentation est limitée à l'Ouest par une anomalie positive, de valeur plus élevée, de forme linéaire orientée NNW-SSE. Cette structure correspond au champ de filons doléritiques qui est très développé de Gorrion à Châtillon-sur-Colmont. Ces filons séparent deux domaines gravimétriques bien distincts. Le domaine occidental montre des valeurs plus faibles. Les filons de dolérite y sont moins fréquents. La puissance du massif granitique doit également être plus faible.

Sur la limite sud-est du massif, les courbes équipotentielles sont resserrées et dessinent des bandes orientées NE-SW. Notre connaissance du terrain nous permet d'interpréter cette organisation comme la trace des accidents chevauchants NE-SW qui recoupent tout le massif de Gorrion avec des rejets plus ou moins importants.

Parmi les massifs basiques qui constituent une bande NE-SW entre le Moulin-du-Feu (Sud-Est de Chantrigné sur la feuille de Mayenne) et Ernée, seul le massif d'Ernée a une taille suffisamment importante pour être souligné par une anomalie positive (+ 12 à + 14 mgal) sur la carte de l'anomalie de Bouguer. Les courbes équipotentielles dessinent une forme ovale, allongée E-W au Nord de l'agglomération d'Ernée.

Ainsi, la carte de l'anomalie de Bouguer confirme :

- la présence de la zone d'enracinement et d'alimentation dans la partie orientale du massif de Gorrion et en définit les dimensions ;
- l'importance du chevauchement du massif de Gorrion vers le Sud-Est sur les formations briovériennes et la présence de lames granitiques de faible épaisseur au Sud de Mayenne ;
- l'importance tectonique du champ filonien doléritique qui coupe le massif de Gorrion en deux ;
- la discontinuité des corps magmatiques basiques le long d'un axe NE-SW ;
- l'effondrement du bassin de Chantrigné.

Les anomalies ponctuelles présentes sur la carte sont probablement liées à des artefacts de calculs lors du krigeage.

Anisotropie de Susceptibilité Magnétique (ASM)

Les roches magmatiques ne sont jamais totalement isotropes. Les mouvements du magma lors de sa mise en place imposent des orientations même discrètes aux minéraux déjà cristallisés. Postérieurement, les déformations tectono-métamorphiques et hydrothermales que les roches plutoniques vont subir, s'accompagnent de recristallisations dynamiques. L'Anisotropie de Susceptibilité Magnétique (ASM) met en évidence l'orientation préférentielle de forme ou de

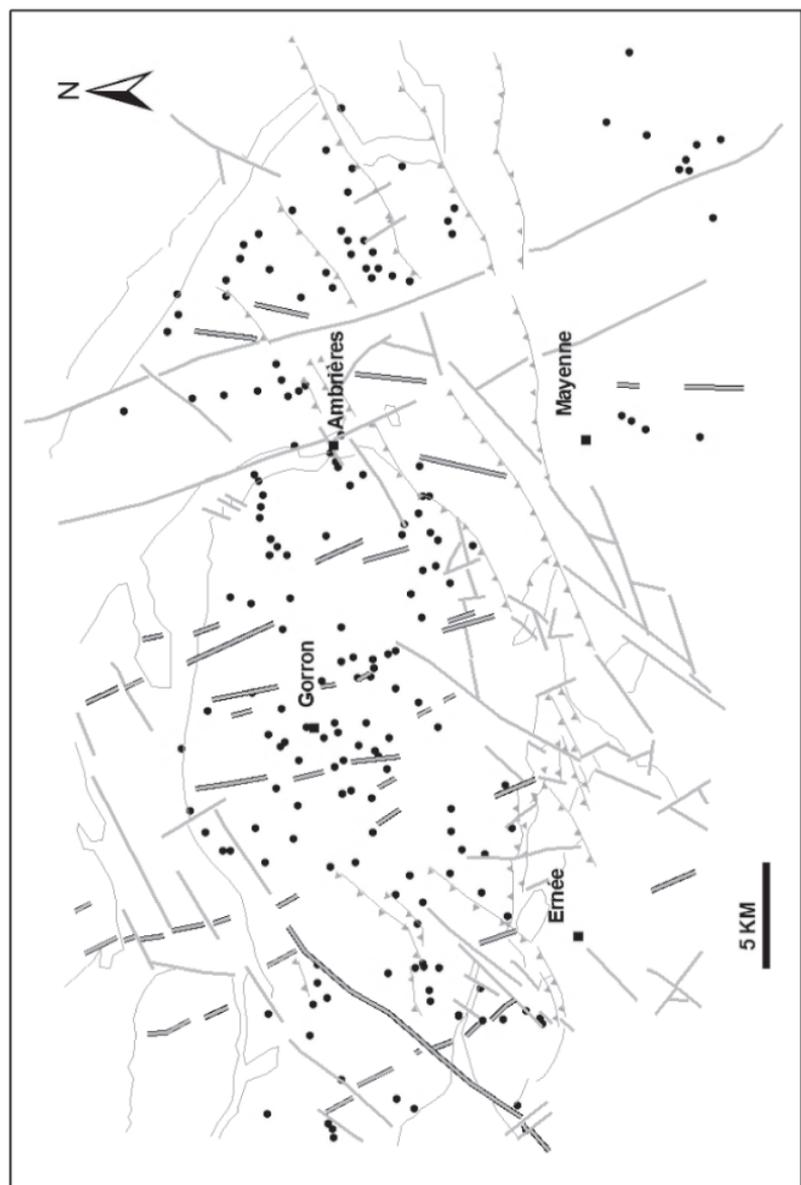


Fig. 7 - Répartition des points d'échantillonnage des granites pour les mesures de l'Anisotropie de Susceptibilité Magnétique

réseau des cristaux acquise alors que les magmas ne sont pas entièrement cristallisés et issue de recristallisations (Bouchez, 2000). Les données géométriques constituent un complément indispensable à la reconstitution géodynamique des massifs plutoniques.

La susceptibilité magnétique est principalement portée par le fer. Dans les faciès granitiques de la région de Mayenne – Ernée, ce sont les cristaux de biotite, minéral ferromagnésien dominant, qui le contiennent. La mesure de la susceptibilité magnétique et son anisotropie permettent de révéler la fabrique cristalline de la biotite et donc de l'orientation des cristaux (orientation préférentielle de forme). La susceptibilité globale observée sur les échantillons de granite est la somme de toutes les susceptibilités magnétiques induites par les différents minéraux paramagnétiques, ferromagnétiques, antimagnétiques ou diamagnétiques. Lorsque la biotite est dominante, le fer qu'elle contient induit un paramagnétisme dont la susceptibilité K_{para} est faiblement positive (valeurs inférieurs à 500 μSI). Les granites paramagnétiques ne contiennent pas de magnétite (Bouchez, 2000).

Les directions et plans de fluidalité magmatique (DFM et PFM) sont déduits de la géométrie de l'ellipsoïde de l'ASM car la susceptibilité d'un corps anisotrope dépend de son orientation par rapport à la direction du champ magnétique inducteur. Les mesures effectuées sur les échantillons donnent l'intensité et l'orientation de chaque axe de l'ellipsoïde, avec $K_1 > K_2 > K_3$, par rapport au référentiel de la carotte échantillonnée. L'axe long de l'ellipsoïde d'ASM (K_1) correspond à la linéation magnétique. Il est dans le plan d'aplatissement $K_1 K_2$ et est parallèle à la DFM ou direction d'écoulement magmatique. L'axe court (K_3) est perpendiculaire à ce plan appelé foliation magnétique et qui correspond au PFM. La fabrique magnétique de l'échantillon traduit directement l'orientation des cristaux qui en sont responsables.

Dans le cadre de l'établissement des cartes géologiques de Mayenne et d'Ernée, entre 2000 et 2002, deux campagnes d'échantillonnage ont été réalisées afin d'avoir une vision cartographique de la répartition de l'ASM sur l'ensemble des massifs granitiques de Louvigné – Gorrion, Passais – Le Horps et d'Alexain – Deux-Évailles (Roquel, 2001). 179 affleurements ont été échantillonnés (fig. 7). En moyenne, quatre carottes orientées ont été prélevées sur chaque site. La répartition des points d'échantillonnage n'est pas homogène sur l'ensemble de la région car elle est fonction du degré d'altération de la roche. Leur concentration est plus élevée dans les vallées, où l'érosion est encore active, que sur les plateaux.

Les mesures ont été réalisées à l'université de Cergy-Pontoise par B. Roquel en collaboration avec C. Aubourg et J.C. Bouchez. L'appareil utilisé est le Kappabridge KLY-35 de marque AGICO. La précision sur la mesure est supérieure à 0,1 % sur l'anisotropie et a une sensibilité sur l'intensité de la

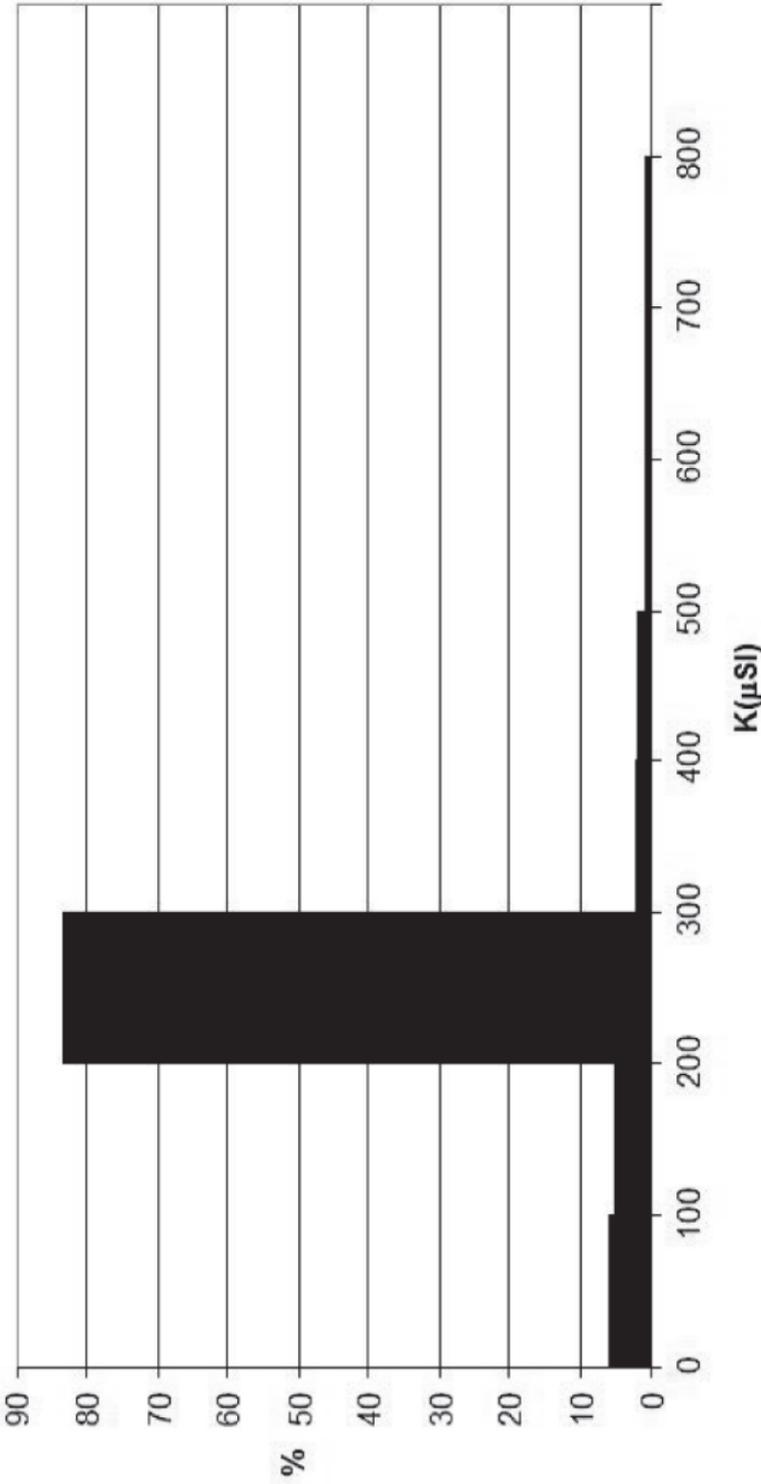


Fig. 8 - Répartition des valeurs de l'intensité de la susceptibilité magnétique (K) obtenues sur les échantillons des granites de la région de Mayenne – Ernée

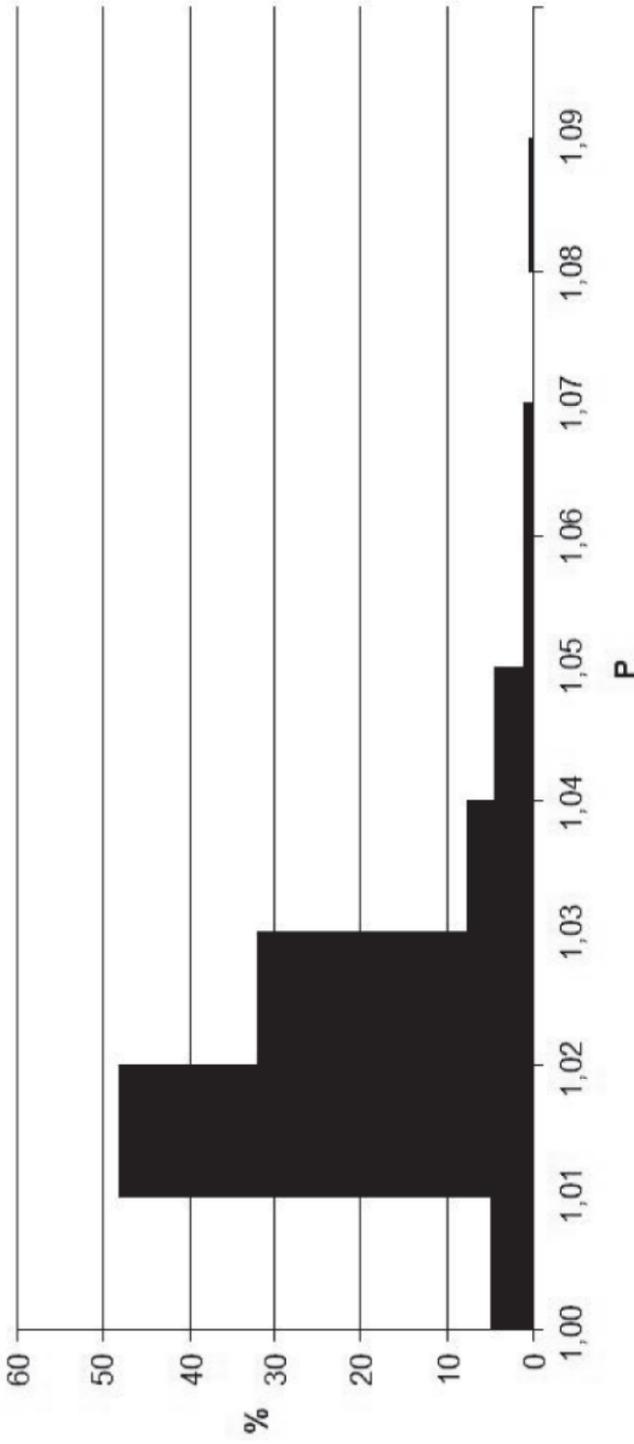


Fig. 9 - Répartition des valeurs de l'anisotropie de susceptibilité magnétique (P) obtenues sur les échantillons des granites de la région de Mayenne – Ernée

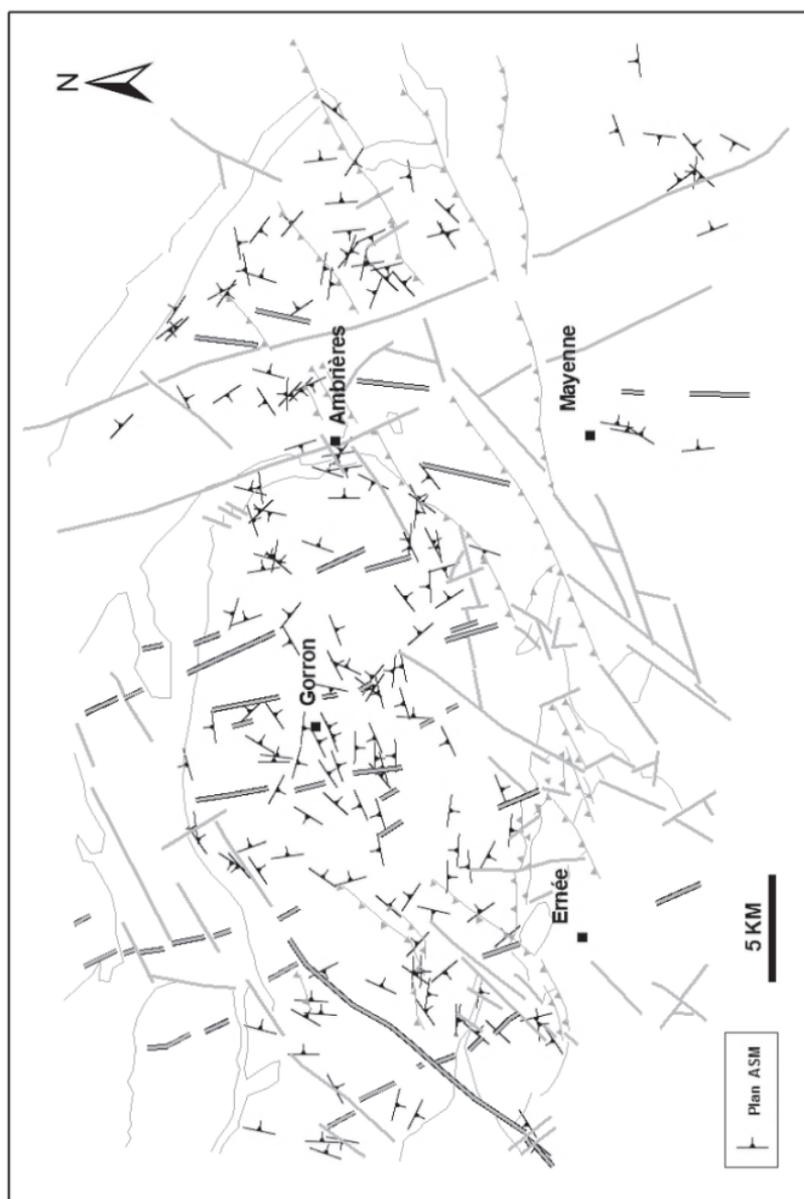


Fig. 10 - Géométrie des plans d'anisotropie de susceptibilité magnétique

susceptibilité atteignant $0,05 \cdot 10^{-6}$ SI. Les valeurs de l'intensité de la susceptibilité magnétique obtenues sur l'ensemble des échantillons varient de 33 à 781 μ SI. Elles sont centrées à plus de 83 % entre 200 et 300 μ SI (fig. 8). Ces faibles valeurs sont caractéristiques d'un granite paramagnétique. Sur l'ensemble des massifs, les granites sont riches en biotite ou chlorite. Par faciès, la répartition de ces minéraux ferromagnésiens est homogène. La susceptibilité magnétique de la biotite varie de 165 à 3 000 μ SI. Les valeurs obtenues se placent dans la partie inférieure de cette fourchette. Ceci nous indique que la susceptibilité magnétique est portée par ce minéral. Pour la biotite l'axe K_3 est perpendiculaire au plan de clivage du minéral et K_1 , K_2 sont contenus dans le plan des feuillets. L'axe K_3 représente donc la normale au PFM dans le cas d'une orientation des minéraux lors de l'écoulement du magma ou bien perpendiculaire au plan de foliation lié aux recristallisations accompagnant une déformation postérieure à la mise en place du granite. L'axe K_1 représente l'axe de zone des cristaux de biotite parallèle à la DFM. Cette dernière n'est pratiquement jamais visible sur les affleurements de la région.

La cordiérite est également présente dans les granites de la région. Elle présente une anisotropie magnétique inverse de celle de la biotite. Mais sa répartition moins homogène et ses proportions faibles dans les échantillons analysés montrent qu'elle n'influence pas de façon significative les valeurs obtenues.

L'intensité de l'anisotropie varie de 0 % lors d'une distribution isotrope, à un maximum de 30 % pour une organisation planaire parfaite. Dans le cas général, l'anisotropie observée dans les granites varie de 3 à 10 % (Bouchez, 2000). Les résultats obtenus indiquent une anisotropie de l'ordre de 2 à 3 % (fig. 9). La fabrique (orientation préférentielle de forme ou OPF) de la biotite est faible mais significative. Les cristaux de biotite se sont légèrement orientés lors de l'écoulement magmatique ou lors des recristallisations postérieures.

La remarquable homogénéité des valeurs obtenues tant en intensité magnétique qu'en anisotropie est à rapprocher de l'homogénéité chimique et minéralogique des faciès granitiques de la région.

La répartition des foliations magnétiques dans le massif de Louvigné – Gorrion montre deux logiques d'organisation (fig. 10). La première correspond à des dispositions circulaires des plans d'ASM. Elle est située entre Gorrion (feuille d'Ernée) et Ambrières-les-Vallées (feuille de Mayenne). Elle est limitée à l'Est par la vallée de la Mayenne et le fossé d'effondrement de Chantrigné. Au Sud, la forme est soulignée par la vallée de la Colmont qui suit un arc de cercle. Le domaine circonscrit présente une morphologie en légère dépression auréolée de collines en limite du massif. Les pendages des plans de foliation magnétique ont tendance à converger vers le centre de la structure avec de fortes valeurs (supérieures à 50°). Certains plans, les plus au cœur du dispositif, sont presque

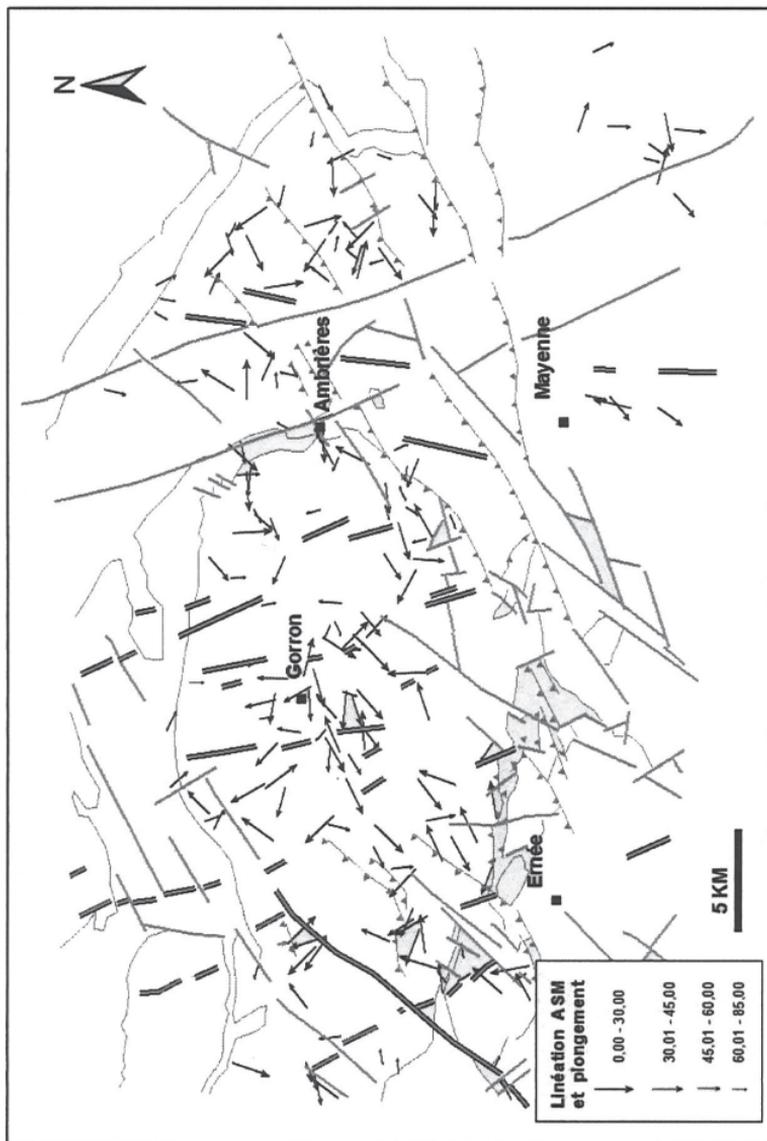


Fig 11 - Géométrie des linéations de l'anisotropie de susceptibilité magnétique

verticaux, alors qu'en périphérie, les pendages diminuent. Les DFM tendent à se disposer de façon concentrique, plongeant vers le centre de la structure (fig. 11). Cette organisation est caractéristique de l'orientation des cristaux dans un mouvement ascensionnel du magma lors de la mise en place du granite. Cette structure correspond à une zone d'alimentation et d'enracinement du massif d'environ 12 km en Est-Ouest sur 7 km du Nord au Sud. Elle coïncide avec l'anomalie gravimétrique mise en évidence.

Une autre structure, moins marquée, et de taille plus réduite (6 km en Est-Ouest pour 4 km en Nord-Sud), se situe au Nord-Ouest de Gorrion, en majeure partie sur la feuille à 1/50 000 de Landivy. Elle pourrait correspondre à une zone d'alimentation secondaire du massif de Louvigné – Gorrion.

Une dernière zone d'alimentation est située dans l'angle nord-ouest de la feuille d'Ernée au Nord de Le Loroux.

À l'Est d'Ambrières-les-Vallées, le massif du Horps ne montre pas d'organisation circulaire caractéristique de zone d'alimentation. Les foliations magnétiques sont orientées principalement en NNO-SSE et ENE-OSO, ce qui correspond respectivement à la géométrie du fossé de Chantrigné et aux directions des failles inverses régionales qui découpent le massif.

Entre Ambrières-les-Vallées et Oisseau et dans les faciès situés au Sud de Mayenne, les structures magmatiques ont une orientation NE-SW. Cette géométrie est à mettre en relation avec les recristallisations synchrones des déformations hercyniennes le long des accidents chevauchants.

Sur la feuille d'Ernée, un couloir allant de Gorrion, au Nord-Est, à La Pellerine, au Sud-Ouest, est matérialisé par des plans de foliation magnétique subverticaux. Les DFM sont peu pentées et parallèles à la direction des plans. Cette organisation s'interprète comme une structure d'origine tectonique post-magmatique. Elle coïncide avec la structure morphologique en creux, mise en évidence sur le modèle numérique de terrain, et qui contrôle la répartition des faciès granitiques.

Sur la périphérie du massif de Louvigné-Gorrion, en dehors des zones tectonisées, les PFM sont désorganisés par la proximité des parois de l'encaissant.

GÉOCHIMIE

Sur l'ensemble des feuilles à 1/50 000 de Mayenne et d'Ernée, 131 échantillons, représentatifs des différents faciès, répartis sur les massifs plutoniques, ont été prélevés (fig. 12). Les analyses chimiques ont été réalisées au

CRPG de Nancy. Les éléments majeurs (10 éléments) ont été dosés par ICP-AES, les traces et les Terres Rares (43 éléments) par ICP-MS. Le contrôle qualité a été effectué avec des géostandards internationaux. Les résultats ont été traités par M. Cuney et J.-M. Stussi en relation avec G. Lerouge et J.-C. Besombes et synthétisés sous forme de diagrammes.

Éléments majeurs

Sur le **diagramme chimico-minéralogique A-B** (fig. 13) (Debon et Lefort 1988) qui représente l'évolution de l'indice de peraluminosité (paramètre A = $Al/3-[Na+K+2Ca/3]$ en millications) en fonction d'un indice de différenciation (paramètre B = Fe + Mg + Ti ou index de coloration), deux associations magmatiques principales peuvent être distinguées.

La première correspond à une association peralumineuse à cordiérite avec trois sous-ensembles :

- des granites fortement peralumineux mésocrates à biotite et cordiérite (1 - fig. 13) représentant la majorité des échantillons (89) qui s'apparentent aux granites de type S de White et Chappelli (1977) ;
- des granites leucocrates plus faiblement alumineux (2 - fig. 13) représentés par 18 échantillons ;
- des granites albitisés (3 - fig. 13) avec 7 échantillons.

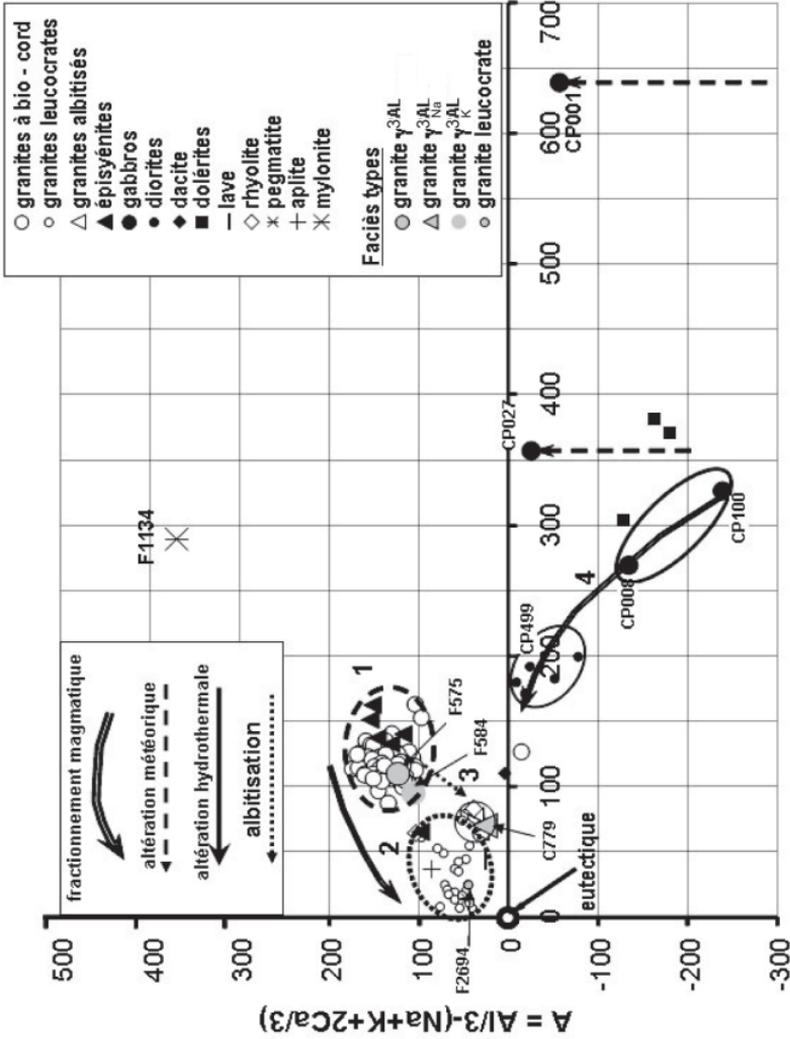
La seconde association est calcoalcaline (4 - fig. 13). Elle est peu représentée (17 échantillons). Elle est faiblement à moyennement potassique et correspond à une suite de compositions allant des gabbros jusqu'à des diorites. Un échantillon (CP001) se distingue par sa richesse en Mg, Ni et Cr et sa pauvreté en Na et K. Il représente un cumulat à olivine fortement altéré avec une perte au feu de 5,56 % (troctolite).

Certaines roches basiques sont fortement altérées de façon supergène comme par exemple les échantillons CP001 et CP027. Les compositions se trouvent décalées vers le domaine peralumineux.

Les trois échantillons de dolérite, représentatifs des faciès filoniens, ont des compositions proches de celles des basaltes.

Les rhyolites, les pegmatites et les aplites ont des compositions chimiques qui les placent dans le domaine des granites leucocrates.

Sur le **diagramme chimico-minéralogique Q-P** (fig. 14) (Debon et Lefort 1988), l'ensemble calcoalcalin apparaît moyennement potassique. Les granites peralumineux et les granites leucocrates se regroupent dans le même nuage, ce



B = Fe+Mg+Ti

Fig. 13 - Évolution, en fonction de la différenciation, des associations magmatiques peralumineuse et calcoalcaline dans le diagramme A-B (région de Mayenne - Ernée)

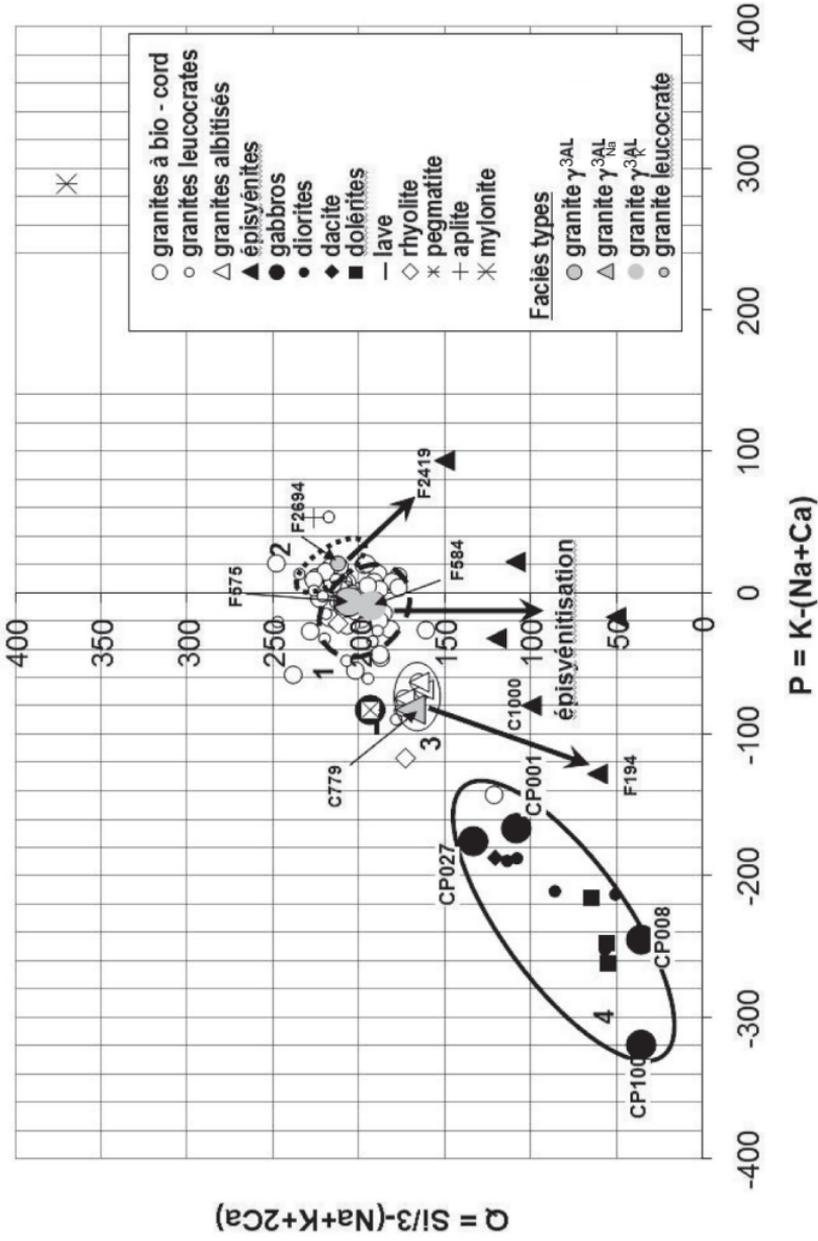


Fig. 14 - Évolution des proportions du quartz et des feldspaths des associations magmatiques dans le diagramme Q-P (région de Mayenne – Ernée) (Les numéros 1 à 4 renvoient au commentaire de la figure 13 ainsi que pour la légende des flèches)

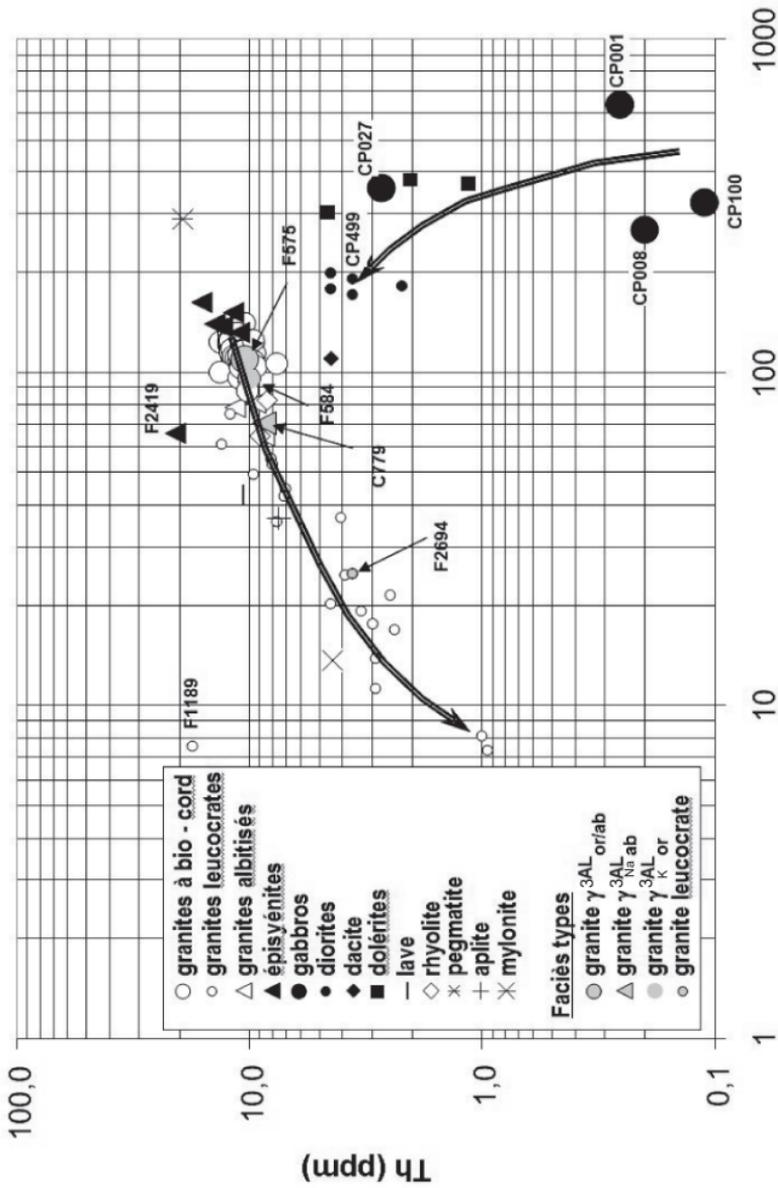


Fig. 15 - Comportement du thorium dans les associations peralumineuse et calco-alkaline (région de Mayenne – Ernée) (les flèches indiquent le sens d'évolution des teneurs en thorium dans les séries magmatiques)

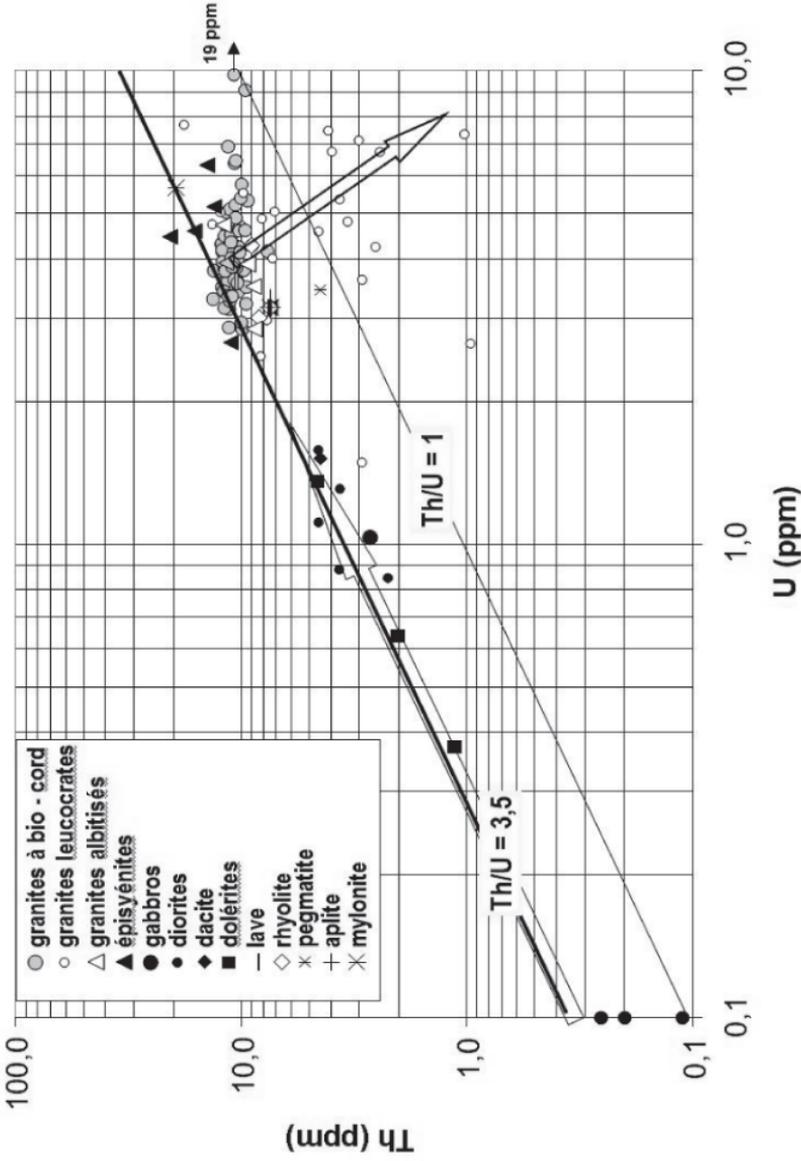


Fig. 16 - Comportement de la série calco-alcaline et de l'association peralumineuse dans le diagramme Th/U (région de Mayenne - Ernée). Courbe épaisse (Th/U = 3,5) = moyenne crustale. Flèches = sens d'évolution du rapport Th/U dans les séries au cours de leur évolution magmatique

qui dénote des proportions relatives de quartz, plagioclases et feldspaths potassiques très voisines.

Les faciès albitisés bien regroupés, s'individualisent dans un nuage décalé vers les valeurs négatives de l'indice P, c'est-à-dire vers le pôle albite.

Sur ce diagramme, l'épisyénitisation est mise en évidence pour 6 échantillons. C'est un phénomène tardif affectant les différents faciès granitiques. Trois cas apparaissent, soit l'épisyénitisation se traduit par une simple perte en silice, soit elle s'accompagne d'une forte augmentation de la teneur en Na (F194 et C1000) ou bien encore d'un enrichissement en potassium (F2419).

Sur le **diagramme Th-B** (fig. 15), dans l'association calco-alkaline, le thorium qui a un comportement incompatible, montre un enrichissement depuis les gabbros jusqu'aux diorites du fait de sa solubilité élevée dans les liquides méta-alumineux de haute température. Les dolérites filoniennes montrent la même tendance.

Pour l'association peralumineuse, le thorium montre une décroissance régulière depuis les granites fortement peralumineux vers les granites albitisés puis les granites leucocrates.

Les épisyénites sont globalement plus riches que les granites en ferromagnésiens et en thorium du fait de la perte de volume associée à la dissolution du quartz.

Sur le **diagramme Th/U** (fig. 16), l'ensemble calcoalcalin moyennement potassique montre des teneurs en uranium et thorium croissantes depuis les gabbros vers les diorites dans un rapport constant voisin de celui de la moyenne crustale ($\text{Th/U} = 3,5$). Les dolérites présentent le même comportement. En revanche, dans l'ensemble peralumineux, les teneurs en Th décroissent depuis les granites fortement peralumineux à biotite et cordiérite jusqu'aux granites leucocrates. Ceci est la conséquence de la saturation des liquides peralumineux de basse température en Th et en Terres Rares légères conduisant à la cristallisation de la monazite. Les teneurs en U varient fortement pour les granites peralumineux du fait de la forte mobilité de l'uranium dans les échantillons soumis à l'altération superficielle dans lesquels l'uranium est facilement soluble. De nombreux échantillons de granites leucocrates présentent des rapports Th/U voisins ou inférieurs à 1, indiquant une forte proportion d'uranium facilement mobilisable par les solutions hydrothermales. Des enrichissements en uranium jusqu'à 19 ppm sont observés dans ces granites. Les épisyénites ne montrent pas d'enrichissement supplémentaire en uranium.

Terres Rares

L'ensemble des granites fortement peralumineux à biotite et cordiérite présente les mêmes spectres de Terres Rares avec un fractionnement important des Terres Rares légères, très faible des Terres Rares lourdes et une anomalie en europium modérée (fig. 17 ; hors texte). Ces profils sont semblables au spectre des roches sédimentaires dont ces granites dérivent probablement par fusion partielle de séries paradérivées sous jacentes au Briovérien.

Les granites leucocrates sont globalement plus pauvres en Terres Rares que les granites à biotite et cordiérite (fig. 18 ; hors texte). Les anomalies en europium sont plus marquées. Ils présentent une grande variation d'abondance des Terres Rares et des fractionnements très variables, reflétant des origines différentes. Par exemple, l'échantillon F1189 représente un granite potassique à tendance alcaline riche en U, Th, Y, HREE.

Trois des gabbros (CP001, CP100, CP008) présentent des spectres de Terres Rares (fig. 19) avec un fractionnement inverse et des anomalies positives en europium montrant une tendance cumulative qui est la mieux exprimée dans la troctolite (échantillon CP001). Ils proviennent de la fusion d'un manteau appauvri.

Les spectres de trois dolérites (CP144, C2403, C1430) présentent des courbes à pente négative correspondant à des fractionnements réguliers et très importants. Elles ne présentent pas d'anomalie en europium. Elles proviennent de la fusion d'un manteau enrichi. Elles ne proviennent pas de la même source que les gabbros. Elles appartiennent probablement à une série tholéitique continentale.

Concentrations de quelques éléments traces

Les granites leucocrates montrent de plus faibles teneurs en éléments métalliques (sauf en Sn et Rb) que les granites à biotite et cordiérite (tabl. 3).

Le cuivre, le chrome, le nickel et le cobalt y sont en-dessous des limites de détection ou en très faible quantité : par exemple, 1 ppm pour Co dans les granites leucocrates contre 15 à 30 ppm dans les granites à biotite et cordiérite. Le contraste de concentration du vanadium est encore plus important passant de 100 ppm dans les granites contre 4 à 5 ppm dans les granites leucocrates. Les autres éléments comme l'étain, le rubidium et le strontium, montrent un comportement classique connu dans les séries de différenciation magmatique (fig. 20). Dans la série basique à ultrabasique, la troctolite montre les concentrations les plus fortes pour le chrome (524 ppm), le nickel (272 ppm), le vanadium (350 ppm) et le cobalt (76 ppm). L'étain est pratiquement absent. Le rubidium est à moins de 60 ppm et le strontium est compris entre 200 et 325 ppm.

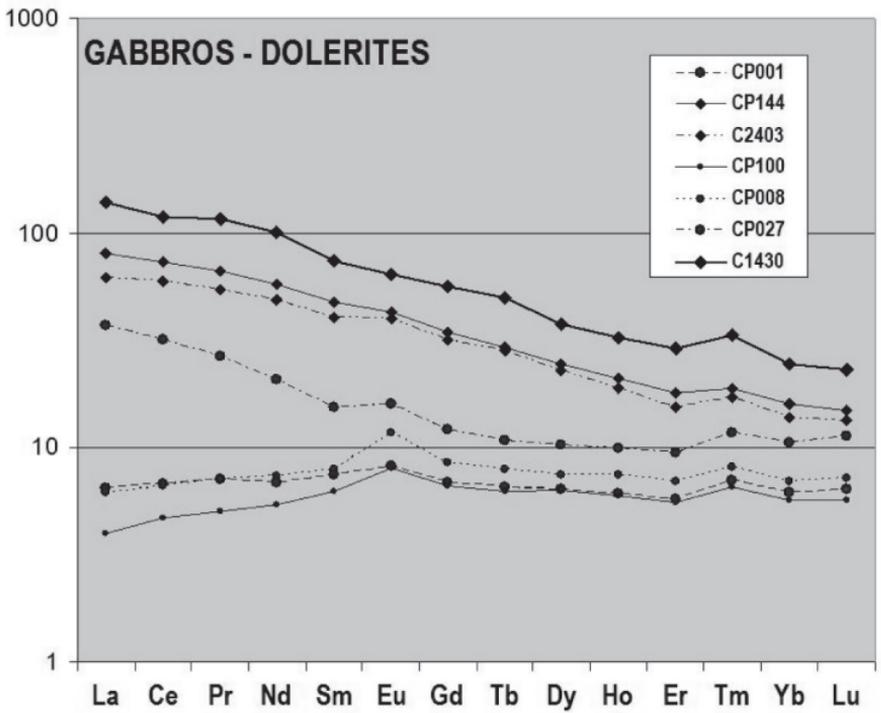


Fig. 19 - Spectres des Terres Rares des gabbros (ronds) et des filons de dolérite (losanges) de la région de Mayenne – Ernée

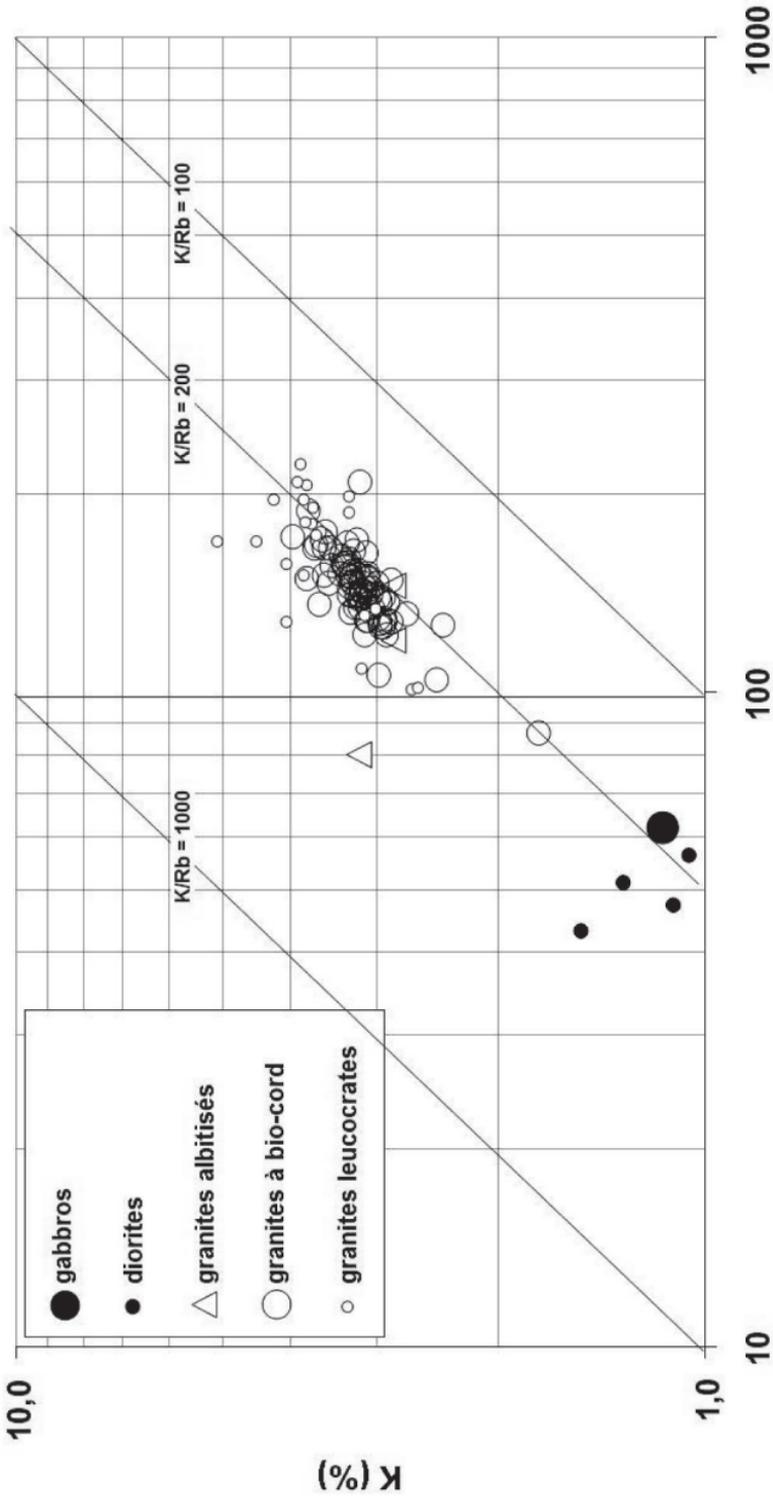


Fig. 20 - Diagramme K-Rb des roches magmatiques de la région de Mayenne – Ermée

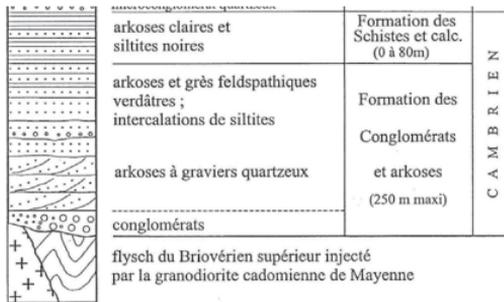


Fig. 4 - Log lithostratigraphique synthétique du Paléozoïque du synclinal de Villaines-la-Juhel

Tabl. 3 - Variations des teneurs (en ppm) en certains éléments métalliques dans les principaux faciès magmatiques de la région de Mayenne – Ernée

Interprétation

Les roches ultrabasiques et basiques constituent une série magmatique calcoalcaline avec une évolution par différenciation allant des gabbros jusqu'aux diorites en s'appauvrissant en ferro-magnésiens et en s'enrichissant en éléments incompatibles comme le thorium. La série est moyennement potassique. La troctolite (échantillon CP001), très riche en Mg, Ni et Cr représente un cumulat à olivine. Certains échantillons fortement altérés de manière supergène, qui appartiennent surtout à la série calcoalcaline, présentent des dérivés importantes vers des compositions fortement peralumineuses du fait du lessivage des alcalins et du calcium. Le spectre des Terres Rares montre que les gabbros de cette série proviennent de la fusion d'un manteau appauvri. Pour les diorites, les Terres Rares montrent des spectres fractionnés avec une faible anomalie en europium.

Les dolérites filoniennes ont une composition proche des basaltes. Leurs spectres de Terres Rares montrent des fractionnements réguliers et très importants sans anomalie en europium. Elles n'appartiennent pas à la série magmatique calcoalcaline.

En ce qui concerne la série peralumineuse, issue d'une fusion de sédiments, le diagramme A/B montre une discontinuité entre les granites à biotite - cordiérite et les granites leucocrates ou albitisés, puisque leurs nuages respectifs de points représentatifs sont disjoints. Il semble donc qu'il ne s'agisse pas d'une évolution par différenciation magmatique. Les observations de terrain montrent une forte interaction hydrothermale dans les granites leucocrates. Les faciès évolués se situent toujours à proximité ou en relation avec la tectonique d'écaillage d'âge hercynien. Les granites leucocrates ont des compositions qui convergent vers l'eutectique avec une perte possible des ferromagnésiens par lessivage. Ils sont appauvris en Terres Rares. Au cours de cet épisode hydrothermal, un enrichissement local en sodium se produit. Il est responsable d'une albitisation de certains de ces granites montrée par de plus faibles valeurs de P dans le diagramme Q-P.

Les faciès épiisyénitisés sont globalement plus riches en ferromagnésiens et en thorium que la moyenne des granites du fait de la perte de volume associée à la dissolution du quartz. Ils ne montrent pas d'enrichissement en uranium. Sur le diagramme Q-P (fig. 14), les épiisyénites dérivent des différents faciès granitiques fortement peralumineux à biotite et cordiérite. Ils subissent soit une simple déquartzification, soit une déquartzification accompagnée d'une albitisation ou d'une feldspathisation potassique.

Ce comportement montre clairement que l'épiisyénitisation est le phénomène géochimique le plus récent qui affecte les massifs granitiques de la région de Mayenne et d'Ernée.

Géochimie des dolérites

Les dolérites de la région mancellienne ont fait l'objet de travaux géochimiques portant sur des filons des cartes de Landivy (Thiéblemont, 1997), d'Ernée et de Domfront (Le Gall, 1999). Les analyses révèlent des compositions évoluant entre celle de basalte traditionnel et celle de tholéiite à quartz. La variabilité de l'une à l'autre des compositions est interprétée comme correspondant à une simple contamination d'un magma basaltique transitionnel par son encaissant crustal (Thiéblemont, 1997).

Du point de vue analytique, ces roches se marquent par une faible perte au feu qui s'accorde avec une altération limitée. Les teneurs en SiO_2 s'échelonnent de 46 % à 50 %, ce qui indique la nature strictement basaltique du magma. Les concentrations les plus élevées en SiO_2 se rencontrent dans les filons les plus riches en quartz interstitiel. Dans le diagramme alcalins – silice (fig. 21) les points figuratifs se placent à la limite entre le champ des basaltes alcalins et celui des basaltes tholéitiques, traduisant peut-être une affinité transitionnelle du magmatisme. Les teneurs en fer total (de 15 % à 16 %) et surtout en titane (> 4 %) sont élevées en accord avec l'abondance des minéraux opaques. Les pourcentages en MgO et CaO diminuent, tout comme l'indice de coloration, en fonction de l'augmentation de l'indice de différenciation.

Au niveau des éléments traces, les teneurs en Ni, Cr et Co de ces roches se placent dans la gamme des basaltes et sont peu variables d'un échantillon à l'autre, malgré la fluctuation de la teneur en MgO et de l'indice de coloration. Les concentrations en éléments incompatibles augmentent corrélativement avec SiO_2 ; néanmoins l'ampleur de cette augmentation est variable selon les éléments tel que le souligne l'examen des spectres multi-élémentaires normés au manteau primordial pour les trois dolérites de la carte de Landivy (fig. 22). Si on fait abstraction des anomalies en uranium U et rubidium Rb qui suggèrent une mobilisation de ces éléments au cours de l'altération et une anomalie en hafnium Hf d'origine probablement analytique (surdosage), les caractères les plus

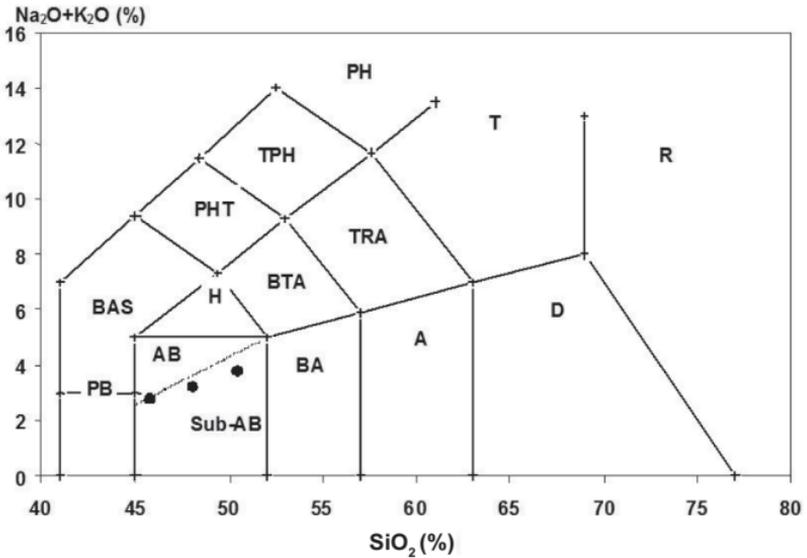


Fig. 21 - Diagramme SiO_2 - $\text{Na}_2\text{O}+\text{K}_2\text{O}$ (Le Maitre *et al.*, 1989) pour les dolérites de la carte Landivy (Thiéblemont, 1997). AB : champ des basaltes alcalins ; Sub-AB : champ des basaltes sub-alcalins (autres abréviations cf. Le Maitre *et al.*, 1989). La séparation entre les champs AB et Sub-AB est reprise de Irvine et Baragar (1971)

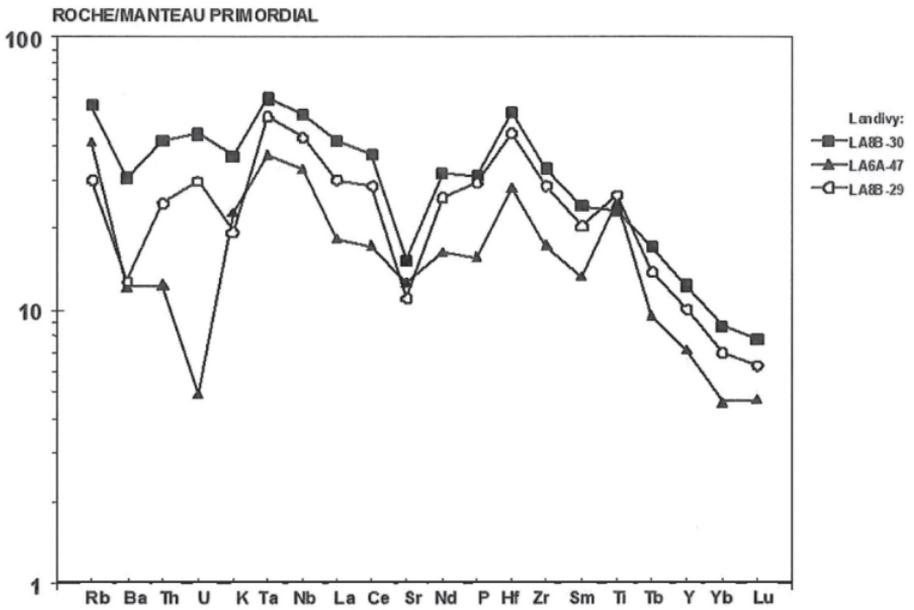


Fig. 22 - Spectres multi-élémentaires normés au manteau primordial (valeurs de normalisation de Hofmann, 1988) pour les dolérites de la feuille Landivy (Thiéblemont, 1997)

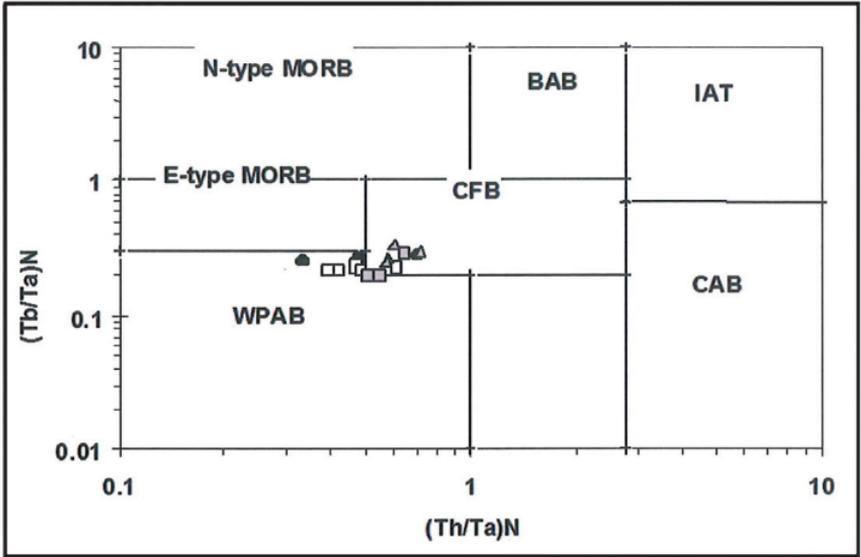


Fig. 23 - Diagramme (Th/Ta)N - (Tb/Ta)N (Thiéblemont, 1997) pour les dolérites de la carte Landivy (ronds noirs). Comparaison avec les dolérites de la région de Saint-Malo (carrés vides) (Lahaye *et al.*, 1995) et les metabasaltes de la Porte-aux-Moines (carrés grisés) et de Kerroc'h (triangles grisés) (Villanova, 1995). N-type MORB : champ des N-type MORB ; E-type MORB : champ des E-type MORB ; WPAB : champ des basaltes alcalins et transitionnels ; CFB : champ des tholéiites continentales ; BAB : champ des basaltes des bassins arrière-arcs ; IAT : champ des basaltes d'arc insulaire ; CAB : champ des basaltes calco-alcalins

notoires sont une nette anomalie positive en tantale Ta et niobium Nb par rapport au thorium Th et au lanthane La et un fractionnement marqué au niveau des Terres Rares lourdes (entre Tb et Lu). Ces caractères, spécifiques à l'ensemble des dolérites du domaine mancennien (Le Gall, 1999), sont typiquement ceux de basaltes alcalins ou transitionnels (Thiéblemont, 1997), l'absence de néphéline normative permettant de conclure à une affinité transitionnelle. Reportées dans le diagramme Th/Ta - Tb/Ta (fig. 23) (Thiéblemont, 1997), ces trois dolérites se situent conformément aux observations précédentes entre le champ des basaltes alcalins et transitionnels (WPAB) et celui des tholéiites continentales (CFB).

La coexistence de dolérites saturées et sursaturées dans cette région (feuille Landivy) s'explique par une contamination à taux variable du magma basaltique par son encaissant crustal (Thiéblemont, 1997). En effet, les dolérites étudiées appartiennent au même champ filonien ce qui laisse supposer qu'elles étaient alimentées par le même magma relativement homogène dont la source est à rechercher dans la fusion partielle d'un manteau à forte composante asthénosphérique (Le Gall, 1999).

Par ailleurs, de nombreux exemples d'enrichissement en Th et Terres Rares légères par contamination crustale décrits dans la littérature correspondent tout à fait à ce qui est observé dans les filons de la Mancennia. Le mécanisme invoqué est généralement le suivant : lors de son séjour dans la caisse filonienne, le magma basaltique se différencie et provoque une fusion localisée de l'encaissant. Une fraction liquide s'individualise donc dans ce dernier qui, à terme, se mélange au basalte. Un tel processus rend compte de la présence de « taches » granitiques (micropegmatites interstitielles) dans les dolérites et de l'enrichissement en certains éléments sélectivement concentrés dans la croûte (Th et Terres Rares légères en particulier).

Comparaison avec d'autres roches basiques du Massif armoricain

Au sein du domaine nord-armoricain, trois champs filoniens doléritiques peuvent être distingués (Lahaye *et al.*, 1995) :

- un champ localisé dans la région du Trégor, d'âge ordovicien, orienté E-W, et représenté par des tholéiites continentales ;
- un champ d'extension et de nature identiques au précédent, mais plus réduit et plus jeune (Silurien probable) ;
- un champ bien représenté dans la région de Saint-Malo, d'âge carbonifère inférieur, orienté N-S, et à affinité transitionnelle. Un événement volcanique basique est également connu dans le Dévonien inférieur du bassin de Châteaulin (domaine centre-armoricain), représenté par des laves et dolérites d'affinité tholéiitique à transitionnelle (Cabanis *et al.*, 1982). Dans ce même bassin, le volcanisme transitionnel à tholéiitique d'âge carbonifère inférieur est bien représenté dans au moins deux secteurs : à la Porte-aux-Moines au Sud-Est et dans la région de Huelgoat (formation de Kerroc'h) (Villanova, 1995).



Fig. 5 - Gravimétrie : répartition des points de mesure sur les feuilles de Mayenne et d'Ernée

Tabl. 4 - Moyennes des analyses chimiques des dolérites du champ filonien mancellien (Thiéblemont, 1997 ; Le Gall, 1999). Comparaison avec les moyennes des dolérites de la région de Saint-Malo (d'après Lahaye *et al.*, 1995) et de deux formations métabasaltiques de Châteaulin : unités de la Porte-aux-Moines et de Kerroc'h (secteur de Huelgoat) (Villanova, 1995)

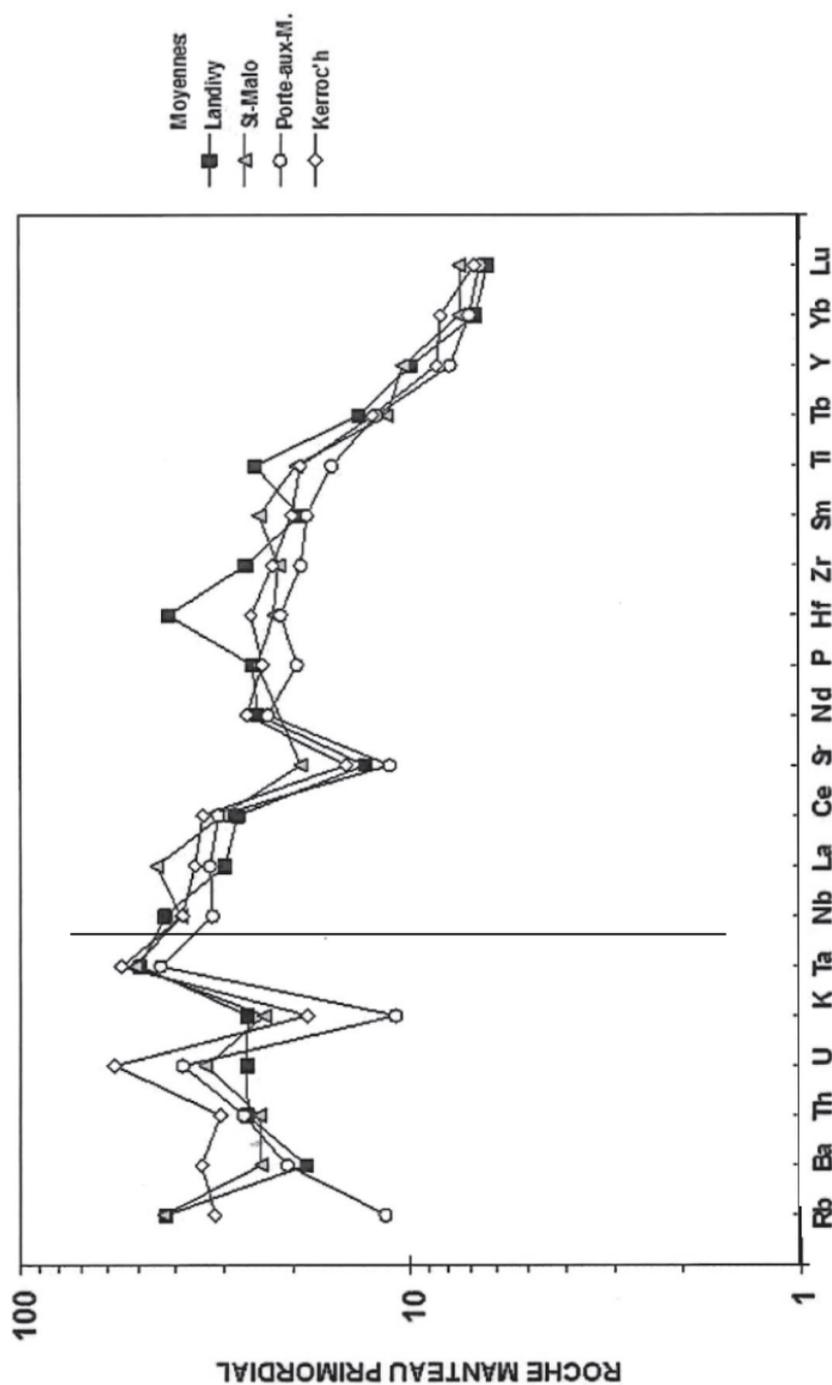


Fig. 24 - Spectres multi-élémentaires normés au manteau primordial (valeurs de normalisation de Hofmann, 1988). Comparaison entre la moyenne des dolérites (Landivy, Mancellia, Saint-Malo) et des metabasaites de la Porte-aux-Moines et de la formation de Kerroc'h

Les caractères structuraux (orientation N-S) et géochimiques font clairement ressortir les analogies existant entre les dykes du champ mancennien et les filons de la région de Saint-Malo. La similitude géochimique est évidente au niveau des moyennes comparatives inscrites dans le tableau 4 et se marque également au niveau des diagrammes Th/Ta-Tb/Ta (fig. 23) et des spectres multi-élémentaires normés au manteau primordial (fig. 24). De même, une très forte analogie apparaît entre les dolérites des champs filoniens précédents et les metabasaltes carbonifères inférieurs du bassin de Châteaulin. Ces résultats conduisent à attribuer un âge carbonifère inférieur aux dolérites du champ filonien mancennien.

Outre les grandes affinités avec les manifestations volcaniques basiques d'âge dévonien inférieur de Bretagne centre-ouest (Cabanis *et al.*, 1982), et les fortes analogies avec les roches basiques d'âge carbonifère inférieur du Massif armoricain (dolérites de la région de Saint-Malo ; basaltes du bassin de Châteaulin - secteurs de Huelgoat et la Porte-aux-Moines), les dykes doléritiques de la Mancennia méridionale ont la même composition chimique que celle des sills basiques intrusifs dans les formations siluro-dévonniennes du bassin de Laval. En revanche, ils se distinguent très nettement des magmas calco-alcalins gabbro-dioritiques des petits massifs de Brée, Ernée, et Oiseau (Mayenne) qu'ils injectent et qui appartiennent à l'histoire tardi-cadomienne (Le Gall et Mary, 1983 ; Le Gall et Barrat, 1987 ; Le Gall, 1999).

Sur le plan géodynamique et à l'échelle du segment nord-européen de la chaîne hercynienne, ces dolérites seraient l'expression d'un magmatisme intraplaque d'âge dévono-dinantien s'exerçant dans un contexte structural distensif, directement lié à la fermeture de l'océan Rhéic, à la fin des temps dévoniens (Faure *et al.*, 1997 ; Le Gall, 1999).

CONDITIONS DE FORMATION DES ENTITÉS GÉOLOGIQUES

RÉPARTITION GÉOGRAPHIQUE DES DIFFÉRENTES ENTITÉS GÉOLOGIQUES

Les formations géologiques présentes sur le territoire de la feuille Mayenne se répartissent comme suit :

- les **granitoïdes**, qui occupent pratiquement toute la moitié sud de la carte et plus d'un quart de la zone nord. Ils se répartissent selon trois grands ensembles : au Nord-Ouest, la terminaison orientale du massif de Gorron, au Nord-Est, le massif du Horps et, au Sud, la bordure septentrionale du massif d'Alexain – Deux-Évailles ;
- les **terrains sédimentaires néoprotozoïques**, représentés essentiellement par des siltites, des argilites et des grès-grauwackes, affectés par un métamorphisme régional de faible intensité et par un métamorphisme de contact

dans les zones proches des granitoïdes du batholite mancellien. Ces terrains sont limités, à l'Ouest, à une bande comprise entre les failles majeures de Mayenne et de Oisseau, à l'Est, à un secteur centré sur les communes de Charchigné, Le Ribay et Le Ham et, au Sud-Est, la vallée de l'Aron en aval de Bais ;

– les **formations paléozoïques**, essentiellement représentées à l'Est entre Le Ham, Hardanges et le bois de Buleu (terminaison occidentale du synclinal de Villaines-la-Juhel). À l'Ouest, près de Saint-Georges-Buttavent, elles sont réduites à une étroite bande correspondant à la terminaison orientale du synclinal de Mayenne. Ces formations sont constituées de siltites, de grès arkosiques, de grès quartzitiques, d'ampélites et de conglomérats ;

– les **dépôts céno-mano-tertiaires**, particulièrement développés et qui constituent de Chantrigné, au Nord, jusqu'à Grazay, au Sud, une bande orientée NNW-SSE d'une quinzaine de kilomètres de longueur et de 1 à 5 kilomètres de largeur. Ces terrains, de puissance très variable, sont majoritairement constitués de sables, de graviers, de galets roulés et, plus localement, de grès silicifiés en dalles. En dehors de cette zone, des dépôts plus ou moins importants, souvent sous forme de placages résiduels, existent également.

CONTEXTE DE FORMATION DES ENTITÉS GÉOLOGIQUES

Néoprotérozoïque supérieur

Les terrains sédimentaires briovériens

Les premières informations dont on dispose sur l'histoire géologique de la région sont fournies par les terrains du Briovérien supérieur. À cette époque, soit pour une période se situant entre 585 et 540 Ma, l'ensemble de la région étudiée est occupée par un vaste bassin marin, probablement assez profond, le bassin mancellien, limité au Nord, dans la région située entre Coutances et Saint-Lô, par une importante chaîne montagneuse, la cordillère constantienne (Dissler *et al.*, 1988) (fig. 25). Durant cette période, des matériaux argilo-sableux fins à grossiers, issus du démantèlement de terrains plus anciens, sous les effets de l'altération, vont s'accumuler au niveau de ce bassin et constituer une épaisse série sédimentaire détritique, représentée à l'heure actuelle par des siltites, des grès et des niveaux conglomératiques. Les sédiments les plus grossiers (sables, graviers) vont s'accumuler dans les zones les plus proches de la source d'alimentation, sur un important talus subaquatique, les éléments les plus fins étant quant à eux transportés au large, au fond du bassin (vase et silts). La rythmicité et l'étendue dans le temps de ces apports détritiques fins et grossiers engendrent d'une façon globale la formation d'alternances de bancs argilo-silteux et grauwaqueux de puissance centimétrique à pluridécamétrique. La présence de siltites-argilites massives et dominantes à l'Ouest témoigne de périodes de stabilité du bassin et d'une sédimentation normale en milieu distale. La présence de bancs massifs de grauwaques, correspondant à des décharges

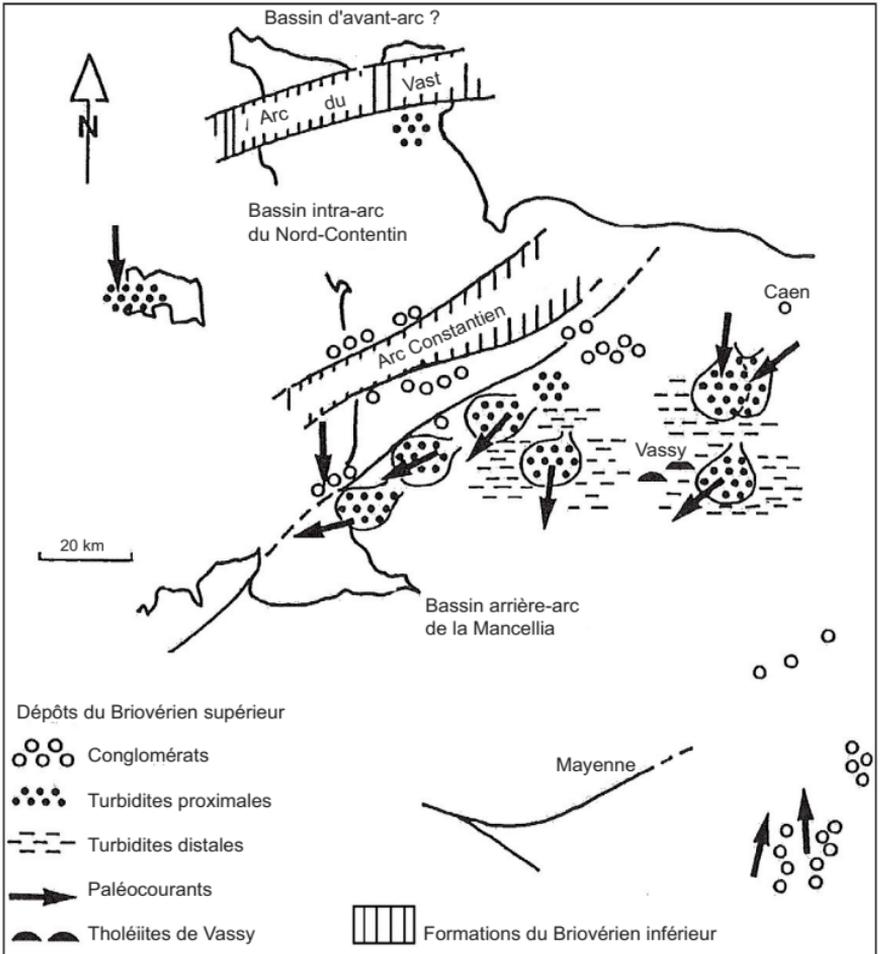


Fig. 25 - Esquisse paléogéographique du domaine est-armoricain au Briovérien supérieur avec les types de sédiments et les directions des paléocourants (d'après Dupret *et al.*, 1990)

détritiques nettement plus grossières, atteste de périodes d'instabilité du bassin briovérien, probablement liées au comblement de ce dernier mais également à l'amorce de la mise en place de la plateforme cambrienne (Doré, 1972).

Durant ces périodes d'instabilité, qu'elles soient simplement climatiques ou liées à des phases de réajustement du bassin (subsidence), la fraction très grossière stockée sur le talus continental près de la source d'alimentation est susceptible d'être remise en mouvement sous l'effet de courants gravitaires turbiditiques (« debris-flow ») et étalée au pied des talus, au niveau de canyons et chenaux sous-marins entaillant sa base (Garlan, 1985). Ces décharges grossières vont donner les schistes à galets et conglomérats actuels.

La source des différents composants sédimentaires de la région de Mayenne n'est pas connue. La bordure nord de ce bassin briovérien, maintenant clairement reconnue, est constituée par la cordillère constancienne. Le démantèlement de celle-ci a permis, au cours de cette période, d'alimenter toute la bordure nord du bassin (depuis Granville jusqu'à Saint-Lô, Balleroy, Villers-Bocage) en matériaux divers et notamment en éléments phtanitiques du Briovérien inférieur, remaniés à l'état de galets. Les observations faites lors des levers des feuilles Sillé-le-Guillaume, Domfront, Landivy, Villaines-la-Juhel, et Mayenne montrent qu'une source située plus au Sud doit être envisagée pour l'alimentation de cette partie du bassin. En effet, d'une part, les faciès deviennent de plus en plus fins, silteux et argilitiques à mesure que l'on se déplace vers le Nord-Ouest, ce qui tend à démontrer l'existence d'un approfondissement vers le Nord-Ouest du bassin (cf. Landivy ; Vernhet *et al.*, 1997) et, d'autre part, au Sud-Est, la concentration en faciès conglomératiques et en « schistes à galets », notamment à éléments phtanitiques, devient de plus en plus importante, avec un alignement des dépôts sensiblement NE-SW. Or, actuellement, les seuls horizons de phtanites (b1Ph ; caractérisant le Briovérien inférieur) reconnus en Normandie sont situés nettement plus au Nord, dans les régions de Granville, Saint-Lô et Balleroy. Ils jalonnent la cordillère constancienne selon une direction NE-SW. Ils ont contribué à l'alimentation en éléments phtanitiques des conglomérats du b2, également alignés selon cette direction NE-SW (visibles par exemple près de Balleroy, Caumont-l'Éventé, Saint-Germain-d'Ectot, etc...). Entre ces deux régions, non seulement le bassin semble s'approfondir du Nord-Ouest au Sud-Est avec la disparition des conglomérats et des schistes à galets et la mise en place de faciès de plus en plus fins, mais surtout les niveaux de phtanites disparaissent totalement. Ce n'est que 80 à 90 km plus au Sud (feuille Domfront) que l'on retrouve les premiers faciès conglomératiques b2Cg accompagnés de grès, identiques à ceux présents dans le secteur d'étude. La présence de ces faciès gréseux et conglomératiques montre que l'on se rapproche, au niveau de la zone de Mayenne, d'une des bordures méridionales du bassin briovérien et par conséquent de la zone d'alimentation. Les travaux réalisés par T. Garlan (1985), puis par J. Le Gall *et al.* (1998), sur la fabrique et le sens d'imbrication des galets ont confirmé que la source d'alimentation de ces derniers ne pouvait

effectivement être située que plus au Sud. Actuellement, cette hypothétique bordure méridionale du bassin briovérien reste encore inconnue et le restera probablement encore un bon nombre d'années, en raison notamment de la présence de couvertures plus récentes, s'étageant du Paléozoïque au Quaternaire qui masquent ces terrains protérozoïques. Seuls des sondages réalisés dans ces régions de la Mayenne et de la Sarthe seront susceptibles de donner des informations sur la présence de cette bordure méridionale, sur l'existence de niveaux phtanitiques et sur la nature exacte du substratum anté-briovérien. On signalera, à titre indicatif, que les faciès conglomératiques briovériens ont été retrouvés dans la région du Mans (Bourchelin-Courceboeufs) en 1992 dans un sondage minier réalisé par la société RTZ.

Ces terrains sédimentaires sont affectés entre 560 et 540 Ma par une phase de plissement accompagnée d'un métamorphisme régional, correspondant à la fermeture des bassins et aux jeux ou rejeux de grandes structures cisailantes, sous les effets de la tectonique tardi-cadomienne, puis recoupés et métamorphisés (métamorphisme de contact) vers 540 Ma par des massifs granitiques du type Vire, anté-cambriens. Cet ensemble sédimentaire et cristallin sera en partie érodé, pénéplanisé, avant le dépôt du Cambrien.

Les granitoïdes cadomiens et les massifs basiques de Oisseau et du Moulin-du-Feu. Contexte de mise en place

Les granitoïdes présents sur la carte de Mayenne se mettent en place dans les formations sédimentaires briovériennes déjà déformées et métamorphisées dans l'anchizone. Ils y développent une auréole de métamorphisme de contact sécante sur l'organisation structurale des formations sédimentaires de leur encaissant. Ce sont des granites hyperalumineux sodi-potassiques, à biotite et cordiérite. Ils se rapprochent des granites de type S formés en contexte d'hypercollision continentale. Leur composition chimique indique une source crustale. Ils proviendraient de la fusion de séries paradérivées (clastiques) compatibles avec leur composition chimique. La température nécessaire à la fusion doit être élevée (800 °C à 900 °C). Ceci implique la présence d'une source de chaleur importante en base de croûte sans intervention d'un épaissement crustal. La source de chaleur est peut-être liée à des intrusions, dans la base de croûte, de roches basiques issues d'une fusion partielle du manteau. Dans cette hypothèse, grâce à ce transfert de chaleur, la fusion de la croûte devient possible dans les zones situées au-dessus de celles-ci. C'est une anatexie sous faible pression partielle d'H₂O (sans phase vapeur séparée) et en l'absence totale de CO₂, ce qui est confirmé par l'omniprésence de feldspaths perthitiques (granites hypersolvus). Les magmas formés migrent vers la surface tant que leur viscosité le permet sans possibilité de différenciation notable. Les différents faciès pétrographiques observés (basés sur la variation des pourcentages des espèces de feldspaths) ont pour origine de faibles variations des conditions thermiques de cristallisation du magma lors de la

mise en place dans l'encaissant sédimentaire briovérien. En effet, il n'y a pas, au cours de cette cristallisation, de variations significatives du chimisme global. Les variations minéralogiques sont donc uniquement le reflet des variations thermodynamiques au moment de la cristallisation.

L'auréole de métamorphisme de contact qui se développe est marquée par l'apparition de plusieurs phases minérales caractéristiques des variations des conditions thermodynamiques dans les formations briovériennes. La biotite est le premier minéral à apparaître à partir de la déstabilisation de la chlorite selon deux réactions : $Fk + Chl = Ms + Bt$ et $Chl = Ms + Bt$. Lorsque la température augmente en se rapprochant du contact avec l'intrusion, les porphyroblastes de cordiérite apparaissent. Ils sont caractéristiques du faciès des « schistes tachetés ». Ce minéral cristallise à partir de la déstabilisation de la chlorite à haute température ($Chl + Ms = Bt + Crd$). Au contact même du granite se trouvent les cornéennes. La succession de ces paragenèses présentes dans l'auréole indique que les magmas granitiques se sont mis en place dans un contexte de basse pression (2,5 Kbar) ce qui correspond à une profondeur maximum de 6 km (Ballèvre *et al.*, 2001). La géométrie anguleuse des contacts du granite avec son encaissant observée sur le terrain, caractéristique d'une mise en place en contexte fragile, confirme cette mise en place à très faible profondeur.

Les diorites quartziques apparaissent sécantes sur les formations briovériennes, sur les granites et parfois sur le contact granite-Briovérien (massif d'Oiseau). À la périphérie des massifs apparaissent des faciès de bordure à grain fin ou de bordure figée dans le cas du massif du Moulin-du-Feu. Dans le cas des intrusions basiques et ultrabasiques situées au cœur des granites, la présence de cette bordure figée signifie que l'encaissant granitique était entièrement cristallisé et refroidi, mais encore en profondeur au moment de leur mise en place. Les relations chronologiques entre les granites et ces roches rendent difficiles d'envisager qu'il s'agisse là de la trace du magmatisme basique responsable de l'apport de chaleur à l'origine de la fusion de la croûte qui a donné naissance aux magmas acides.

L'évolution des faciès, les gabbros à l'Ouest (feuille d'Ernée), les diorites à l'Est (feuille de Mayenne), témoigne d'une variation de la composition des magmas et probablement de la profondeur de mise en place des différents massifs (de plus en plus proche de la surface en allant vers l'Est). Ces massifs pourraient peut-être s'enraciner dans l'anomalie lourde située sous le massif de Gorrion.

Altérations hydrothermales post-magmatiques

Les trois types d'altération identifiés sont largement répandus sur les massifs granitiques de la région. Ils sont liés à l'activité tectonique carbonifère au cours

de laquelle des fluides ont circulé dans les zones fracturées devenues perméables. Suivant les endroits, leur extension est plus ou moins importante. Ces altérations sont dues à une élévation locale et modérée de la température et à la circulation de fluides réchauffés par les mouvements tectoniques. Il n'y a pas d'apport important d'éléments chimiques. Les faibles variations de composition chimique des roches sont liées à des enrichissements différentiels par perte de certains éléments.

Les granites leucocrates résultent de la chloritisation des biotites (appauvrissement en fer), de la remobilisation partielle de la silice (crystallisation de quartz secondaire), et de la déstabilisation des cordiérites (formation de muscovites palmées et libération de silice). Ce phénomène correspond à un début de greisenification.

L'albitisation est liée principalement à la déstabilisation des feldspaths perthitiques induisant une recristallisation d'albite pure et automorphe. En parallèle, quelques plagioclases, en libérant leur phase calcique, recristallisent également en albite pure.

L'épisyénitisation est un phénomène beaucoup plus rare dans la région. Elle correspond à une perte de silice par lessivage des quartzs, accompagnée de pseudomorphoses en chlorite. Les granites sodi-potassiques, les faciès albitisés et les granites leucocrates subissent cette épisyénitisation.

Terrains sédimentaires paléozoïques des synclinaux de Villaines-la-Juhel et de Mayenne

La transgression cambrienne

Le socle cadomien est recouvert en discordance par les termes sédimentaires du Cambrien inférieur déposés sur la marge nord-ouest d'un bassin marin peu profond (graben du Maine) bordé au Sud-Est par un relief hérité de l'histoire cadomienne : la Mancellia. Outre cet héritage morphologique, la paléogéographie cambrienne est contrôlée par une tectonique distensive particulièrement bien enregistrée à l'Est et au Sud de cette carte où, dans le graben du Maine, s'exerce une forte subsidence accompagnée d'un volcanisme très actif (cartes Villaines-la-Juhel, Doré *et al.*, 1986 ; Sillé-le-Guillaume, Le Gall et Maurizot, 1998).

Le Cambrien inférieur débute par la formation des Conglomérats et arkoses (K1) composée de matériaux polygéniques plus ou moins grossiers qui représentent les produits de démantèlement des reliefs cadomiens sous un faciès rubéfié continental. Les épaisseurs de ces dépôts sont très variables, les valeurs maximales indiquant l'emplacement de puissants épandages fluviaux ou de cônes alluviaux. La granulométrie des dépôts, également variable, est

dépendante de la nature lithologique du socle cadomien. Les faciès conglomératiques à dominante de galets de grès se concentrent sur les ensembles sédimentaires et métamorphiques du Briovérien, tandis que les arkoses grossières, issues du remaniement plus ou moins poussé de la couverture d'arène, recouvrent directement les plutons granitiques. La formation des Conglomérats et arkoses s'organise selon une séquence majeure de transgression avec à la base les termes grossiers petit à petit relayés par les grès arkosiques. Ces derniers s'affinent vers le sommet de la formation. Ils sont mieux classés et envahis progressivement de siltites micacées noires annonçant l'entrée dans la formation des Schistes et calcaires. Cette évolution traduit l'amorce de la transgression marine cambrienne succédant à une sédimentation détritique de plaine d'inondation. Alors que dans le graben du Maine (cartes Villaines-la-Juhel et Sillé-le-Guillaume), le cycle transgressif conduit à la construction d'une plate-forme carbonatée où s'installent des stromatolites, sur le territoire de la carte Mayenne cette évolution, plus restreinte, ne se traduit que par l'instauration d'une sédimentation détritique fine, au sein d'un milieu calme en bordure du bassin. De même, contrairement au bassin où plusieurs cycles sédimentaires se succèdent qui aboutissent au dépôt d'une succession cambrienne épaisse de plus de 3 000 mètres, dans ce secteur, la sédimentation cambrienne, organisée en un seul cycle, s'interrompt précocement et n'est représentée que par une mince couverture ne dépassant pas quelques centaines de mètres. L'émersion sera définitive jusqu'à l'Ordovicien inférieur et le dépôt de la formation du Grès armoricain.

La transgression et le dépôt des formations ordoviciennes

À l'Ordovicien, une nouvelle phase transgressive de grande ampleur intéresse tout le domaine oriental du Massif armoricain. La mer, venant de l'Est, recouvre les sédiments cambriens émergés du bassin normanien et vient progressivement noyer les reliefs cadomiens résiduels de la Mancellia en y déposant les sables de la formation du Grès armoricain. Les caractères sédimentologiques (litages obliques en mamelon) et ichnologiques (*Skolithos*) de ces dépôts suggèrent un milieu littoral peu profond avec de vastes étendues sableuses soumises à l'action des tempêtes (Durand, 1985). La source principale des éléments détritiques, déduite de l'orientation des paléocourants, est recherchée plus au Sud, probablement au niveau de la plate-forme saharienne (Noblet, 1984). La vitesse de sédimentation est exceptionnellement élevée puisque ces dépôts, épais de plusieurs centaines de mètres, ne renferment qu'une seule biozone de chitinozoaires (Paris, 1981).

Le faciès hétérolitique grés-micacé et pélitique du sommet de la formation du Grès armoricain traduit une accentuation de la transgression ordovicienne qui, repoussant vers l'Ouest la ligne de rivage des terres émergées, atteint son maximum avec le dépôt de la formation des Schistes du Pissot (Doré, 1969). La sédimentation de ces vases argileuses noires, contenant au sommet un niveau de

minerai de fer oolitique, s'effectue du Llanvirn au Llandeilo dans un environnement de plate-forme interne, à l'abri de l'influence des vagues. Dans le secteur oriental du synclinal de Villaines, le retour à des conditions plus littorales et exposées à la dynamique tidale s'enregistre lors de l'Ordovicien moyen (Llandeilo-Caradoc ?) avec le dépôt des sables micacés de la formation des Grès de May. Plus à l'Ouest, ces mêmes sables sont progressivement envahis de vases argilo-sableuses verdâtres qui précèdent les faciès homolitiques argilo-miacés de la formation caradocienne des Schistes du Pont-de-Caen. Cette évolution marque un nouvel approfondissement du bassin, dont les conditions de dépôt rappellent celles des Schistes du Pissot avec, notamment, un horizon de minerai de fer oolitique chloriteux.

Le passage de l'Ordovicien au Silurien se caractérise dans le Nord-Est du Massif armoricain par le dépôt des argiles microconglomératiques glacio-marines de l'Ashgill (formation de la Tillite de Feuguerolles). Alimentées directement par la fonte d'icebergs, elles sont les témoins de la glaciation qui affecte l'ensemble du domaine nord-gondwanien à la fin de l'Ordovicien. L'abondance de calcaires ashgilliens remaniés dans la tillite, eu égard à leur rareté dans les formations régionales, exprime la régression eustatique générale constatée en Europe de la Thuringe à la péninsule ibérique. Cette régression explique également les nombreuses lacunes fauniques de la limite Ordovicien/Silurien (Le Corre *et al.*, 1991).

La sédimentation silurienne

Au début du Silurien, la fonte de l'inlandsis africain provoque une transgression glacio-eustatique enregistrée par le dépôt d'un corps gréseux (formation du Grès culminant) constitué de sables marins bien classés, issus du remaniement d'anciens ensembles sableux deltaïques ou continentaux. Leur richesse en pyrite préfigure les conditions anoxiques qui prévalent lors de la sédimentation des ampélites siluriennes. Ces dernières sont représentées par des argilites noires, riches en matière organique et en sulfures, qui se signalent par la disparition des faunes benthiques au profit d'espèces pélagiques parmi lesquelles dominent les graptolites. Tous ces caractères, joints à la très vaste extension et à la continuité géographique de ces milieux noirs, indiquent des conditions de sédimentation relativement profondes, au sein d'eaux marines qui, en réponse au phénomène de déglaciation, se scindent en une tranche d'eau supérieure oxygénée, riche en plancton, surmontant des eaux plus profondes anoxiques (Paris *et al.*, 1986).

Cénomano-Tertiaire

La présence désormais attestée (Fauconnier, 2004) d'un niveau d'argiles grises à fragments de bois fossiles et faune de l'Albo-Cénomaniens démontre que

la région a connu des dépôts de cet âge. Il est encore prématuré quant à des certitudes sur leur origine purement continentale, ou bien incluant la présence d'influences marines. Mais leur présence amènera inéluctablement un renouvellement notable des concepts qui ont été formulés dans les publications sur l'Armorique post-hercynienne depuis plus de 150 ans. Ces argiles reposent sur des arènes kaoliniques de granites, épaisses de plusieurs mètres. À ce stade, il reste difficile de dire ce qui est la part d'altérites anciennes antécénomaniennes développées avant les dépôts du Crétacé supérieur, d'altérites plus récentes (fin du Crétacé, Paléogène ou plus récent) développées sous couverture résiduelle : les deux phénomènes ont pu se cumuler.

Au-dessus des argiles crétacées, se développent sur au moins 15 m d'épaisseur, des sables et galets organisés en séquences fluviatiles. Ces galets (presque exclusivement du quartz), sont toujours très émoussés : le transport semble avoir été assez important depuis les zones sources pour acquérir un taux d'usure aussi poussé. Ces séquences fluviatiles ne montrent pas de hiatus évident après ces argiles cénomaniennes (cf. coupes visibles dans les sablières en activité), sans que l'on puisse affirmer que ces séquences sont en continuité avec les argiles du Crétacé. Enfin, les sables blancs sont des quartzs qui peuvent provenir de Grès armoricains, d'arènes ou d'altérites de sédiments briovériens ou paléozoïques. La teinte blanche qui prouve l'intense lessivage de ces sables peut aussi signaler que ces séquences ont pu être très riches en matière organique lors de leur dépôt.

L'âge « Crétacé supérieur (?) » proposé pour ces sables et galets ou tout du moins pour une partie de ceux-ci reste malgré tout l'hypothèse la plus simple *a priori*. Cette hypothèse n'est pas contradictoire avec les diagnostics de C. Klein (1973) et J. Vérague (1986) qui soupçonnent alors, avec précautions, une abrasion marine pour les galets de quartz de la partie nord de l'Armorique. Ces dépôts de sables et galets pourraient représenter une partie de la transgression du Crétacé supérieur sur le territoire armoricain. Ils constitueraient un stock de sédiments qui a pu ensuite être aisément remobilisé sous forme d'épandages ou de remplissages de rias lors des incursions marines au Cénozoïque. Lors des périodes d'émersion, ces sédiments alimentent en grande partie les alluvions des fleuves.

Il reste très difficile de reconstituer les épisodes qui sont survenus dans cette région durant le Cénozoïque. On sait qu'il existe nombre de petits bassins à remplissage argileux qui ont donné des âges éocènes (Ludien notamment), oligocènes ou pliocènes (Baize, 1999 ; Choux, 1960 ; Estéoule-Choux, 1970 ; Lautridou, 1993, 2002). Dans tous ces cas, les datations proviennent de sédiments fins qui sont associés à des dépôts plus grossiers (sables et galets), et le plus souvent avec une influence marine associée à des microfaunes lagunaires. Ces pièges sont en relation avec des événements tectoniques qui réactivent des failles tardi-hercyniennes, souvent orientées NNW-ESE. C'est le

cas du bassin de Chantrigné qui traverse le territoire de la feuille jusqu'à Jublains. Les jeux de ces accidents sont synchrones mais aussi postérieurs à la sédimentation détritique comme le montrent les variations de puissance des dépôts et les décalages topographiques actuels de la paléosurface.

Les sédiments clastiques cénozoïques sont constitués par des dépôts continentaux fluviaux azoïques de type sables, graviers et galets avec quelques intercalations argileuses. On rappellera que c'est sur cet axe qu'avaient été signalés sur la carte de Mayenne à 1/80 000, les faciès argilo-carbonatés éocènes. Ceux-ci n'ont pas été retrouvés lors des travaux réalisés pour l'établissement de la carte à 1/50 000. Sont-ils absents ou n'ont-ils tout simplement pas été identifiés car non présents à l'affleurement au moment des levés ?

Ces dépôts sont inégalement répartis sur le territoire de la feuille. Ils occupent toute la partie centrale correspondant au bassin de Chantrigné. À l'Ouest et à l'Est de celui-ci, des placages éparses, de faible épaisseur, reposent sur les granites ou sur les sédiments briovériens.

Les sédiments reposent sur une surface d'érosion, relique d'une pénéplaine disséquée par les vallées actuelles. Les filons de quartz ou de dolérite y constituent des paléoreliefs. L'altitude de la surface de pénéplanation décroît d'Ouest en Est depuis 200 m sur la massif granitique de Gorron jusqu'à 130 ou 140 m au niveau du bassin de Chantrigné. À l'Est de celui-ci, sur le massif granitique de Le Horps, les dépôts sont situés à une altitude de 270 m à 285 m. Au Sud de Mayenne, les dépôts restent à une altitude de 130 m à 140 m. La répartition géographique des reliques de la surface en fonction de l'altitude montre une relation étroite avec le réseau de fracture ou de filons d'orientation N160°E. Cette disposition est la trace d'une activité néotectonique liée à une distension. La surface s'affaisse par à-coup en se rapprochant du fossé de Chantrigné (structure en hémigraben). La sédimentation dans le fossé se poursuit pendant l'ouverture et les effondrements. Le rejet vertical cumulé des failles bordant la partie orientale du fossé est de plus de 150 m.

La dynamique des dépôts semble correspondre à des systèmes de réseaux en tresse, mais les figures sédimentaires trop frustrées ne permettent pas de définir une direction générale d'écoulement. Cependant, avant la formation du fossé de Chantrigné, les reliefs devaient être situés plutôt au Sud ou à l'Ouest et les points bas vers le Nord.

Le stock de sables et galets disponibles en surface a servi à réalimenter les alluvions ou dépôts fluvio-marins depuis le Crétacé supérieur.

Les auteurs précités signalent deux points de façon assez similaire :

- la présence de puissantes altérites de socle dès le début du Tertiaire (surtout des arènes avec kaolin préservées dans le cas des profils les plus complets, dans une moindre mesure argilisation de schistes) ;
- la présence de silicifications attribuées à l'Éocène (mais avec des nuances sur les âges exacts proposés).

Dans le bassin de Chantrigné, les dépôts sont affectés par une silicification qui constitue des dalles gréseuses. Celles-ci, plus résistantes à l'érosion, sont souvent situées au sommet des affleurements.

Régionalement, les études menées sur ces formations par J.P. Lautridou dans le bassin de Céaucé (Domfront) ont permis de proposer pour cette silicification un âge compris entre l'Éocène supérieur (tardi-Ludien à post-Ludien supérieur) et l'Oligocène, ce qui s'accorde au niveau des phases de silicification (Yprésien et Bartonien pouvant s'étendre au-delà, au cours de l'Oligocène voire du Miocène) avec les idées de J. Estéoule-Choux et M.F. Ollivier-Pierre (1986) (reconnaissance par sondages dans ce bassin d'argiles et de calcaires à gastéropodes, spores, pollens et charophytes rapportés à l'horizon des marnes à striatelles du Ludien supérieur, sous-jacents à des sables, graviers et grès silicifiés). Ces grès témoigneraient donc de l'extension de la couverture détritique fini-éocène. Cependant, un doute subsiste dans la mesure où si ces grès sont dans le bassin de Céaucé bien au-dessus des formations ludiennes, leur position haute n'est en fait en apparence que relative, d'ordre tectonique, induite par le jeu des failles d'effondrement. Les observations récentes faites en 2004 (tourné de terrain avec Wyns, Quesnel, Vernhet, Lautridou, Le Gall et Gigot) pose le problème de la position réelle de ces grès silicifiés vis-à-vis des faciès carbonatés présents régionalement. Ces grès peuvent en effet très bien correspondre à la silicification d'une formation détritique à sables et galets (au niveau de battement de nappes phréatiques) telle que celle observée au-dessus des argiles cénomaniennes de Glaintin, silicification pouvant, dans la logique des processus d'altération, très bien être considérée comme antérieure à la phase de carbonatation à l'origine des calcaires éocènes.

De même, la présence de niveaux « indurés » ferrugineux ne paraît pas constituer un critère majeur pour l'attribution stratigraphique de ces différentes formations mais marque simplement une évolution du milieu de dépôt et probablement du milieu climatique.

Les séquences fluviatiles de sables et galets ne sont pas intrinsèquement bien datées. Il est aussi vraisemblable que des dépôts fluviatiles ont existé à différents moments du Tertiaire, dans ces points bas servant naturellement de thalweg aux rivières (oueds vraisemblablement). Comme c'est le même stock de matériaux qui a été repris plusieurs fois, il reste très difficile actuellement de départager des dépôts éventuellement très différents en âge tant que des niveaux repères particuliers ne sont pas identifiés et diagnostiqués.

Enfin, on sait que l'axe Nort-sur-Erdre – Saint-Brieuc (Gros *et al.*, 1984a et b), comme le seuil du Cotentin (Baize, 1999), a été subsident et a recueilli des traces de la « transgression rédonienne ». Il est vraisemblable que la faille de Mayenne, bien que marginale à cet axe, ait aussi été affectée de rejeux.

L'étude détaillée de tous ces faciès, leurs géométries, leurs relations spatiales, et si possible leurs âges réels ou relatifs, devront par conséquent faire l'objet d'une étude complémentaire détaillée.

Postérieurement, les dalles silicifiées sont démantelées et les blocs redistribués sur une paléosurface. Ils y sont alors soumis à une érosion éolienne importante traduisant l'installation sur la région d'un climat chaud et sec. Les dreikanterers qui en résultent ont été retrouvés en abondance au Sud de Mayenne, dans la région de Jublains.

Quaternaire

De la fin du Pliocène au Quaternaire vont se succéder une vingtaine de périodes glaciaires, entrecoupées de périodes tempérées. C'est surtout au cours des alternances gel-dégel des sols que va se façonner en grande partie la morphologie actuelle du paysage. La baisse du niveau des mers et les mouvements de terrain liés à la néotectonique vont induire un creusement des vallées marqué par une succession de terrasses alluviales. Les phénomènes de gélifraction, gélifluxion et cryo-reptation induits par la succession de périodes froides entraînent durant les périodes de climats froids, des fauchages importants des matériaux meubles en surface. Ceux-ci (fragments de roche plus ou moins saine, altérites diverses...) sont déplacés de l'amont des versants vers leur aval fluvial, lors de dégels de printemps. Ce phénomène a dû provoquer alors de véritables débâcles dans les rivières de la région. Ces dépôts de versant, caractéristiques de climats périglaciaires, sont de type « heads » et sont souvent riches en cailloux si la source en fournit. En période froide comme sous climat tempéré, l'érosion peut aussi se traduire sous forme de « colluvions » lorsque la matrice fine domine largement dans les dépôts de versant. Il ne subsiste que très peu de traces des stades successifs d'enfoncement des principales vallées au cours du Pléistocène sur le périmètre de la carte. Ceci est en partie dû au fait que le réseau hydrographique qui couvre la feuille correspond à la partie très amont des rivières, avec des écoulements d'ampleur encore très limitée. Les rares alluvions anciennes détectées sont signalées par quelques centimètres d'épaisseur de cailloux émoussés pour les niveaux les plus visibles. En revanche, le dernier stade froid (Fy) est bien visible au fond du remplissage des vallées comme celle de la Mayenne. Il correspond à des sédiments grossiers (galets et blocs dans une matrice sableuse). Dans les plus petits drains, ces sédiments périglaciaires sont plus souvent marqués par un niveau sableux avec des fragments de roches encore peu émoussés.

Les lœss (silts éoliens) sont contemporains des maxima de froid de ces périodes glaciaires, le plus souvent de la dernière. Ils sont associés aux vents d'Ouest dominants. Dans cette région, la source d'alimentation de ces limons est vraisemblablement locale sauf au Nord en bord de coupure, où les lœss présents peuvent traduire les limites d'extension des dépôts éoliens liés au golfe normano-breton (Lautridou, 1985). Des analyses fines de granulométrie et de minéraux lourds permettraient de valider cette hypothèse et de placer précisément une limite entre lœss locaux et lœss normano-bretons.

Enfin, avec l'interglaciaire actuel, l'Holocène, le paysage se stabilise en même temps que la végétation change, évoluant d'une steppe froide à une forêt de feuillus dominante. Les rivières ont un régime de très faible énergie qui ne permet alors que le dépôt de fines particules issues de l'érosion de sols lors des crues : le fond plat et limoneux des vallées (FZ) traduit cette évolution, généralement associé à un petit bourrelet de crue visible lorsque les aménagements anthropiques (halage, terrassement ou labours) ne l'ont pas éliminé. Cependant, ces dépôts quaternaires (alluvions récentes), tapissant une partie du fond des vallées, sont peu étendus. Le lit des ruisseaux et des rivières est constitué le plus souvent par de la roche en place. L'érosion est donc encore très active sur une grande partie du territoire de la feuille de Mayenne. Les profils d'équilibre ne sont pas atteints. Les alluvions disparaissent le long des cours d'eau au passage des faisceaux de failles ou de filons d'orientation NNW-SSE. Ces zones correspondent au haut des blocs tectoniques qui sont soumis à une érosion active (néotectonique).

CHRONOLOGIE DE MISE EN PLACE DES ENTITÉS GÉOLOGIQUES

Chronologie relative

Les attributions d'âge stratigraphique sont faites en fonction du contexte régional. En revanche, les arguments de chronologie relative sont suffisamment nombreux pour établir la succession des mises en place et des déformations.

L'événement le plus ancien correspond aux dépôts des épaisses séries sédimentaires détritiques d'origine marine, attribuées au Briovérien supérieur. Elles subissent d'intenses plissements et un métamorphisme anchi à épizonal. Les différents granitoïdes issus de la fusion crustale se mettent en place de façon intrusive dans les formations sédimentaires briovériennes à partir de plusieurs zones d'alimentation. Une auréole de métamorphisme de contact se développe dans l'encaissant sédimentaire. Les géométries des surfaces de contact granites-encaissant, lorsqu'elles ne sont pas de nature tectonique, sont anguleuses et très proches de la verticale. Les granites se sont donc mis en place dans un encaissant au comportement rhéologique fragile, c'est-à-dire à faible profondeur. Les

roches basiques recoupent l'organisation géométrique des granites et le contact granite-encaissant sédimentaire. Elles sont donc de mise en place postérieure. Le fait que les faciès les plus basiques soient à l'Ouest (massif de la Rivaudière et d'Ernée sur la feuille d'Ernée) permet d'envisager des profondeurs de mise en place de plus en plus faibles vers l'Est. Il n'y a pas d'autres événements pouvant être attribués au Briovérien sur le secteur de la feuille de Mayenne.

La fin des temps précambriens est accompagnée d'une importante période d'érosion aboutissant à une surface de pénéplanation sur laquelle les transgressions du Paléozoïque inférieur vont s'étendre.

Postérieurement, les filons de dolérite orientés NNW-SSE recoupent l'ensemble des faciès sédimentaires, granitiques et basiques. Régionalement, leur mise en place est attribuée au Dévonien.

Deux générations de filons de quartz ont été reconnues sur le secteur de Mayenne et d'Ernée. Les filons N160°E, parallèles aux dykes de dolérite, sont les plus anciens. Ils sont recoupés et décalés par les failles inverses NE-SW. Ces filons de quartz présentant les mêmes déformations que les filons de dolérite, leur sont probablement contemporains. Les filons orientés N60°E à N80°E, fréquents au Sud de Mayenne, recoupent les faciès mylonitiques ductiles liés au jeu inverse dans les granitoïdes. Ils constituent la seconde génération de filons de quartz.

Les failles inverses, d'orientation N60° à N70°E, associées à des structures ductiles et cassantes, affectent l'ensemble des sédiments briovériens, les granites, les filons de dolérite, la première génération de filons de quartz, mais aussi les sédiments du Paléozoïque inférieur de la forêt de Mayenne et du synclinal de Villaines-la-Juhel. Cette phase de déformation est associée au fonctionnement de la Zone de Cisaillement Nord-armoricaine au cours du Carbonifère (?). Les granites subissent le long de ces failles des transformations métamorphiques (orthogneissification) et hydrothermales (recristallisations liées à la circulation de phases fluides issues des rééquilibres minéralogiques en relation avec les variations de pression et température dans les plans de faille). Greisenification, albitisation et épsyénitisation sont les phénomènes de néoformations minérales les plus répandus associés à cette phase hydrothermale. Les granites chevauchent les sédiments briovériens et l'auréole de métamorphisme disparaît localement. Les écaillages intragranitiques qui recoupent une grande partie des massifs granitiques, sont jalonnés par de nombreuses lentilles tectoniques de sédiments briovériens et de granites. Tous ces événements sont synchrones et ont dû se produire au cours du Carbonifère, période de fonctionnement des grandes zones de cisaillement dans le Massif armoricain. Cet âge de fonctionnement est confirmé par :

– le chevauchement des granites sur la partie nord du synclinal paléozoïque de la forêt de Mayenne ;

- le déversement et le chevauchement des séries paléozoïques vers le Sud-Est ;
- les écaillages et chevauchements vers le Sud-Est du synclinal de Villaines-la-Juhel.

Des failles cassantes de direction N30° à N50°E recoupent toute la région, y compris les chevauchements N70°E. Des failles de type Riedel leur sont associées et indiquent une composante senestre. La deuxième génération de filons de quartz leur est associée.

Postérieurement, une période d'érosion construit une nouvelle pénéplaine. Les dépôts fluviatiles cénomano-tertiaires (?) se déposent sur une surface d'érosion dérivant de la surface de pénéplanation post-carbonifère. Ces dépôts correspondent sans doute aux produits d'érosion des reliefs de la région couverte par la feuille de Mayenne.

La surface de pénéplanation scellée par ces premiers sédiments fluviatiles est basculée vers l'Est par le jeu normal des failles NNW-SSE responsable de la formation du fossé de Chantrigné.

Le creusement de vallées et les quelques alluvions qui les tapissent, constituent le dernier événement important qui façonne le paysage de la région.

Datations radiochronologiques

Deux échantillons du granite hyperalumineux sodi-potassique à orthose perthitique dominant (${}^{37}\text{K}$), pris, l'un, au Bois-du-Teil ($X = 395$; $Y = 2\,368,5$), l'autre, dans la carrière de la Soulaie ($X = 393,5$; $Y = 2\,365,4$), ont fait l'objet de datations radiochronologiques. Des âges sur monazites ont été calculés à partir d'analyse ponctuelles (U, Th, Pb) effectuées à la microsonde électronique, après étude au microscope à balayage des grains sélectionnés (Cocherie, rapport interne BRGM - mai 2002).

Pour le granite du Bois-du-Teil, 11 grains de monazite ont été extraits et 99 points d'analyse ont été traités. Un âge de 510 ± 14 Ma (2σ) a été déterminé. Aucun protolite plus ancien, pas plus d'un événement plus récent n'ont été enregistrés par les cristaux étudiés.

Pour le granite de la carrière de la Soulaie, seulement 5 grains de monazite ont pu être extraits, tous altérés et comportant des inclusions et divers défauts. Trois analyses, très imprécises, montrent l'existence de vestiges anciens :

$$938 \pm 158 \text{ Ma}$$

$$717 \pm 80 \text{ Ma}$$

$$694 \pm 80 \text{ Ma}$$

Les résultats obtenus sur les deux autres grains de monazite permettent de calculer un âge de 518 ± 13 Ma (2σ). Celui-ci est interprété comme l'âge de cristallisation de la monazite lors de la mise en place du granite.

Âge de mise en place des dolérites

L'âge de la mise en place des dykes de dolérite reste encore à l'heure actuelle sujet à discussions.

Les dykes de dolérite de la Mancellia recoupent l'ensemble des terrains du socle protérozoïque, qu'ils soient de nature sédimentaire (Briovérien) ou cristalline (granitoïdes de la Mancellia, gabbro d'Ernée, diorite de Oiseau). Ils n'ont pas été retrouvés dans les formations sédimentaires paléozoïques de la forêt de Mayenne et du synclinal de Villaines-la-Juhel.

Les différentes études et observations réalisées jusqu'à présent conduisent à envisager une mise en place de ces roches basiques durant le Paléozoïque, très probablement à la limite dévono-carbonifère (intrusif dans le Cambrien de Fresnay-sur-Sarthe, Juignet *et al.*, 1984). Les derniers essais de datation sur zircon tentés dans le cadre du lever de la feuille Landivy (1997) se sont révélés infructueux non pas en raison de l'absence de zircon mais en raison de la petite taille de ces derniers.

Dans la région de Saint-Malo, l'âge des dolérites est fixé à 330 ± 10 Ma (Perroud *et al.*, 1986), âge sensiblement plus récent que celui initialement proposé (360 ± 10 Ma ; Leutwein *et al.*, 1972). Sur le terrain, ces dolérites, absentes dans les conglomérats cambriens, apparaissent, en revanche, remaniées dans des conglomérats carbonifères du synclinal de Laval. Sur le territoire de la feuille Mayenne, ces filons doléritiques sont clairement antérieurs aux grands accidents N60° à N70°E de Oiseau et de Mayenne, associés à la Zone de Cisaillement Nord-armoricaine, qui les décalent et qui affectent également le Paléozoïque du synclinal de Villaines-la-Juhel et de la forêt de Mayenne.

Les études les plus récentes réalisées par J. Le Gall (1999) situent la période d'injection du cortège filonien à la limite dévono-carbonifère, en partie synchrone des coulées basiques de la base du Carbonifère du bassin de Laval (Le Gall *et al.*, 1998).

L'absence de filons de dolérites dans la couverture paléozoïque est, selon J. Le Gall et G. Mary (1983), liée à une différence de compétence entre les terrains protérozoïques et paléozoïques. Le magma basique serait monté préférentiellement le long de fractures verticales, d'orientation moyenne N-S localisées dans les parties les plus indurées de l'édifice mancennien. Cette hypothèse est, ainsi que cela avait déjà été signalé sur Landivy, également

validée sur la zone de Mayenne, avec une densité de filons nettement plus importante dans le socle cristallin (plus compétent) que dans la couverture briovérienne, et, pour un même dyke, un amortissement très net entre le socle cristallin et la couverture sédimentaire.

La cote maximale atteinte par le magma aurait été conditionnée par des paramètres inhérents au magma (densité et pression) ou par la présence d'une puissante série argileuse jouant le rôle de barrière de fluides (Le Gall et Mary, 1983).

Tous les filons observés sur la feuille de Mayenne se situent à l'Ouest de la faille de Montreuil-Poullay. Ils pourraient être interprétés comme ayant injecté des fractures d'extrados liées à l'effondrement en flexure du compartiment occidental du fossé de Glaintin (jeu précoce de la faille de Montreuil-Poullay ?). Les différences d'orientation entre les filons situés sur le massif de Gorron (N160°E) et ceux recoupant les granites de la région d'Aron – Commer (N10°E) pourraient correspondre à des directions de fractures conjuguées lors de l'extension.

Le compartiment oriental est non déformé et ne présente donc aucune fracture ouverte susceptible d'avoir favorisé la mise en place des dolérites. Les formations sédimentaires paléozoïques étant situées sur ce bloc oriental, elles ne peuvent avoir aucune relation avec ces filons.

ÉVOLUTION TECTONOMÉTAMORPHIQUE

La carte de Mayenne se situe dans un contexte tectonique particulier marqué par la présence d'un accident majeur N60° à N70°E, la faille de « Mayenne-Nord », correspondant à l'un des différents segments « relais » connus régionalement du Cisaillement nord-armoricain (CNA). Cette faille, qui se prolonge à l'Est par celle de Villaines-la-Juhel, est accompagnée d'une série de failles satellites, telles que celle de Oisseau. Ce segment du CNA est d'autant plus important qu'il délimite, d'après les différentes études et levés réalisés jusqu'à ce jour, deux unités structurales bien distinctes, au Nord, le bocage normand, secteur au niveau duquel les déformations majeures sont attribuées à la phase orogénique cadomienne, en relation avec la mise en place des massifs intrusifs cadomiens (Chantraine *et al.*, 1982, 1986 ; Doré *et al.*, 1977 ; Dupret, 1983 ; Vernhet *et al.*, 1995, 1997), au Sud, le Maine et la Bretagne centrale, régions marquées au niveau structural par une prédominance des effets de la tectonique hercynienne sur la tectonique cadomienne (Mary *et al.*, 1989 ; Doré *et al.*, 1987 ; Le Gall *et al.*, 1998).

DÉFORMATIONS ET MÉTAMORPHISMES CADOMIENS

Les terrains briovériens présents sur la feuille de Mayenne se situent, à l'exception des cornéennes de Bais à l'Est, au Nord du segment du CNA (Cisaillement nord-armoricain), dans le domaine du Bocage normand. Ces terrains sont affectés par une phase plicative antérieure au dépôt des formations paléozoïques ainsi que l'attestent au Nord (synclinal de Domfront) comme à l'Est (synclinal de Villaines) ou à l'Ouest (synclinal de Mayenne) la discordance stratigraphique de la série paléozoïque sur les terrains protérozoïques. Cette déformation plicative peut être considérée comme correspondant à une phase tardive de l'orogénèse cadomienne, précédant la mise en place du batholite mancellien datée à 540 ± 10 Ma.

Cette déformation plicative reste ici comme dans toute la région délicate à définir sur le terrain en raison de la médiocrité et de la pauvreté des affleurements réellement exploitables, de la rareté des charnières de plis et microplis, y compris en carrière, de l'intensité de la cornéification qui oblitère en grande partie les structures dont la schistosité.

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 $N70^\circ$ à $N80^\circ E$, avec un plongement axial majoritairement penté vers l'Est (Chantraine *et al.*, 1982). Leurs flancs sont en général très redressés à subverticaux. Ces plis P_1 sont accompagnés d'une schistosité S_1 de plan axial, frustre, de type fracture, subparallèle à parallèle au plan de stratification S_0 (sauf dans les charnières lorsqu'elles sont visibles). Elle est marquée par un début de recristallisation des minéraux préexistants ou un début de néoformation. Dans les niveaux fins silteux ou argilitiques, l'alignement de phyllites néoformées et de minéraux opaques souligne une schistosité plus marquée, de type schistosité de flux naissante. La direction moyenne de cette schistosité est, d'après les quelques mesures qui ont pu être prises, comprise entre $N70^\circ$ à $N90^\circ E$. On relève cependant, dans la partie est du secteur (zone du Ribay) des valeurs évoluant jusqu'à $N120^\circ E$ et liées à une nette virgation de la série briovérienne et des structures plicatives associées, tel que cela avait déjà été reconnu plus au Nord sur la feuille Domfront au contact granitoïde-Briovérien. L'origine de cette inflexion des couches et des traits structuraux reste problématique, liée à la mise en place du massif granitique du Horps, à la phase plicative hercynienne ou aux jeux des grands accidents cisailants hercyniens affectant la région. Les plans de schistosité mesurés dans la région de Bais sont très restreints et se situent en direction de $N110^\circ$ à $N140^\circ E$, probablement en liaison avec la phase de plissement synschisteuse hercynienne affectant les domaines du Maine et de Bretagne centrale.

La schistosité majeure S_1 est localement affectée, en particulier dans les zones de cisaillement, par une schistosité secondaire, de type schistosité de crénulation,

visible préférentiellement dans les faciès fins et associée à des microplis centimétriques à décimétriques.

À cette phase de plissement cadomienne est associé un métamorphisme régional de faible intensité de type anchizone-épizone, dont les effets ne peuvent être observés que dans les quelques faciès peu ou pas soumis au métamorphisme de contact induit par la mise en place des granitoïdes cadomiens. Cette phase de plissement constitue probablement un événement précurseur de la montée du stock magmatique granitique cadomien, ainsi que le démontrent les différentes études réalisées plus à l'Ouest dans le Bocage normand sur les feuilles Landivy, Fougères et Avranches. La mise en place du batholite mancellien s'accompagne d'une phase de métamorphisme de contact affectant tous les terrains briovériens situés au voisinage immédiat de ces intrusions et marquée par l'individualisation des auréoles métamorphiques des « schistes tachetés et des cornéennes ». Ce métamorphisme de contact se marque notamment dans ces auréoles de métamorphisme par la cristallisation de blastes de cordiérite se surimposant, dans cette partie du Bocage normand, à la schistosité principale cadomienne (Landivy, Fougères, Saint-Hilaire-du-Harcouet, La Ferté-Macé). Ces cordiérites post-schisteuses peuvent dans les zones fortement faillées, être déformées par une seconde schistosité de type crénulation.

À l'échelle régionale, les granitoïdes mancelliens (massifs de Fougères-Gorron, Le Horps, Izé, Mayenne) apparaissent clairement intrusifs au sein de la série sédimentaire briovérienne et sécants sur les structures plicatives qui l'affectent. L'orogénèse cadomienne peut par conséquent être décomposée en deux phases : une phase de métamorphisme régional de faible intensité à laquelle est associée une déformation souple engendrant des plis, puis une phase magmatique correspondant à la mise en place des différents massifs cristallins accompagnée du métamorphisme de contact des terrains briovériens encaissants.

Les différentes études pétrographiques (relations blastèse-schistosité) réalisées dans les années 1980-1990 sur les cartes voisines (Fougères, Saint-Hilaire-du-Harcouet, Avranches, Landivy, La Ferté-Macé etc.) s'accordent pour démontrer que ces deux phénomènes sont, au niveau du Bocage normand, subcontemporains l'un de l'autre et génétiquement liés.

FAILLES POST-NÉOPROTÉROZOÏQUES

Les failles observées sur le territoire de la feuille correspondent à des déformations :

- soit ductiles-fragiles avec le développement de structures mylonitiques dans les faciès affectés. Elles sont associées à des phénomènes hydrothermaux ;
- soit purement fragiles avec le développement de brèches. Des filons de dolérite ou de quartz leur sont associés.

Les structures tectoniques d'importance, mises en évidence lors des levés, sont toutes postérieures à l'intrusion des massifs granitiques (Gorron, Le Horps), dernier événement majeur du cycle cadomien. Les plus importantes structures tectoniques, sur le territoire de la feuille de Mayenne, correspondent :

- au champ filonien doléritique d'orientation N160°E ;
- à un ensemble de failles d'orientation N60° à N70°E constituant des relais du Cisaillement nord-armoricain dont fait partie la faille de Mayenne-Nord ;
- aux failles normales subméridiennes contrôlant le demi-graben de Chantrigné.

En fonction des arguments de chronologie relative, quatre événements tectoniques ont été individualisés :

- déformation associée à la mise en place des filons de dolérite (phase n) ;
- failles inverses ductiles-fragiles associées au Cisaillement nord-armoricain (phase n + 1) ;
- décrochements senestres de direction N30°E (phase n + 2) ;
- failles normales N-S liées à la distension cénozoïque (phase n + 3).

Déformation associée à la mise en place des filons de dolérite (phase n)

Au Dévono-Dinantien, se produit la fermeture de l'océan Rhéic (Faure *et al.*, 1997 ; Le Gall, 1999). Les auteurs s'accordent pour y associer un épisode distensif, sensiblement E-W, affectant le segment nord-européen de la chaîne hercynienne. L'important champ filonien doléritique orienté N160°E qui recoupe toute la Mancellia dont la région de Mayenne – Ernée, en serait le témoin. Les dolérites seraient l'expression d'un magmatisme intraplaque mis en place à faible profondeur (< 5 km).

Quelques filons de quartz se mettent également en place lors de cette distension (1^{ère} génération de filon de quartz).

Déformations ductiles-fragiles associées au Cisaillement nord-armoricain (phase n + 1)

La faille de Mayenne

La faille de Mayenne (ou d'Alençon-Mayenne) constitue l'une des branches de la zone de cisaillement nord-armoricaine. Le long de cet accident, toutes les formations anté-mésozoïques sur le territoire de la feuille (sédiments briovériens, granitoïdes cadomiens, dolérites

dévonniennes, sédiments paléozoïques) sont affectées par une déformation qui s'est développée dans un contexte soit ductile-fragile soit fragile.

L'emprise de la zone déformée en contexte ductile-fragile, dont l'ensemble constitue une lentille tectonique, est limitée :

- au Nord, par le contact faillé orienté NE-SW entre les sédiments briovériens et les granites au niveau de Mayenne et par la bordure sud, orientée ENE-WSW, des formations sédimentaires du Paléozoïque (contact faillé) ;
- au Sud, par la faille NE-SW de Jublains ;
- à l'Est, les déformations se cantonnent aux granites situés entre le Petit-Oisilly dans la vallée de l'Aron et l'Est de Bais.

Dans les granites, la déformation s'accompagne du développement de structures planaires mylonitiques (orthogneissification) du type C et S (cisaillement et foliation mylonitique). Les plans S, pénétratifs, sont matérialisés par la biotite en cristaux sigmoïdes, la chlorite et les micas blancs néoformés ainsi que par les rubans de quartz. Les plans C sont plus ou moins discontinus et non pénétratifs. Leur géométrie est parallèle à la faille majeure. À l'Ouest, ils sont orientés N45° à N60°E (secteur de la vallée de la Mayenne). Vers l'Est, le long des formations sédimentaires du Paléozoïque, depuis Marcillé-la-Ville, ils sont sensiblement E-W. Les pendages varient de 30° à 70° vers le Nord-Ouest ou le Nord.

Au Sud de La Chapelle-au-Riboul, les plans de cisaillement sont orientés NW-SE. Des bandes étroites montrent également cette dernière géométrie (secteurs d'Aron et de Belgeard). Les trajectoires des plans de cisaillement dessinent des lentilles tectoniques d'échelle hectométrique à kilométrique. Les structures planaires sont porteuses d'une linéation d'étirement des quartzs et de stries mécaniques liées aux frictions sur les plans C. Ces linéations sont homogènes en direction mais pas en valeur de plongement (de 30° à 70°, N330°E).

Les relations géométriques entre ces différentes structures indiquent systématiquement un jeu inverse-dextre dirigé vers le Sud-Est, parallèlement à la linéation. L'intensité de la déformation, qui peut être estimée par la valeur de l'angle que forment les plans C et S, a une répartition hétérogène montrant des variations progressives ou brutales à toutes les échelles.

Les structures liées au stade protomylonique (faible intensité de la déformation, angle C/S > 40°) sont les plus répandues. La texture est à tendance granolépidoïdologique, à gros cristaux. Le quartz est à extinction roulante et granulé en périphérie. Le feldspath Na-K est fracturé et le plagioclase montre des macles polysynthétiques ployées. La biotite, flexueuse, est chloritisée. Des micas blancs apparaissent en feutrages sigmoïdes.

Les structures liées au stade mylonitique (intensité moyenne de la déformation, angle C/S compris entre 35° et 20°) sont visibles, entre autres lieux, le long de la vallée de la Mayenne. La texture est granolépidoblastique et les grains diminuent de taille. Le quartz est à extinction roulante et présente une orientation préférentielle de forme selon la foliation mylonitique sigmoïde. Le feldspath Na-K est perthitique et montre la macle mécanique du microcline. Le plagioclase est cataclaté et fortement ployé. La biotite est flexueuse, déchirée et chloritisée. Des clastes sigmoïdes de muscovite sont aussi présents.

Les structures liées au stade ultramylonitique (forte intensité de la déformation, angle C/S inférieur à 20°) sont particulièrement développées au Nord et au Sud de Mayenne dans la vallée de la rivière (Rochefeuille, Chouanne, Beau Rivage). Ce faciès a été retrouvé également à l'Étumière, le long des écaïlles tectoniques impliquant les grès paléozoïques, ainsi qu'au Nord de Marcillé-la-Ville (entre le Haut-Housseau et la Rouairie). Les granites ultramylonitiques sont souvent de teinte assez sombre. La texture est granolépidoblastique, à grain fin (granulation importante) et important rubanement de quartz. Les cristaux de quartz sont à extinction roulante et montrent une orientation préférentielle de forme très marquée. Les feldspaths sont fortement cataclasés. Du quartz recristallise dans les microfractures. Les macles des plagioclases sont kinkées. La biotite est entièrement remplacée par de la chlorite. De fins feutrages de micas blancs soulignent la foliation.

Localement, dans la vallée de l'Aron, au niveau de la Tricotière, il a été observé des pseudotachylites. Ce faciès tectonique constitue des rubans de 1 à 2 cm de puissance, parallèles aux plans de cisaillement mylonitique. De teinte gris foncé, la roche a une texture aphanitique. Elle est constituée par une mésostase montrant un rubanement et contenant des clastes infra-millimétriques de feldspath et de quartz. Cette mésostase résulte de la fusion locale de la roche due à une élévation brutale de la température résultant des frictions sur les plans de rupture (déplacement rapide). Le refroidissement très rapide, ne permet pas une recristallisation. Le contact avec les faciès mylonitiques est brutal. Ces pseudotachylites sont probablement les traces de paléoséismes.

Conditions thermodynamiques de la déformation le long de la faille de Mayenne

Nous n'avons que peu de moyen pour estimer les pressions qui existaient lors de la déformation. En revanche, la température peut être plus facilement approchée à partir du comportement des différents minéraux. Dans les faciès granitiques déformés par la faille de Mayenne, le feldspath Na-K a réagi en développant la macle mécanique du microcline, des extinctions roulantes et des microfractures. Les plagioclases montrent des macles polysynthétiques tordues. Le quartz est à extinction roulante et est aussi microfracturé. La biotite est déchirée, kinkée et chloritisée. Enfin la cordiérite est déstabilisée et produit par

réaction avec la biotite, de la muscovite, de la chlorite et du quartz. L'ensemble de ces microstructures et cette réaction apparaissent lorsque la déformation se produit à une température légèrement supérieure à 300 °C, ne dépassant pas 400 °C.

Réactions métamorphiques associées à la faille de Mayenne

À plusieurs endroits, des cristallisations postérieures à la déformation se surimposent sur les structures mylonitiques (vallée de la Mayenne entre Sainte-Baudelle et Moulay, secteur de Contest, secteur de la Bazoge-Montpinçon...). Ces recristallisations peuvent être mises en relation avec les variations des conditions thermodynamiques liées à la tectonique régionale.

Ce sont des néocristallisations de :

- quartz : une polygonisation affecte tous les petits cristaux de quartz qui constituaient les rubans mylonitiques, les queues de cristallisation et les cristaux issus de la granulation des porphyroclastes. Ces derniers n'ont pas recristallisé. Les orientations préférentielles de forme ont alors disparu ;
- albite (albitisation) : des cristaux d'albite apparaissent non déformés et sécants sur les structures mylonitiques. Ils ne sont pas altérés. L'albite peut aussi cristalliser en périphérie des clastes de plagioclase et constituer une auréole de croissance. Celle-ci apparaît parfaitement limpide et à extinction franche par rapport au cœur déformé et altéré du cristal de plagioclase ;
- chlorite : elle est principalement issue de la déstabilisation presque complète de la biotite. Elle est alors accompagnée de minéraux opaques ;
- muscovite : ce minéral a un habitus palmé. Il est issu de la déstabilisation de la cordiérite sur laquelle il prend appui.

Lorsque ces néocristallisations sont présentes, le feldspath Na-K et le plagioclase sont fortement altérés.

L'ensemble de ces réactions est à excès de silice qui a pu migrer et se concentrer sous la forme de filons de quartz.

Les roches leucocrates ainsi transformées peuvent être interprétées comme la marque d'un début très discret de greisenification affectant les différents faciès granitiques orthogneissifiés.

Chevauchements et écaillages

La déformation initiée en contexte ductile-fragile perdure en domaine fragile. Elle s'exprime par de nombreux chevauchements et écaillages (intragranitique, granite sur les sédiments briovériens ou paléozoïques, écaillages de Briovérien au sein des granites, écaillage intra formations sédimentaires...). Ces failles sont jalonnées de brèches et de cataclasites pouvant parfois atteindre plusieurs dizaines de mètres de puissance. Dans certains niveaux, correspondant à la

surface basale des écailles les plus importantes, des structures mylonitiques à ultramylonitiques se développent. Une schistosité mylonitique apparaît (plan S) accompagnée de plans de cisaillement (plan C). La géométrie cartographique de ces failles est identique à celles des structures ductiles-fragiles de la zone de la faille de Mayenne. Elles recourent l'ensemble de la région couverte par la feuille de Mayenne.

Cartographiquement, ces failles sont mises en évidence d'une part, par le décalage ou l'interruption systématique des filons de dolérite et de la première génération de filons de quartz, et, d'autre part, par les lentilles tectoniques de roches sédimentaires briovériennes et de granites qui jalonnent leur tracé. Lorsque ces failles constituent la limite cartographique sud du massif granitique, l'auréole de métamorphisme de contact dans les formations briovériennes disparaît. Le rejet le long de ces structures est donc important, ce qui est confirmé par la localisation des nombreuses lentilles tectoniques de roches sédimentaires briovériennes sans trace de métamorphisme de contact, situées au sein même du massif de Gorrion arrachées à l'encaissant qui surmontait ou bordait l'intrusion. Ces failles montrent cartographiquement un rejet inverse imposant un écaillage des formations vers le Sud-Est. Les nombreux chevauchements et écaillages sont à l'origine de géométries structurales mettant en contact du granite sur du granite, du granite sur des sédiments briovériens ou paléozoïques, des écailles de Briovérien au sein des granites, des écaillages intra formations sédimentaires briovériennes ou paléozoïques.

Le sens de déplacement le long des failles indique un épaissement tectonique de la partie sud des massifs granitiques de Gorrion et de Le Horps par superposition d'écailles tectoniques et un décalage géographique de la limite du contact méridional d'origine.

Les écaillages et les chevauchements constituent des réseaux denses dans lesquels les fractures se relaient en délimitant des lentilles tectoniques à toutes échelles (orientation moyenne de N60° à N80°E avec des relais à N160°E). Des fractures conjuguées de type Riedel se développent. Elles sont souvent sigmoïdes. À l'échelle de l'affleurement, ces fractures découpent la zone faillée en blocs dont les angles sont émoussés par les frictions liées aux déplacements. Leur géométrie est toujours compatible avec un jeu inverse dirigé vers le Sud-Sud-Est (stries mécaniques orientées au N330°-N340°E). Les failles d'orientation E-W qui relaient les écaillages, montrent des jeux dextres. Le raccourcissement régional est orienté NNW-SSE. Ces accidents tectoniques contrôlent la géométrie des contacts et la répartition des faciès granitiques dans toute la partie sud du massif de Gorrion. L'influence géomorphologique de ces failles est importante. Elles imposent au réseau hydrographique un tracé rectiligne avec des raccords anguleux (tracé en baïonnette). Les versants des vallées montrent alors des pentes dissymétriques (versant nord-ouest raide, versant sud-est plus doux).

La déformation le long des failles inverses est caractéristique de conditions de très basse température car la cataclase est dominante (inférieure à 300 °C).

Les failles inverses qui recoupent la partie nord de la feuille de Mayenne doivent donc être situées structurellement plus proches de la surface que celles situées dans la région de Mayenne. De plus, les lentilles de roches briovériennes situées au cœur du massif de Gorrion signalent que la surface d'érosion actuelle se trouve proche de l'apex de l'intrusion granitique.

Dans le massif granitique, les zones déformées par les failles inverses montrent des recristallisations liées à des phénomènes hydrothermaux. Elles ont joué le rôle de drain pour la circulation de fluides mobilisés et réchauffés lors du jeu inverse de ces failles. Ce sont des néocristallisations d'albite (albitisation), de chlorite et de muscovite.

Les cristaux d'albite apparaissent en cristaux subautomorphes. Ils ne sont pas altérés. La chlorite est principalement issue de la déstabilisation presque complète de la biotite. Elle est alors accompagnée d'opacités. D'autres chlorites cristallisent en gerbe, en pseudomorphose de cristaux de quartz lessivés. Elles témoignent d'un début d'épisyénitisation. La muscovite a un habitus palmé. Elle est issue de la déstabilisation de la cordiérite sur laquelle elle prend appui. Lorsque ces néocristallisations sont présentes, le feldspath Na-K et le plagioclase sont fortement altérés du centre du cristal vers sa périphérie.

L'ensemble de ces réactions est à excès de silice qui a pu migrer et recristalliser sous forme d'exsudats quartzeux.

Les faciès pétrographiques qui en sont issus correspondent aux granites leucocrates issus d'un début de greisenification.

Le long de ces failles, plusieurs affleurements permettent l'observation des contacts anormaux :

– la faille inverse de Chantrigné peut être observée sur plusieurs affleurements entre Ambrières-les-Vallées et Chantrigné (carrière à l'Est du Pont-Landry le long de la D 33, X = 382,25 ; Y = 2 382,5). La géométrie de la faille est en moyenne de N60°E-70°N. Elle a une puissance d'au moins 200 m. Elle est jalonnée de lentilles tectoniques à matériel sédimentaire briovérien ou granitique. Son prolongement vers le Sud-Ouest, se retrouve au niveau de Oisseau où elle recoupe toutes les formations lithologiques et constitue un faisceau de failles dit en queue de cheval. De nombreuses écailles de schistes briovériens jalonnent les failles ;

– la faille du ruisseau de la Vienne (Moulin-du-Feu) qui est jalonnée par des lentilles de schistes briovériens à structure phyllonitique (entre les fermes de Launay (X = 388 ; Y = 2 381,8) et de Montaufroy (X = 388,5 ; Y = 2 382,4) et de granite à structure mylonitique ;

- la faille du Horps qui passe au Sud du village et se prolonge jusqu'à Charchigné à l'Est. Elle est marquée dans la topographie par un ressaut morphologique rectiligne et brutal. Elle met en contact les granites sur les sédiments briovériens situés en contre bas (petite excavation à l'Est de la ferme les Vallées (X = 394,7 ; Y = 2 381,6) ;
- la faille du bois de Buleu qui fait chevaucher le granite sur les Grès armoricains (carrière de Buleu, X = 393,2 ; Y = 2 374,3). Granite et grès y sont intensément fracturés. Une pâte argileuse et graphiteuse à structure ultramylonite tapisse le plan principal de la faille. Elle pourrait correspondre aux siltites noires du Cambrien situées juste sous le Grès armoricain ;
- l'ancienne carrière de Fontaine-Daniel où une lentille tectonique de sédiment briovérien est coincée dans le granite (X = 376,5 ; Y = 2 368,1).

Au Nord de Mayenne, le contact anormal entre les granites et les formations briovériennes correspond à l'**accident « Mayenne-Nord »**. Cette structure se poursuit au Nord-Est sur Villaines-la-Juhel (accident de Villaines-la-Juhel). Localisé entre Saint-Fraimbault des Prières-Mayenne (résidence de Bras) – le Vieil-Hêtre (Nord de la forêt de Salair), il est jalonné sur une bonne partie de son parcours par des mylonites et des filons de quartz. Cet accident correspond à un décro-chevauchement mettant directement en contact les terrains non métamorphiques du Briovérien (b2) sur les granitoïdes cadomiens. Ce chevauchement du compartiment nord sur le compartiment sud entraîne une disparition quasi-totale tout le long de son tracé des deux auréoles de métamorphisme de contact. La composante décrochante de cette faille est en apparence senestre.

L'accident d'« Oisseau », également de direction N60° à N70°E, constitue une autre branche du CNA. C'est un chevauchement mettant en contact le compartiment nord constitué par les granites du massif de Gorron sur le Briovérien non métamorphique du compartiment sud (au niveau-même de Oisseau). Une partie des auréoles de métamorphisme de contact est alors oblitérée.

La faille de Saint-Georges-Buttavent, au tracé supposé, appartient également à ce réseau de failles chevauchantes N60° à N70°E.

Dans la carrière de La Haie-Traversaine, les cornéennes apparaissent fortement fracturées, laminées par l'une de ces failles N70°E à laquelle sont associés des phénomènes hydrothermaux marqués par la présence de carbonates, de chlorite et de pyrite.

Au Sud de Mayenne, **la faille de Jublains** coupe la région selon une direction N60°E, de la forêt de Bourgon, au Sud-Ouest, jusqu'au pied de la colline du Bois-du-Teil, au Nord-Est. Elle est jalonnée par des filons de quartz discontinus. Elle constitue un alignement topographique de 160 m

d'altitude moyenne qui domine d'une trentaine de mètres les sédiments cénozoïques qui remplissent la dépression située au Sud.

Cette structure constitue la limite sud du domaine affecté par la déformation ductile de la faille de Mayenne. C'est une structure polyphasée. La déformation la plus ancienne est ductile et montre un jeu en faille inverse accompagné d'une orthogneissification. Des lentilles tectoniques à matériel briovérien jalonnent la faille. Une cataclase se surimpose à ces structures ductiles. Disposés en échelons, des filons de quartz se mettent en place dans la zone fracturée (fentes en échelon ? jeu en décrochement ?). Ils correspondent à la deuxième génération de mise en place de filons de quartz identifiée dans la région de Mayenne – Ernée. Des granites leucocrates à fort développement de muscovite palmée, s'allongent dans la structure (greisenification).

Des failles orientées de N100° à N130°E, peu représentées, sont à rattacher aux grandes failles inverses régionales d'âge hercynien. Localement, elles découpent et décalent la faille de Jublains.

La faille de Jublains avec la faille de Mayenne délimite une mégalentille tectonique d'échelle régionale. Les paragenèses minéralogiques des déformations qui l'affectent correspondent à un contexte thermodynamique plus profond que son environnement nord et sud. Il semblerait que cette lentille ait subi postérieurement une remontée plus importante que les ensembles lithologiques qui l'encadrent.

À l'échelle du Massif armoricain, ces accidents sont à mettre en relation avec les structures qui affectent plus au Nord les régions de Saint-Lô et Caen (failles de Granville, de Coutances, de la Drôme, de l'Orne ou de Saint-Martin-des-Besaces). Les différentes études et levés réalisés dans cette partie de la Normandie, notamment au niveau de la structuration des terrains briovériens b1 et b2 et des formations paléozoïques du Synclinal bocain, font clairement ressortir pour ces accidents un jeu syn à tardif des plissements hercyniens, mais également l'existence d'un jeu nettement plus ancien, au moins cadomien, ayant conditionné en partie la sédimentation du Briovérien.

Dans le secteur d'Argentan, ce réseau de failles affecte la couverture secondaire, ce qui atteste de rejeux d'âge tertiaire (Kuntz *et al.*, 1989).

Décrochements senestres de direction N30°E (phase n + 2)

Le massif de Gorrion et les écaillages sont recoupés par des failles orientées N30°E. Les limites granites – encaissant, l'aurole de métamorphisme ainsi que les écaillages montrent des décalages senestres apparents d'échelle kilométrique. Des décrochements dextres associés, orientés N45°E,

correspondant à des Riedels de type P, confirment ce jeu senestre. Ces failles peuvent être liées à un raccourcissement N-S. Elles sont soulignées par des cataclasites. Une deuxième génération de quartz filonien se met en place le long de ces structures N30° à N45°E.

Failles normales N-S liées à la distension cénozoïque (phase n + 3)

Dernier événement tectonique d'importance dans la région, les failles d'orientation N-S recoupent la pénéplaine sur laquelle se sont déposés les sédiments continentaux cénozoïques. Les placages sédimentaires sont décalés topographiquement. Les surfaces des blocs individualisés sont inclinées vers l'Est. L'ensemble montre un affaissement progressif vers l'Est en direction du bassin de Chantrigné (feuille de Mayenne). Ce dispositif correspond à un ensemble de blocs basculés au cours d'une distension orientée E-W. Ce fossé continue de se remplir au fur et à mesure de son approfondissement. Les jeux en failles normales correspondent à une tectonique postérieure à l'érosion de la surface d'aplanissement et aux premiers dépôts, mais synchrone du remplissage du fossé.

Les « bassins » d'âge éocène-oligocène de Chantrigné, Aron, Marcillé-la-Ville font partie d'une succession de petits bassins « d'effondrement », induits au cours de l'Éocène supérieur (Vignerresse 1986, Ollivier-Pierre *et al.*, 1988) par ces failles de direction N150° à N160°E. Ces bassins sont en relation directe avec les failles de la Mayenne (ou du Cotentin) et de la Varenne, alignées sur plus de 70 km depuis Céaucé au Nord (feuille Domfront) jusqu'à la forêt de la Charnie au Sud (Sud d'Évron). Les gisements tertiaires connus dans la région tels que celui de Landéan au Nord de Fougères, celui de Saint-Germain-de-Tallevende au Sud de Vire, ou celui de Thévalles au Sud-Est de Laval, se situent dans des contextes de sédimentation identiques, étroitement liés à des petits fossés tectoniques, dont la mise en place a directement été induite par le fonctionnement d'accidents N130° à N160°E. Sur Mayenne, la topographie et l'organisation des sables à galets montre qu'un axe de flexure ou de fracture important existe, à proximité d'une ligne Chantrigné – Marcillé-la-Ville. Cet axe serait une fracture importante ayant fonctionné en cisaillement (décalage important des synclinaux paléozoïques entre l'Est et l'Ouest de la coupure) à une époque ancienne (une des phases hercyniennes ?). Son rejeu au cours du Tertiaire aurait permis la préservation de sédiments crétacés et éventuellement plus récents, les cuvettes générées fournissant la possibilité de petits bassins lacustres intra-continentaux en « chapelets ». C'est aussi ce rejeu qui peut avoir permis de mieux préserver des profils d'altération dans les parties de terrains abaissées ou effondrées.

Cet axe correspondant à **la faille de Montreuil-Poulay** d'orientation NNW-SSE (N160°E), est constitué d'un faisceau de failles. L'ensemble traverse de part en part le territoire de la feuille depuis Chantrigné au Nord jusqu'à l'Ouest d'Hambers au Sud. Cette structure tectonique recoupe toutes les formations (granites, sédiments paléozoïques et cénozoïques) et est matérialisée dans le paysage par un imposant ressaut morphologique de 130 m dans la partie nord et de seulement 80 m au Sud. Localement, les plans de faille peuvent être observés (excavation le long de la D 258 à la sortie ouest de Montreuil-Poulay (X = 387,6 ; Y = 2 379,9)). Ils correspondent à des failles normales, à légère composante senestre, orientées N160°E-80°W portant des stries mécaniques plongeant fortement vers le Sud-Sud-Ouest (pitch 75°S). Le rejet vertical cumulé, difficilement estimable, est probablement supérieur à 200 m (décalage topographique, épaisseur des dépôts sédimentaires...).

Le relief de faille n'est pas homogène mais découpé en paliers successifs limités par autant de failles normales. Le versant montre jusqu'à cinq replats étagés. Les ressauts sont de 10 m à 60 m. La largeur de la zone faillée est de 2,5 km. La régularité de ce faisceau est perturbée par la présence de failles plus anciennes qui prédécoupaient les formations. Chaque compartiment ainsi délimité présente un nombre différent de paliers le long du versant. Le compartiment ouest de la faille de Montreuil-Poulay a une morphologie plane. Les ruisseaux ne sont pas encaissés et coulent sur les sédiments cénomano-tertiaires (sables et graviers). Ces derniers occupent la dépression tectonique où ils constituent le bassin de Glaintin. La puissance des dépôts va diminuant d'Est en Ouest et suggère une structuration en blocs basculés de type héli-graben. Le relief de faille est profondément entaillé par les ruisseaux (de 30 m à 40 m). Les cours d'eau ont un tracé en baïonnette accompagné d'une rupture de pente au niveau des failles. Les lits des ruisseaux montrent directement la roche, ce qui indique le caractère encore actif de l'érosion.

Au Sud-Est de Jublains, des failles normales N60°E-70°S portant des stries mécaniques plongeant de 60°E sont responsables de l'effondrement du domaine méridional qui a servi de piège aux sédiments cénomano-tertiaires.

Ces failles subméridiennes conditionnent en partie la géométrie du réseau hydrographique. Cela est notamment sensible au niveau du cours de la Mayenne, au Sud de la ville de Mayenne où la rivière emprunte quelques tronçons rectilignes alignés N-S. Ces accidents recourent ponctuellement les dykes doléritiques.

DÉFORMATIONS ET MÉTAMORPHISME HERCYNIENS

Déformations des terrains paléozoïques

Les terrains paléozoïques de la carte de Mayenne sont déformés et préservés dans deux structures synclinales : d'une part, dans la partie orientale de la carte, le synclinal de Villaines-la-Juhel ou synclinal de Pail (Oehlert, 1903), qui est exposé plus largement à l'Est sur le territoire de la carte de Villaines-la-Juhel jusqu'au Nord du massif de Pail (*cf.* schéma structural) et dont la feuille Mayenne montre la terminaison occidentale ; d'autre part, près de Saint-Georges-Buttavent, à la marge occidentale de la carte, la terminaison orientale du pli synclinal de la forêt de Mayenne, surtout développé sur le territoire de la carte d'Ernée où il se raccorde au synclinorium de Laval.

Le synclinal de Villaines-la-Juhel

Le synclinal de Villaines-la-Juhel apparaît dans son ensemble comme une structure dissymétrique : un flanc nord vertical ou déjeté, un flanc sud systématiquement tronqué et écaillé par une faille majeure faiblement inclinée (faille de Villaines-la-Juhel) qui met directement en contact les formations ordoviciennes ou siluro-dévonniennes avec le granite d'Izé. Cette allure générale s'exprime sur la feuille Mayenne à la limite orientale de la feuille au niveau de la transversale Le Ham-Hardanges. La série paléozoïque est complète au flanc nord, débutant près du Ham par un Cambrien sub-vertical. En discordance avec le Briovérien, les conglomérats de base du Cambrien de direction N55° E sont déversés de 85° vers le Nord et sont affectés par une schistosité de direction N50°E, plongeant de 65° vers le Nord-Ouest. La structure est complètement tronquée au flanc sud par la faille de Villaines-la-Juhel. Le Grès culminant voire les ampélites siluriennes sont directement en contact avec le granite d'Izé. Le faible plongement de la faille vers le Nord, de l'ordre de la trentaine de degrés, est attesté, d'une part, par sa trace cartographique et, d'autre part, par la présence d'une déformation associée à des structures C/S à vergence sud affectant systématiquement le granite d'Izé au voisinage de la faille. Cette dernière apparaît localement décalée par des petits décrochements senestres orientés N30°E. Sur cette même transversale, la virgation senestre de l'axe du pli observable en limite de la feuille s'accompagne de replis ouverts en échelons à plongement est, composés d'un synclinal (Bel-Air) et d'un anticlinal (les Terriers).

Plus à l'Ouest, au niveau d'une transversale entre la carrière des Bas-Bois et la Thébaudière, on note une évolution significative de l'allure du synclinal : le flanc nord redressé cède la place à une succession de replis ouverts de longueur d'onde d'ordre hectométrique : l'un de ces replis est exposé dans la carrière en activité des Bas-Bois, sous forme d'un anticlinal à axe N100°E plongeant faiblement vers l'Ouest. Un beau pli d'entraînement décamétrique affecte le

flanc nord ; un deuxième repli synclinal, non visible, relie les grès à regard nord de cette carrière à ceux plongeant vers le Sud, et anciennement exploités dans une petite carrière située à l'entrée de la route d'accès au Centre, dans le camp militaire. Du fait notamment de l'atténuation des pendages, le synclinal ne préserve pas à ce niveau et jusqu'au bois de Buleu à l'Ouest, de formations postérieures au Grès armoricain.

À l'Ouest de Ricordeau, jusqu'à sa terminaison occidentale au bois des Vaux, le flanc nord de la structure apparaît systématiquement tronqué par une série de trois tronçons de faille mettant en contact le socle cadomien (granite du Horps) et le Paléozoïque, le contact étant jalonné par un chapelet d'écailles. Ces écailles, formées de Grès armoricain, s'alignent ainsi selon une direction N70°E entre Ricordeau et la Chapelle-Sainte-Anne, puis, vers l'Ouest entre la Mauditière et la Gauvillière, adoptent une orientation sub-méridienne N20°E. Le dernier tronçon de la Gauvillière au bois des Vaux, de direction sensiblement ouest-est, ne montre pas d'écaille de Grès armoricain. La trace cartographique et quelques observations ponctuelles des écailles entre Ricordeau et la Chapelle-Sainte-Anne, indiquent que ces failles ont un pendage très redressé. Les rares tectoglyphes observés sur les écailles montrent à la fois des stries verticales ou horizontales. Au voisinage de la faille, près de la Chapelle-Sainte-Anne, on note dans le granite une schistosité de fracture sub-verticale.

La transversale du ruisseau de Buleu au Sud de Sainte-Anne montre une succession d'écailles tectoniques chevauchantes vers le Sud-Est, soulignées par le Grès armoricain. Ainsi à l'Est du bois de Buleu, une faille inverse permet au granite cadomien non schistosé d'affleurer sous les arkoses du Cambrien. Le flanc sud du synclinal, toujours tronqué par la faille de Villaines-la-Juhel, montre à ce niveau un dédoublement de cette dernière qui suggère une structure en duplex entre la faille principale (les Bordes, la Cocuaire) et une faille secondaire (le Mesnil-sans-Souci – carrière de Buleu). Cette dernière, bien exposée dans la carrière abandonnée de Buleu, montre le chevauchement du granite affecté de structures C/S constituant la partie nord de la carrière sur le Grès armoricain de la partie sud. Le contact anormal, de direction N60°E et plongeant de 48° vers le Nord, est souligné par une mince intercalation décimétrique d'argiles noires très plastiques probablement issues de l'injection d'ampélites siluriennes. Le Grès armoricain de la carrière chevauche lui-même au Sud le granite d'Izé affecté d'une intense déformation développant des plans de cisaillement C et une schistosité mylonitique S faiblement pentés vers le Nord. Les ampélites indiquées sur l'ancienne carte à 1/80 000 (Oehlert et Bigot, 1889) entre les bois de Vaux et de Buleu n'ont pas été retrouvées. Compte-tenu de leur position présumée, elles jalonnent probablement le contact anormal principal.

La crête du bois de Buleu est armée par une barre continue de Grès armoricain qui dessine des plis amples à axe plongeant vers l'Ouest. Ceci explique qu'on retrouve les niveaux supérieurs de la série ordovicienne ainsi que les grès

siluriens plus à l'Ouest, alors que le Cambrien (ce dernier probablement déjà aminci stratigraphiquement) et le Grès armoricain disparaissent entre les tronçatures du flanc nord et du flanc sud. Le Grès armoricain n'apparaît alors que très localement à la faveur de l'un des deux replis anticlinaux, probablement assez serrés, identifiables au Sud de Pétra.

Plus à l'Ouest, le Paléozoïque, en contact anormal avec le socle, aussi bien au Nord qu'au Sud, n'est représenté que par les formations de l'Ordovicien supérieur (Grès de May et Schistes du Pont-de-Caen), les grès siluriens constituant le cœur du synclinal de largeur très réduite.

Le synclinal se termine très rapidement au niveau du bois de Vaux sous les recouvrements sédimentaires tertiaires et quaternaires.

L'ensemble de ces observations plaide donc pour une déformation de la couverture paléozoïque du synclinal de Villaines-la-Juhel au cours d'un jeu globalement senestro-inverse à l'image des déformations intéressant le synclinal des Coëvrons sur le territoire de la carte de Sillé-le-Guillaume (Le Gall et Maurizot, 1998). La composante cisailante senestre est probablement responsable des virgations accompagnées de plis en échelons qui affectent la trace axiale du synclinal (Sud du Ham, bois de Buleu).

Postérieurement, ces structures sont recoupées et décalées par des décrochements conjugués verticaux : les uns d'orientation N10° à N30°E à composante dextre, les autres N140° à N150°E à jeu senestre. Ces décrochements interrompent la continuité des assises paléozoïques au flanc nord du synclinal (par exemple à l'Est du Ham, en limite de carte) ainsi qu'au flanc sud où ils décalent l'accident bordier majeur (secteur d'Hardanges). Ils s'observent également, à plus petite échelle, comme dans la carrière des Bas-Bois où les structures plissées sont recoupées par des accidents sub-verticaux N50°E senestres et N140°E dextres.

Le synclinal de la forêt de Mayenne

Ce synclinal, essentiellement représenté sur la feuille Ernée, présente une orientation globalement NE-SW. Il révèle la superposition de deux directions de déformations plicatives, l'une NE-SW, l'autre plus localisée aboutissant à la formation de replis orientés E-W. Cette interférence de deux directions de plissements s'observe jusqu'au raccord du synclinal de la forêt de Mayenne avec le synclinorium de Laval, la direction E-W dominant dans ce dernier.

La feuille Mayenne ne montre que la terminaison orientale de cette structure : un synclinal de direction E-W, déjeté vers le Nord avec un flanc nord faiblement incliné (30°) et un flanc sud plus redressé (60 à 70° observable à la Chapelle-du-Hec, immédiatement à l'Ouest de la feuille). Le synclinal est recoupé par des

petits décrochements senestres orientés NE-SW uniquement mais très bien exprimés dans la morphologie. Seul le Grès armoricain apparaît au sein de la structure, vraisemblablement en contact stratigraphique direct au dessus des granites cadomiens.

Déformation hercynienne du socle cadomien

La déformation du granite d'Izé en liaison avec le fonctionnement de la faille de Villaines-la-Juhel illustre le style de la déformation hercynienne des granites cadomiens dans les grands couloirs de déformations orientés SW-NE qui recourent la feuille (Giret, 1944). Les structures mylonitiques de type C/S observables au sein du granite sur une largeur pluri-hectométrique au Sud de la faille révèlent que cette dernière correspond à une zone de cisaillement à vergence sud faiblement pentée (de l'ordre de la trentaine de degrés) vers le Nord. L'intensité de la déformation est variable comme le montrent les relations géométriques entre les structures : parfois discrètes, ménageant des lanières peu déformées, elles deviennent très intenses dans des couloirs de déformation (couloirs mylonitiques) associées à des paragenèses micacées (chlorite - muscovite) et des pseudotachylites.

Un autre couloir mylonitique matérialise la trace de l'accident majeur de Mayenne. Il s'observe dans cette ville, en rive droite de la Mayenne sous le château. Son analyse tectono-métamorphique révèle (Gresselin, 1990) :

- une déformation au contact de l'accident qui s'effectue dans la zone de chlorite - muscovite ;
- une foliation mylonitique orientée N65°E plongeant faiblement au Nord de 5 à 45° ;
- une orientation N330°E de l'étirement minéral ;
- des critères de cisaillement fréquents qui plaident en faveur du jeu inverse de l'accident et de sa vergence SSW ;
- enfin, un régime de déformation qui varie très rapidement dans l'espace puisqu'en quelques mètres se succèdent aplatissement rotationnel, cisaillement simple et aplatissement pur.

Métamorphisme hercynien

L'intensité du métamorphisme régional hercynien demeure faible ne dépassant pas le domaine anchizonal sauf localement, le long des grands couloirs de déformation, où l'épizone peut être atteinte avec recristallisation de chlorite et de muscovite dans les mylonites granitiques. En dehors de ces zones relativement étroites, la couverture sédimentaire paléozoïque est faiblement déformée avec une schistosité type fracture

associée au plissement et écaillages. Les analyses diffractométriques des sédiments fins appartenant aux formations paléozoïques régionales (Le Gall, 1993) situent les conditions de métamorphisme dans une gamme de températures de 300 à 400 °C pour des pressions n'excédant pas 2 Kb. Ces conditions anchizonales sont compatibles avec les associations minérales argileuses à base d'illite et de chlorite qui prévalent du Cambrien à l'Ordovicien, la pyrophyllite venant s'adjoindre à cette paragenèse dans les sédiments fins ampélitiques du Silurien.

Âge des déformations hercyniennes

Faute de dépôts dévono-carbonifères, la limite d'érosion post-hercynienne se situant dans les ampélites siluriennes, l'âge des déformations hercyniennes ne peut se faire que par référence aux événements enregistrés dans le bassin de Laval. Ce dernier a connu plusieurs périodes de déformations (Houlgatte *et al.*, 1988 ; Trautmann *et al.*, 2002), les deux principales se plaçant l'une vers la limite dévono-carbonifère (phase bretonne au sens large), l'autre au Carbonifère (phase hercynienne *sensu stricto* ; Namuro-Westphalien ?). Le seul argument plaidant en faveur d'une déformation majeure placée au Carbonifère se fonde sur l'analyse des relations entre le magmatisme doléritique et les déformations hercyniennes du domaine mancennien. En effet, le champ filonien doléritique de la Mancennia, dont l'injection est en partie synchrone des coulées basiques de la base du Carbonifère du bassin de Laval (Le Gall et Mary, 1983 ; Le Gall, 1999), est affecté par le jeu des couloirs mylonitiques fonctionnant en fin de phase de plissement hercynienne. L'exemple peut être pris sur le dyke sub-méridien affleurant en rive gauche de la Mayenne, au Sud de Mayenne (Résidence d'Anjou), et qui montre clairement une foliation orientée N30° à N40°E plongeant vers le Nord-Ouest de 40°, conformément à celle affectant le granite cadomien encaissant (Le Gall et Mary, 1983). Cela dit, il est possible que des déformations précoces fini-dévonien aient concerné ce secteur, mais elles demeurent difficiles à caractériser compte-tenu de l'importance des événements carbonifères se déroulant au Namuro-Westphalien lors du poinçonnement des blocs de Rennes et de la Mancennia (Trautmann *et al.*, 2002).

SYNTHÈSE GÉODYNAMIQUE RÉGIONALE

Les synthèses géodynamiques proposées par les auteurs depuis la fin des années 1980 convergent vers l'évolution suivante.

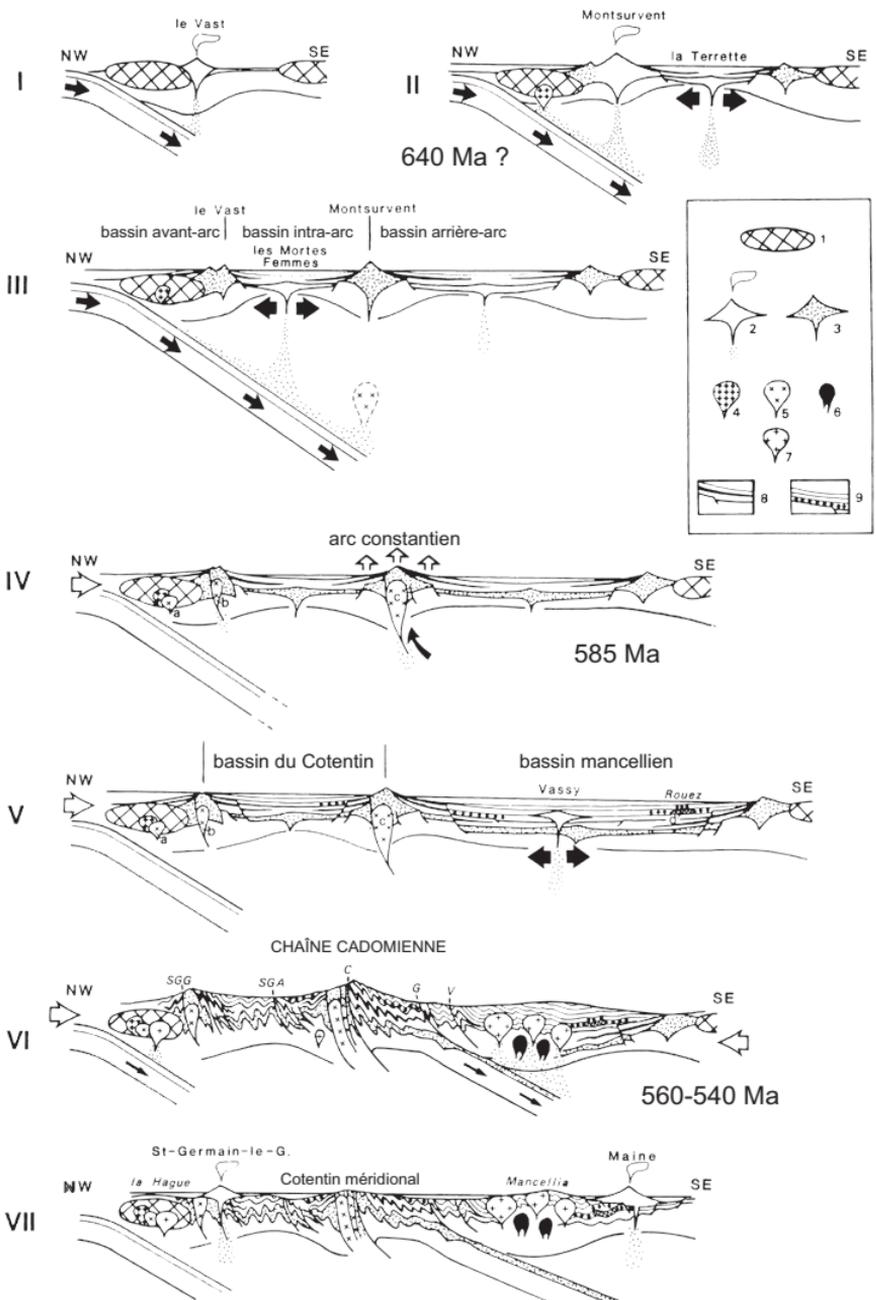
NÉOPROTÉROZOÏQUE SUPÉRIEUR : BASSIN BRIOVÉRIEN ET OROGENÈSE CADOMIENNE (MAGMATISME CADOMIEN)

Les premiers éléments dont on dispose concernant l'histoire géologique de la région sont fournis par les dépôts sédimentaires du Protérozoïque supérieur (Briovérien). À cette époque, l'ensemble de la région est située dans un bassin relativement profond, marin, localisé en bordure d'une masse continentale constituée par les terrains les plus anciens d'Armorique méridionale et d'Espagne. Ces terrains étaient reliés (?) au vaste ensemble proto-gondwanien représenté à l'époque par les formations les plus anciennes d'Afrique, d'Amérique latine, d'Australie, d'Antarctique et du Dekkan. Le bassin marin mancennien était limité au Nord par un arc orogénique (Dissler *et al.*, 1986 ; Chantraine *et al.*, 1986) (fig. 26). Le démantèlement de ce dernier a, au cours des temps, fourni des matériaux détritiques de nature et de granulométrie diverses (argiles, sables, etc.) alimentant ce bassin marin. En fonction de la granulométrie des matériaux mais également de la dynamique des milieux de dépôts, les éléments les plus grossiers se sont principalement accumulés en bordure immédiate du bassin (sables) au niveau de talus entaillés de canyons sous-marins, pour donner ce qui deviendra notamment des grès, alors que les particules les plus fines (silts) ont été transportées au large dans un milieu marin plus profond pour donner ce qui deviendra après compaction des siltites et des argilites.

À la faveur de variations climatiques ou de phases orogéniques, les matériaux grossiers accumulés en limite de bassin sont susceptibles d'être remobilisés et évacués pour s'accumuler notamment au pied des talus, à la sortie des canyons sous-marins. Ce sont les conglomérats et schistes à galets. En dehors de ces périodes de reprise d'érosion, les variations régulières dans le régime des apports conduisent à la mise en place de séquences très rythmées de type flysch. Elles sont caractérisées par des alternances de siltites, argilites et grauwackes. Les dominantes argilo-silteuses ou grauwackeuses témoignent d'une certaine stabilité dans le temps du régime de sédimentation dans le bassin.

Cette dynamique sédimentaire est générale sur l'ensemble de la partie septentrionale du bassin mancennien située en bordure d'un continent.

L'alimentation du bassin mancennien méridional présente les mêmes caractéristiques avec la présence de talus et de chenaux sous-marins. Cependant, les sédiments ont pour origine le démantèlement d'un continent émergé situé au Sud-Est du bassin par rapport à sa position actuelle, et non pas au Nord comme pour le reste de la Mancennia (Garlan, 1985 ; Doré *et al.*, 1986 et 1987 ; Le Gall *et al.*, 1998). La présence de formations sédimentaires plus récentes et les décalages liés à la tectonique paléozoïque ne permettent pas d'identifier avec certitude ce continent.



1 : Icartien ; 2 : volcanisme actif ; 3 : volcanisme inactif ; 4 : granitoïdes précoces ;
 5 : diorites (a : les Moulins ; b : le Theil ; c : Coutances) ; 6 : gabbros ; 7 : granitoïdes fini-cadomiens ;
 8 : Briovérien inférieur à phanites ; 9 : flysch et conglomérats du Briovérien supérieur
 (d : amas sulfuré de Rouez) Accidents de Saint-Germain-le-Gaillard (SGG) ; de Saint-Germain-sur-Ay
 (SGA) ; de Coutance (C) ; de Granville (G) ; de Vassy (V)

Fig. 26 - Évolution géodynamique cadomienne dans le Nord-Est du Massif armoricain (d'après Dissler *et al.*, 1988)

Les variations climatiques au cours du Briovérien ne sont pas caractérisées du fait de l'absence de critères paléontologiques significatifs (organismes très primitifs, rarement fossilisés).

Plusieurs épisodes volcaniques où hydrothermaux s'intercalent dans la sédimentation du bassin au cours du Briovérien (spilites de Vassy dans le Calvados ; volcanisme tholéitique sous-marin, gisement sulfuré de Rouez) (Dupret *et al.*, 1984 ; Safa, 1980). Leur présence atteste de mouvements d'extension plus ou moins intenses ayant conduit à l'élargissement de ce bassin (Le Gall *et al.*, 1998).

La fermeture du bassin mancennien s'amorce avec le plissement et le métamorphisme régional de l'importante série sédimentaire briovérienne et l'intrusion vers 540 Ma, des granites hyperalumineux sodi-potassiques cadomiens appelés granodiorites par les auteurs précédents. La mise en place de ces magmas d'origine crustale s'accompagne d'un métamorphisme de contact affectant les formations briovériennes encaissantes (« Schistes tachetés » et cornéennes). Cette activité magmatique fini-cadomienne se marque également au niveau de cette région par la mise en place tardive des plutons gabbrodioritiques d'affinité calco-alcaline de Ernée, Oiseau et de Brée (Le Gall et Barrat, 1987 ; Le Gall et Mary, 1982, 1983), ainsi que ceux mis en évidence par nos levés sur les feuilles de Mayenne et d'Ernée (Moulin-du-Feu, les Mées, la Guibertière). Ce magmatisme est issu de la fusion partielle du manteau.

L'orogénèse cadomienne est généralement interprétée comme résultant d'une collision arc/continent (Le Corre *et al.*, 1991, Chantraine *et al.*, 2001).

L'origine du magma mancennien demeure cependant hypothétique dans la mesure où ces granites hyperalumineux intrusifs dans le domaine cadomien externe ont des caractères similaires à ceux de granites de collision de domaines orogéniques internes. La fusion de la croûte pourrait trouver son explication dans le rôle joué par de grands écaillages crustaux à vergence nord fonctionnant lors de la fermeture du bassin mancennien (Le Gall, 1993). La disposition structurale engendrerait un mécanisme de fusion partielle du manteau à l'aplomb d'une de ces écaillages crustales plongeantes. La concentration de ce magma mantellique entrainerait la fusion de la croûte. Cette fusion engendrerait les magmas basiques calco-alcalins de type gabbro d'Ernée ou de Brée, dont l'injection en base de croûte aurait favorisée les fusions à l'origine du magmatisme « granitoïdique » de la Mancennia (Le Gall, 1993).

La fin du cycle cadomien est marquée par une importante pénéplation. Sur cette surface vont progresser les transgressions marines du Paléozoïque.

ÉVOLUTION GÉODYNAMIQUE HERCYNIENNE SÉDIMENTAIRE ET MAGMATIQUE

La chaîne hercynienne d'Europe moyenne résulte de la collision, au Dévonocarbonifère, de deux super-continent, Laurasia au Nord et Gondwana au Sud, séparés au Paléozoïque inférieur par l'océan Rhéic. Amorcée à la fin du Cambrien, cette séparation sera suffisamment large dès l'Ordovicien moyen puis surtout au Silurien pour jouer un rôle de barrière efficace pour les faunes benthiques et le paléoplancton (Paris, 1993 ; Robardet *et al.*, 1994). Sur la marge nord-gondwanienne étaient rassemblées plusieurs petites plaques telles que Armorica constituée du socle armoricain normano-breton. Le domaine méridional de ce micro-continent va enregistrer, dès la fin du Silurien, les premiers évènements tectono-métamorphiques de la collision continentale en liaison avec la fermeture d'une aire océanique étroite, l'Océan sud-armoricain, dont l'existence en tant que structure indépendante de l'océan Rhéic est aujourd'hui discutée (Robardet *et al.*, 1994 ; Robardet, 2003). Dans la partie externe de la chaîne où s'inscrit le Domaine nord-est armoricain, les prémices de cette collision ne seront sensibles qu'à partir du Dévonien moyen, mais l'essentiel de la structuration hercynienne se déroulera au cours du Carbonifère supérieur, période d'achèvement de la collision continentale.

Dans le Domaine nord-est armoricain, les séries paléozoïques se sont déposées dans des aires de sédimentation intra-continetales appartenant au domaine de plate-forme marine externe péri-gondwanienne située à l'écart de la marge active sud-armoricaine. L'âge des premiers dépôts de la couverture paléozoïque, discordants sur le socle cadomien (terrains briovériens et granoïdes mancelliens), appartiendrait au Tommotien, soit au Cambrien tout à fait inférieur (Doré, 1994). Faisant suite à l'histoire cadomienne, cette sédimentation cambrienne (Cambrien au sens large, soit anté-Grès armoricain) s'effectue dans un contexte structural distensif. Les sédiments continentaux ou marins du Cambrien sont en effet piégés dans de petits bassins fortement subsidents, de type héli-graben, eux-mêmes installés à l'intérieur d'un rift intra-continental majeur : le graben du Maine (Le Gall, 1993, Le Gall et Maurizot, 1998). C'est en bordure nord-ouest de cette structure que se déposeront les formations cambriennes de la carte Mayenne.

À la période de comblement cambrienne, contrôlée étroitement par l'architecture cadomienne, succède une phase de transgression marine généralisée au cours de laquelle les sables de la formation du Grès armoricain viennent recouvrir en discordance cartographique les dépôts cambriens et noyer progressivement les derniers reliefs cadomiens émergés du domaine mancellien. De l'Ordovicien inférieur jusqu'au moins au Silurien, la sédimentation paléozoïque s'effectue sur une vaste plate-forme marine durant une période de calme tectonique et magmatique, seulement troublée par les effets de la glaciation fini-ordovicienne.

Sur le territoire de la carte Mayenne, faute d'enregistrement sédimentaire post-silurien, les événements tectono-métamorphiques du domaine externe de la chaîne hercynienne ne peuvent être analysés que dans les séries dévono-carbonifères déposées plus au Sud dans le bassin de Laval. Les premières marques d'une instabilité s'y enregistrent par la lacune du Dévonien moyen à supérieur. Ces mouvements, rapportés à la phase bretonne, s'accompagnent d'une activité magmatique représentée non seulement par le volcanisme acide et basique localisé à la base du Carbonifère inférieur (Le Hérissé et Plaine, 1982 ; Mary et Le Gall, 1985) mais également par l'injection de l'important champ filonien doléritique de la Mancellia (Le Gall et Mary, 1983 ; Le Gall, 1999) et dont plusieurs filons ont été repérés sur la carte Mayenne. Le stade de structuration majeure du bassin de Laval n'intervient qu'au Westphalien lors de l'affrontement du bloc de Rennes situé au Sud contre celui de la Mancellia au Nord (Houllgatte *et al.*, 1988 ; Trautmann *et al.*, 2002). À cette compression sub-méridienne succède une extension horizontale E-W qui va perdurer jusqu'au Stéphanien avec l'installation de bassins houillers post-hercyniens tels que celui de Saint-Pierre-la-Cour (carte Laval à 1/50 000 ; en cours). L'ensemble de la région couverte par les feuilles de Mayenne et d'Ernée est découpée par de très nombreuses failles inverses qui imposent des chevauchements et écaillages des différentes formations vers le Sud-Est. Les filons de dolérite sont recoupés par ces accidents. Associés à cette tectonique, des phénomènes hydrothermaux affectent les granites. Des décrochements senestres tardifs, orientés N30°E, permettent les réajustements des blocs dans un raccourcissement N-S. Cet événement tectonique est connu sur l'ensemble de la chaîne hercynienne en France et date de la fin du Carbonifère (Stéphanien) (Lerouge, 1988).

Ces failles jouent un rôle majeur dans l'histoire post-hercynienne de la région dans la mesure où leurs jeux au cours du Tertiaire vont conditionner la mise en place et la géométrie des différents petits fossés d'effondrement présents dans la région.

« CÉNOMANO-TERTIAIRE »

Depuis son émergence au Dévonien moyen, la région est soumise aux agents de l'érosion et de l'altération, dont les effets ont varié en fonction des climats. De type équatorial au Carbonifère, le climat était chaud au cours des ères secondaire et tertiaire, avec des périodes extrêmement sèches notamment au Trias et à l'Éocène supérieur. Jusqu'à l'Éocène, aucun dépôt issu de l'érosion des chaînes cadomienne et hercynienne n'a été préservé ou tout du moins reconnu dans la région. Tous ces produits d'érosion ont été probablement en grande partie lessivés et entraînés au loin vers l'Est dans le Bassin parisien, vers la Théthys et ses plates-formes ou bassins marginaux ?

Après le Dévonien, les premiers dépôts observés dans cette partie de la Mancellia sont attribués au Crétacé supérieur. La grande transgression jurassique en provenance du bassin de Paris n'est identifiée qu'à l'Est de Villaines-la-Juhel (La Ferrière-Bochard) avec des dépôts initiaux aaléniens, et au Sud-Est de Sillé-le-Guillaume avec des dépôts initiaux plus anciens d'âge toarcien (calcaire de la champagne de Conlie). La grande transgression cénomaniennne se propageant vers l'Ouest sur les terrains jurassiques semblerait avoir largement débordé les zones précitées pour le Jurassique.

Après la régression du Crétacé dont il est désormais attesté qu'elle a dépassé le territoire de la carte de Ernée (*cf.* description des terrains), la région va de nouveau connaître au cours du Tertiaire une importante période continentale.

Au cours de l'Éocène supérieur, le rejeu des grands accidents N150° à N160°E, en liaison avec une tectonique distensive, entraîne dans cette région de Mayenne-Domfront-Évron, la formation de petits fossés tectoniques alignés sur plus de 60 km (bassins de Céaucé, Chantrigné, Marcillé, Aron, Évron ; Vignerresse 1986, Ollivier-Pierre *et al.*, 1988) et dans lesquels se mettent en place et sont piégés, des sédiments laguno-lacustres à fluviatiles d'âge éocène, oligocène ou pliocène. Ces formations tertiaires, essentiellement représentées par des niveaux de sables et de cailloutis, se singularisent par la présence de deux formations caractéristiques, ayant permis de leur attribuer un âge éocène supérieur à oligocène :

- à la base lorsqu'elles sont visibles (Fosses-de-Boire près de Céaucé, feuille de Domfront) des argiles et calcaires à bithynies datés de par leur faune et flore du Ludien supérieur ;
- des sables et cailloutis, d'épaisseur variable, pouvant être directement sédimentés sur le socle.

Une dalle gréseuse silicifiée apparaît localement à n'importe quel niveau de ces sables et cailloutis. Elle correspond à un niveau de battement de nappe lié à un épisode climatique de type désertique chaud et sec, postérieur au dépôt de ces formations. Cette dalle ne peut être prise comme un niveau stratigraphique repère.

Les problèmes de chronologie entre cette phase de distension 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 de 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 omettre la présence attestée de sédiments crétacés qui élargit désormais la plage de temps durant laquelle ont eu lieu les mouvements

et rejeux de ces failles du bâti armoricain et qui sont attestés jusqu'au Plio-Pléistocène. Au cours du Pliocène, on assiste à une nouvelle transgression marine, se marquant au niveau régional par la mise en place d'importants dépôts de sables et de galets à signature marine, localisés en majorité à l'aplomb des formations éocènes. Cette distribution préférentielle des terrains pliocènes au-dessus ou dans le voisinage immédiat des formations éocènes permet d'envisager un contrôle structural similaire à celui ayant piégé les dépôts éocènes-oligocènes, et probablement lié à un rejeu des accidents N150° à N160°E au cours du Pliocène voire du Pleistocène. Les études réalisées en 2002 par J.P. Lautridou sur les argiles fini-tertiaires (datées du Reuvérien ; 2,5 à 3,5 Ma) de Saint-Gilles-des-Marais (feuille Domfront) attestent en particulier 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. Cependant, la prudence est de mise pour l'âge des sables et galets traditionnellement attribués au Pliocène lorsque aucun élément de datation n'est disponible sur les sites considérés. S'il en existe d'indiscutablement marins de cet âge, la présence désormais attestée de Cénomaniens incite à penser que l'on peut aussi être confronté, sur d'autres sites, à des matériaux résiduels de dépôts du Crétacé supérieur. De même, certains sables rouges signalés en Armorique pourraient ainsi être des glauconies de base du Crétacé supérieur transgressif. Comme c'est le même stock de quartz issu des profils d'altération du substrat armoricain qui est repris, l'ubiquité de faciès si appauvris (sable et galets de quartz) ne peut faire l'objet de corrélations simples sans prendre de grandes précautions.

QUATERNAIRE

C'est à partir du Pliocène que s'amorce un refroidissement de grande ampleur aboutissant aux grandes glaciations plio-quaternaires, il y a environ 2,6 millions d'années (premières traces d'icebergs en mer du Nord). L'alternance de périodes froides et interglaciaires à climat tempéré entraîne un important remodelage du paysage, pour obtenir peu à peu la configuration visible actuellement. La baisse du niveau des mers entraîne notamment un approfondissement des vallées souligné par une succession de terrasses alluviales à des altitudes de plus en plus basses.

C'est également au cours de cette période que vont se mettre en place les différentes formations de versants de type « head », engendrées par la succession des phénomènes de gel et de dégel sur les différents substratums, ainsi que les formations éoliennes lœssiques apportées par les vents d'Ouest dominants.

La présence de silcrètes et de nombreux dreikanTERS signale l'intercalation d'un épisode désertique chaud et sec sur cette région durant le Quaternaire.

Les rivières, en situation très amont et très immatures, signalent des directions structurales régionales acquises au Paléozoïque ou avant, en revanche aucun de ces drains ne signale d'axe majeur. Ces axes transparaissent beaucoup plus dès que le manteau d'altérites est érodé et que ces drains circulent dans la roche saine comme le font la Mayenne et bon nombre de ses affluents principaux.

GÉOLOGIE DE L'ENVIRONNEMENT

SOLS, VÉGÉTATIONS ET CULTURES

La nature des sols est directement dérivée de la nature du substrat. Les sols sont pour la majorité d'entre eux développés sur des formations d'altération plus ou moins en place, déplacées, colluvionnées ou solifluées, ou sur des formations récentes de type limons lœssiques, relativement développées sur cette zone. Outre la nature du substrat, leur différenciation est également étroitement conditionnée par le relief, lui-même lié à la nature des roches et au contexte tectonique. Ces sols sont en général plus évolués sur les zones hautes et planes, alors qu'ils apparaissent moins évolués et caillouteux sur les versants. Les sols à forte tendance hydromorphe se localisent quand à eux préférentiellement dans les fonds de vallées.

Sols sur formations briovériennes

L'altération des roches briovériennes conduit à la formation de limons fins argilo-sableux, en majorité à dominante argileuse, en relation avec la prédominance des faciès silto-argilitiques. Une tendance un peu plus sableuse peut également être distinguée dans l'environnement des barres grauwackeuses notamment vers le Nord-Est dans les secteurs du Ribay et de Charchigné. Ces limons sont en général étroitement associés, mélangés à des limons de type lœss apportés par les vents d'Ouest. La différenciation entre ces limons d'origine silteuse, peu à très peu transportés et les véritables lœss issus du golfe normano-breton reste, sur le terrain, extrêmement délicate. Sur le plan cartographique, ceci peut conduire localement à une surestimation de la puissance des placages lœssiques. Le fait avait déjà été signalé sur la carte de Landivy où les placages « lœssiques » les plus importants avaient été observés sur substratum silteux.

Sur les matériaux briovériens, les sols sont bruns lessivés à bruns acides dans les zones les plus sableuses ou les plus hautes. Ces terrains briovériens sont en majeure partie occupés par des champs et des pâturages, la couverture forestière initiale y ayant pratiquement disparu, y compris au niveau des barres de cornéennes où les sols sont plus évolués, rubéfiés et fortement ferruginisés. Les sols en contexte briovérien ont, par rapport aux sols granitiques, la réputation d'être des « terres froides » qui emmagasinent la chaleur le jour mais ne vont que

très peu ou de façon très rapide la restituer la nuit. Cette différence avec les sols granitiques est en partie due au fait que les sols sur les formations briovériennes retiennent plus facilement l'eau. Ils ont donc plus de mal à se réchauffer et se refroidissent très vite. Dans le cas du maïs, si les cultures démarrent plus lentement que sur les sols granitiques, en revanche, elles résistent nettement mieux en période de sécheresse.

Par conséquent, dans cette région, l'occupation des sols est en priorité tournée vers l'élevage. Les terrains cultivés sont semés tour à tour de maïs (pour l'ensilage) ou de blé. Le restant des terrains, situés en particulier dans les fonds de vallées, correspond à des prairies et des pâturages de ray-grass pour le bétail. D'autres cultures céréalières, telles que celles du sorgo, de l'avoine, du seigle et de l'orge, tendent également à se développer.

Sols sur substrat granitique s.l.

La texture des sols sur granitoïdes est principalement sableuse, de type arène granitique avec, en fonction de la pente, une fraction argileuse (argile kaolinique) plus ou moins développée. Aux sables quartzo-feldspathiques sont fréquemment associées des boules de granite de taille plus ou moins importante selon le degré d'altération et des fragments de quartz blanc laiteux filonien. Les sols sont bruns acides à brun lessivés dans les zones recouvertes de limons loessiques. Ils sont en général très utilisés pour la culture du maïs. Ces sols en milieu granitique ont la réputation d'être des sols « chauds », c'est-à-dire d'accumuler la chaleur le jour pour la restituer très progressivement la nuit, mais également d'être des sols s'asséchant très vite de part leur caractère sableux. Ce type de sol favorise la germination et la croissance très rapide du maïs mais constitue un handicap à son développement s'il n'est pas réalimenté en eau régulièrement. La végétation naturelle de ces sols n'est conservée que dans les zones incultivables à forte proportion de blocs de granite. Quelques massifs forestiers peuvent notamment être observés à l'Ouest (forêt de Salair) au Sud (forêt de Bourgon) ou au centre (bois des Vaux, bois de Buleu). Ces forêts sont constituées de chênaies mixtes (chêne pédonculé et chêne sessile), de chênaie-hêtraies acidiphiles à sous-bois riches en ronces, fougères, houx et genêts, et localement de bouleaux, notamment dans les zones les plus humides.

Sols sur formations paléozoïques

La nature de ces sols est conditionnée par la nature du substrat, ici pélitique et « schisteuse » ou gréseuse. Sur les schistes et pélites, les sols apparaissent lessivés, hydromorphes. L'altération de ces faciès se marque par la formation de limons fins argilo-sableux à dominante argileuse en apparence nettement plus « gras » et plus argileux que ceux situés sur les

siltites du Briovérien. Ils constituent des terrains « lourds », difficiles à travailler. Ils sont occupés par des prairies hygrophiles ou des zones à tendance marécageuse. Les sols situés sur les grès ou quartzites paléozoïques sont en général maigres, de type brun acide, de qualité médiocre mais relativement faciles à travailler. Ces sols sont plus ou moins sablonneux, graveleux et caillouteux, à éléments de grès-quartzite, souvent imbibés d'eau et chargés en argiles d'altération (mauvaise infiltration, fonction des altérites sous-jacentes). Les sols sur le Grès armoricain ou le conglomérat de base conviennent en général peu aux cultures et sont en grande partie occupés par des massifs forestiers (bois de Buleu, d'Hardanges, du Ham ou la forêt de Mayenne) ou de vastes étendues de landes en friches. Le restant est occupé par des prairies et des pâturages ou, sur les zones plus planes éventuellement enrichies en limons, par quelques cultures essentiellement céréalières.

Sols sur colluvions

Les sols brunifiés sont fréquents sur les colluvions fines des bas de versants et sur une bonne partie des alluvions holocènes. Les sols colluviaux humifères peu différenciés sont abondants de même que les sols bruns lorsqu'il y a une fraction limoneuse importante intégrée au produit de la désagrégation des schistes et des grès. Les sols sont neutres, avec un pH voisin de 7.

Sols sur limons

Les sols sur limons lessiques sont brun jaunâtre à bruns plus ou moins lessivés, homogènes et faciles à travailler. Ils sont principalement utilisés pour la culture des céréales (blé et maïs préférentiellement mais également avoine, sorgo, orge et seigle). Il n'en reste pas moins que ce sont des sols en général très argileux, se saturant très rapidement en eau et pouvant, par conséquent, nécessiter des travaux de drainage pour pouvoir être travaillés.

Sols sur alluvions

En domaine alluvial, les sols sont bruns et argilo-sableux, en majeure partie occupés par des herbages, ou des cultures (maïs) lorsqu'ils ont été drainés.

GÉOGRAPHIE HUMAINE

La zone cartographiée se situe à cheval sur les régions naturelles que sont le Pays de Mayenne (autour de Mayenne), les collines du Maine à l'Est, les abords des Coëvrons au Sud-Est (région de Bais) et le Bas-Maine au Sud. Le paysage est, comme dans le Bocage normand, caractérisé par une multitude de parcelles bordées de haies de chênes, de hêtres, de châtaigniers ou de noisetiers, mises en place par l'homme à partir du Moyen Âge. Depuis les années 1950, ce réseau de haies a profondément évolué, notamment avec la suppression d'un grand nombre d'entre elles, en relation avec le développement de l'agriculture intensive, les programmes de remembrement et la nécessité d'agrandir les parcelles afin d'avoir des surfaces plus adaptées au matériel agricole actuel et à la production intensive. Cette politique a eu malheureusement pour effet de modifier en partie les écosystèmes, d'amplifier les processus d'érosion des sols, d'entraîner par des drainages intensifs un appauvrissement des nappes d'eau superficielles mais également de modifier le régime et les effets des vents d'Ouest. Bien que la politique actuelle reste à la rentabilité et à la production intensive, la tendance vers une agriculture de qualité mais également vers un cadre de vie plus agréable se marque non seulement par une diminution de la destruction systématique des haies mais également par un début de réimplantation de ces dernières, notamment en bordure des routes et chemins. Des programmes importants d'assainissement et de protection de l'environnement ont été mis en place par les différents organismes concernés (chambres d'agriculture, DDA, DDE), dans le cadre de la réglementation européenne, avec notamment au niveau de la protection des nappes, la mise aux normes des installations agricoles (fosses à lisier etc..).

Les grands massifs forestiers de cette région ont, comme ailleurs, été en grande partie exploités au XIX^e siècle lors du développement de l'industrialisation. Ils se limitent actuellement à de petits massifs forestiers et des bosquets gérés et protégés par des particuliers ou par l'ONF.

L'habitat est, dans toute la région, étroitement conditionné par la nature du substrat, granitique sur le socle cristallin, à base de siltites-grauwackes sur les formations briovériennes, composé de grès-quartzite au niveau des terrains paléozoïques ou, très ponctuellement dans le secteur de la forêt de Sair, de quartz filonien.

Au point de vue ressources, le département de la Mayenne constitue l'une des grandes régions agricoles françaises. Il se situait en 2003 en 5^e position, avec le deuxième rang national au niveau de la production de viande bovine, le 5^e rang pour le porc, le lait, et le 11^e rang pour la volaille (source : Conseil général de la Mayenne au 29/01/03 ; www.cg53.fr). L'importance de cette agriculture entraîne non seulement le développement de toute la chaîne agro-alimentaire avec quelques grandes marques de l'industrie laitière, mais également celui

d'autres secteurs de l'industrie plus ou moins directement concernés (mécanique, électronique, chimie, etc..).

Sur le plan touristique, cette région constitue un carrefour routier important avec plusieurs grands axes tels que la N 12 (Alençon-Fougères), la N 162 (Mayenne-Laval), la D 23 (Mayenne-Domfront) et la D 35 (Mayenne-Le Mans). Le tourisme est principalement axé sur le tourisme « vert » avec ses chemins de randonnées, piétonniers ou équestres, avec notamment le GR 37 au Sud-Est et l'aménagement au Sud de Mayenne du chemin de halage de la Mayenne, le tourisme fluvial sur la Mayenne ou les plans d'eau aménagés au niveau de la Mayenne tels que celui d'Ambrières-les-Vallées – La Haie-Traversaine (barrage de Saint-Fraimbault-de-Prières). Cette région est réputée pour son passé archéologique et historique, avec les célèbres ruines gallo-romaines de Jublains (musée de Jublains). Outre Mayenne, célèbre pour son château, certaines cités sont réputées pour leur caractère notamment Ambrières-les-Vallées et Fontaine-Daniel. Cette dernière est encore de nos jours le siège d'une activité industrielle de tissage de notoriété internationale, les fameuses « toiles de Mayenne ».

ÉLÉMENTS DE GÉOTECHNIQUE

Les données présentées ci-dessous ne sont données qu'à titre indicatif dans la mesure où elles ne reposent sur aucune étude spécialisée.

Concernant le Briovérien, les terrassements effectués dans ces terrains pourront, lorsqu'ils sont peu profonds, être effectués avec des pelles mécaniques de puissance moyenne. En effet, les bancs sont généralement en partie désagrégés en surface, à l'état plus ou moins fragmentés et n'offrent par conséquent qu'une résistance minimale aux engins. Une estimation au préalable de l'épaisseur de la zone d'altération devrait permettre d'adapter le matériel à la situation. Dans le cas de terrassements plus profonds, ou de formations affleurantes massives non altérées, l'utilisation de puissants engins de déroctage voire même d'explosifs pourra s'avérer nécessaire. Les formations silteuses présentent l'avantage de se déliter en grandes plaques, alors que les formations gréseuses et surtout cornéifiées seront nettement plus difficiles à travailler de part leur caractère compact et leur degré de recristallisation.

Les caractéristiques de tenue et de portance de ces terrains sont mauvaises en ce qui concerne les faciès silto-argilitiques, notamment en conditions hydromorphes où ils se désagrègent très rapidement pour former une véritable boue, très moyennes pour les grès-grauwackes et moyennes pour les cornéennes. Concernant les zones silteuses, il sera nécessaire avant tous travaux, qu'ils soient routiers ou de BTP, d'effectuer une reconnaissance préalable de ces formations, pour éviter notamment tout risque de glissement de terrain.

Parmi ces matériaux briovériens, les cornéennes sont parmi ceux les plus utilisés dans la région pour le chargement des routes et cours de ferme, avec les grès paléozoïques et les granites.

Les formations d'altération du Briovérien, à forte tendance argileuse, ne peuvent avoir que de très mauvaises caractéristiques de portance et de tenue en conditions hydromorphes. Il sera fortement recommandé avant toute construction de reconnaître l'épaisseur de la zone d'altération afin de pouvoir assurer la stabilité des fondations, notamment en raison des phénomènes de gonflement et retrait des argiles. Sur les zones pentées, la reconnaissance de ces altérites sera impérative afin d'éviter tout problème lié au fluage de ces argiles et aux glissements de terrain.

Au niveau des massifs cristallins, la roche à l'état arénisé ne présente que peu de résistance aux engins de terrassements et les travaux pourront être réalisés à l'aide de pelles mécaniques. Le principal problème posé par ces arènes concernera leur homogénéité et notamment la présence ou non de blocs de granite, pouvant constituer un gros handicap. Concernant les terrassements profonds ou en zone granitique saine, des engins puissants de déroctage, voire de la dynamite devront être prévus, ceci malgré le caractère en général fortement fracturé de ces roches.

Les zones sableuses étant fortement sujettes à des phénomènes de tassement différentiel ou à des fluages, il sera fortement recommandé, avant d'asseoir une construction, de sonder l'arène afin de s'assurer de son homogénéité et de reconnaître les zones à boules granitiques. Étant donné la porosité de ces arènes, une reconnaissance de l'interface arène-roche saine devra également être effectuée afin de localiser d'éventuels niveaux aquifères susceptibles de saper les bases de toute construction.

Les terrains paléozoïques présentent selon leur nature des caractéristiques géotechniques très différentes. Concernant les formations silteuses et ampélitiques, les terrassements à faible profondeur pourront être réalisés par des engins de puissance moyenne, ces terrains étant en général altérés et très fragmentés en surface. Pour des terrassements plus profonds ou des zones affleurantes plus saines, des engins plus puissants devront être utilisés. Les travaux seront en partie facilités par le débit en plaques de ces roches. À l'altération, ces formations silteuses donnent des sols argilo-silteux de portance très médiocre. Ces sols sont également susceptibles de solifluer dans les secteurs fortement pentés et sujets aux phénomènes de gonflement et retrait, consécutifs à une alternance de périodes sèches et de périodes humides. Une reconnaissance préalable de ces terrains devra également être réalisée, tant pour le bâtiment que pour les travaux d'infrastructures routières en raison de leur tenue souvent très instable signalée par de fréquentes loupes de glissement de terrain. Les secteurs

Date	Localisation	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
6 octobre 1711	Alençon	Puissantes secousses
31 décembre 1778	Passais-la-Conception	Pas de précision
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
02 janvier 1827	Mortagne-au-Perche, Alençon	Secousse violente. Cheminées renversées, vitres brisées
13 novembre 1848	Oisseau, Céaucé	Vers 17 h 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
14 septembre 1866	Brenne	Forte secousse
13 octobre 1867	Passais-la-Conception (Orne)	Violente secousse
15 février 1887	Ernée, Saint-Denis-de-Gastines	Secousses entre 4 h 20 et 5 h, ressenties à Ernée
30 mai 1889	Jersey, Orne, Calvados, Mayenne, Eure	Un des plus forts séismes du siècle en Normandie. Maisons lézardées, vitres brisées
23 février 1913	Tessé-la-Madeleine	Secousses à Tessé-la-Madeleine, Pré-en-Pail
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
20 octobre 1918	Mortain	Secousse à Milly près de Mortain
19 novembre 1927	Fiers-de-l'Orne	Épicentre près de Briouze. Intensité de 6
26 août 1930	La Ferrières-aux-Étangs	Épicentre sur La Ferrières-aux-Étangs. Intensité de 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 Chateaubriant. Intensité de 4
2 janvier 1959	Ressenti en Mayenne	Épicentre en Cornouailles. 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. 5 - Quelques séismes ressentis dans la région de Mayenne

Date	Heure	Localisation épiscopale	Département	Intensité épiscopale
22 juillet 1606	20 h - 21 h	Couterne	Orne	
1 ^{er} mai 1664	6 h	Argentan	Orne	
31 mars 1804	17 h	Laval	Mayenne	
11 février 1805	10 h 30	Nord d'Argentré-du-Plessis	Mayenne	
3 juin 1813	11 h 15	Fontaine-Daniel	Mayenne	5.5
2 janvier 1827	Entre 18 et 21 h	Le Mêle-sur-Sarthe	Orne	6
13 novembre 1848	17 h 30	Gesnes	Mayenne	5
13 novembre 1848	20 h 30	Gesnes	Mayenne	
14 décembre 1852	7 h	Laval	Mayenne	
13 octobre 1867	19 h 15	Passais-la-Conception	Orne	
6 décembre 1867	1 h 30	Domfront	Orne	
8 mars 1883	15 h	Saint-Denis-de-Gastines	Mayenne	
14 février 1887	-	Ernée	Mayenne	
15 février 1887	4 h 20	Ernée	Mayenne	
15 février 1887	9 h 05	Ernée	Mayenne	5.5
11 mai 1893	Vers 23 h	Montaudin (?)	Mayenne	
30 juin 1896	14 h	Sud-Ouest de Vimoutiers	Orne	6
23 mars 1913	3 h 10	Pré-en-Pail	Mayenne	5
juin 1914	-	Pré-en-Pail	Mayenne	
octobre 1920	-	Ambrières-les-Vallées	Mayenne	
10 janvier 1921	0 h 20	Saint-Jean-sur-Mayenne	Mayenne	5
10 janvier 1921	2 h	Ambrières-les-Vallées	Mayenne	
19 novembre 1927	23 h	Flers	Orne	6
19 novembre 1927	23 h 20	Flers	Orne	
20 novembre 1927	3 h 30	Flers	Orne	
26 août 1930	4 h 10	La Ferrière-aux-Étangs	Orne	5
18 février 1962	5 h 43	Landisacq	Orne	5
18 janvier 1966	19 h 43	Ballots	Mayenne	
19 janvier 1966	7 h 40	Ballots	Mayenne	
7 juillet 1983	3 h 52	Landivy	Mayenne	4.5
11 mai 1988	0 h 08	La Chapelle-Anthenaise	Mayenne	4

Tabl. 6 - Séismes dont les épiscopentres figurent dans le département de l'Orne (61) ou de la Mayenne (53) (d'après le site internet www.sisfrance.net)

ampéltiques devront également être clairement identifiés en raison de leur nature plastique leur conférant un caractère fluant assez marqué.

Les grès paléozoïques (Grès armoricain, Grès culminant) sont soit sains à l'affleurement sous la forme de puissantes barres très massives et très résistantes, soit altérés sur plusieurs mètres, à l'état désagrégé, sablo-argileux, à blocs disséminés. Dans les zones altérées, les travaux pourront être réalisés avec des pelles de puissance moyenne, la principale difficulté des travaux réalisés dans ces terrains étant liée à la présence de blocs non désagrégés. La portance de ces terrains sera très variable, en fonction de leur homogénéité. Les terrassements profonds ou en zones non altérées, pourront nécessiter l'utilisation de puissants engins de déroctage et l'emploi d'explosifs. Étant donné la nature siliceuse, la granulométrie et la dureté de ces roches, les engins subiront une usure relativement importante et rapide. Le Grès armoricain présente dans son ensemble des caractéristiques géotechniques bonnes à très bonnes et constitue un excellent matériau pour charger les routes.

En dehors des zones altérées sablo-argileuses et plus ou moins instables, mais également des zones faillées, ces terrains gréseux ont une portance bonne et stable.

Les limons constituent des matériaux de faible résistance, faciles à décapier mais sujets à des tassements importants, à fluage et sans aucune tenue à l'état hydromorphe.

Les alluvions anciennes ou récentes sont également faciles à décapier mais présentent de mauvaises caractéristiques de portance et de tenue en raison de leur hétérogénéité et de leur nature sablo-argileuse à galets.

RISQUES NATURELS

Du point de vue sismique, la région est, par rapport à d'autres, relativement stable, bien que quelques épicentres aient pu y être relevés au cours des temps. Quelques séismes affectant les régions voisines ont cependant d'après la littérature ancienne été ressentis sur cette zone parmi lesquels celui du 6 octobre 1711, d'intensité MSK estimée entre V et VI à Alençon, celui du 2 janvier 1827 d'intensité MSK de VI à Alençon, celui du 14 septembre 1866, d'intensité MSK de V et dont l'épicentre était situé à Brenne et celui du 19 novembre 1927 dont l'épicentre fut localisé à environ 7km au Sud-Est de Flers avec une intensité MSK de VI (Vogt *et al.*, 1980) (tabl. 5 et 6 ; fig. 27 et 28 hors texte).

RESSOURCES EN EAU

Précipitations efficaces et ressources en eau

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

À Mayenne¹, les précipitations annuelles moyennes sont de 806 mm et l'évapotranspiration annuelle moyenne est de 692 mm. Le bilan hydrique, établi au pas de temps mensuel à partir des données de la station de Mayenne (1970-2005), conduit à une estimation de 390 mm de la valeur moyenne des précipitations efficaces annuelles. Pour une réserve utile moyenne de 75 mm², la part des précipitations totales susceptible de donner lieu à un écoulement (souterrain et superficiel) correspond à environ 315 mm soit, en débit moyen régularisé, environ 10 l/s/km². Il s'agit d'une valeur moyenne, les conditions climatiques, parfois très contrastées, pouvant se traduire par des variations importantes de la valeur des précipitations efficaces : 739 mm au cours du cycle 2000-2001, très excédentaire et 188 mm au cours du cycle 2004-2005, très déficitaire (fig. 29). Les valeurs correspondant à ces deux cycles constituent les valeurs extrêmes calculées pour la période 1970-2005.

Pour l'autre station de Météo-France existant sur le territoire couvert par la feuille Mayenne et pour laquelle on dispose d'une chronique suffisamment longue (Bais³), la valeur normale⁴ des précipitations efficaces est de 365 mm, soit légèrement moins que la valeur calculée pour le poste de Mayenne.

Eaux superficielles

La feuille Mayenne est située intégralement dans le bassin versant de la rivière « Mayenne ». Cette dernière, qui prend sa source près de Pré-en-Pail, aux confins de la Mayenne et de l'Orne, traverse du Nord au Sud le territoire cartographié. Ses principaux affluents sont les suivants :

¹ Poste Météo-France, situé rue de Bonn à Mayenne (altitude : 135 m). Moyenne des valeurs enregistrées entre 1970 et 2005.

² Cette valeur dépend étroitement de caractéristiques des sols (texture, épaisseur) et est donnée ici à titre indicatif.

³ Poste situé rue du Château, à Bais (altitude : 180 m).

⁴ La valeur dite normale correspond à la moyenne trentenaire (ici : années 1971 à 2000).

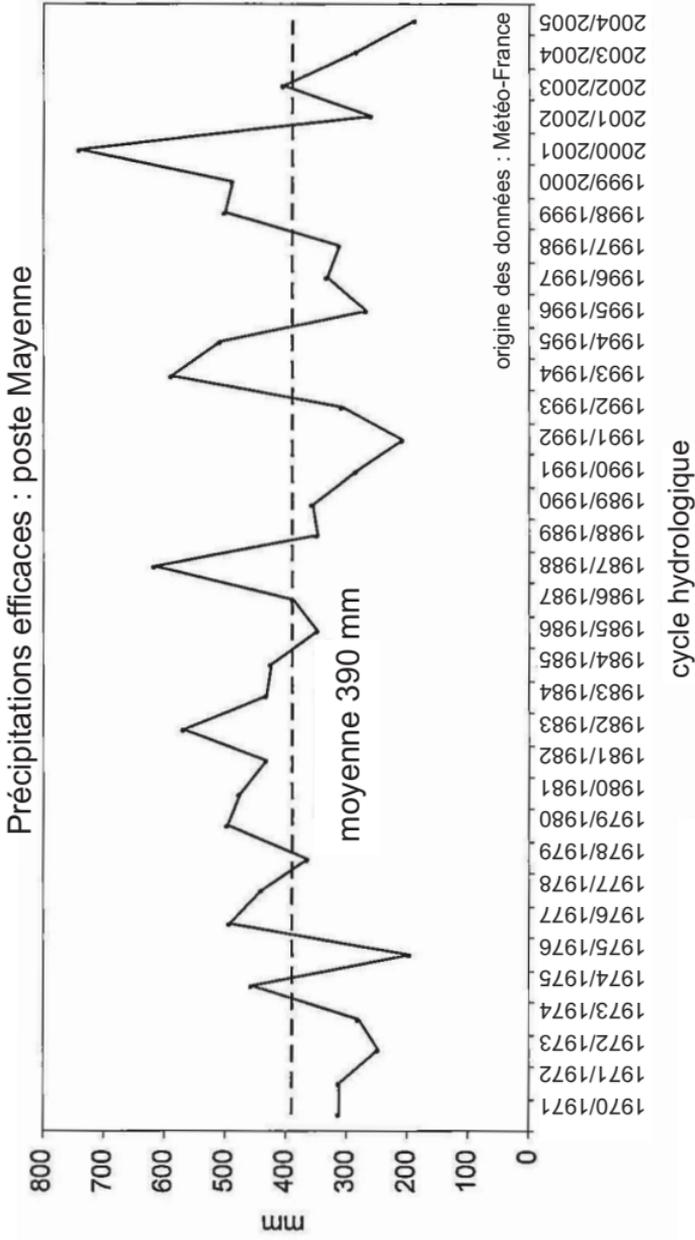


Fig. 29 - Précipitations efficaces enregistrées au poste de Mayenne

– en rive droite : la Varenne et la Colmont qui se jettent dans la Mayenne entre Ambrières-les-Vallées et La Haie-Traversaine ;

– en rive gauche : l'Aron, qui rejoint la Mayenne à la hauteur de Moulay et l'Aisne dont le cours se dirige d'abord vers l'Est avant de bifurquer vers le Nord pour rejoindre la Mayenne près de Neuilly-le-Vendin (feuille La Ferté-Macé).

Ces cours d'eau sont alimentés par le ruissellement lors des périodes pluvieuses ainsi que par l'apport des eaux souterraines qui constituent, en période de basses eaux (étiage), l'essentiel du débit des cours d'eau (débit de base). Plusieurs stations hydrométriques, gérées par la DIREN des Pays de la Loire, ont été mises en place sur les principaux cours d'eau :

– la Colmont, à Oisseau (station M3223010), à l'aval d'un bassin versant d'une superficie de 245 km² ;

– l'Aron, à Moulay (station M3253110), à l'aval d'un bassin versant d'une superficie de 188 km² ;

– la Mayenne, à Saint-Fraimbault-de-Prières (station M3230920), à l'aval d'un bassin versant d'une superficie de 1 851 km² qui comprend, notamment, le bassin versant de la Colmont et celui de la Varenne.

De ces trois cours d'eau, seul l'Aron qui prend sa source près de Bais, possède un bassin versant qui s'étend presque entièrement dans les limites de la feuille Mayenne. Il en constitue près du tiers de la superficie. Pour la période 1974-2005, le débit moyen de ce cours d'eau était de 1,96 m³/s soit, pour un bassin versant de 188 km², un débit spécifique moyen de 10,4 l/s/km², valeur identique à celle calculée sur la base des données de P et ETP du poste Météo-France de Mayenne pour la période 1974-2005. À titre de comparaison, le module interannuel (1992-2005) de la Colmont à Oisseau était de 2,82 m³/s (11,5 l/s/km²) et le module interannuel (1970-2005) de la Mayenne à Saint-Fraimbault-de-Prières était de 19,70 m³/s (10,6 l/s/km²).

Les débits d'étiage de ces cours d'eau sont généralement faibles à très faibles, compte tenu de la nature des terrains qui constituent les bassins versants. Ainsi, le QMNA (débit mensuel minimal), de fréquence quinquennale sèche, n'est que de 0,140 m³/s soit 0,7 l/s/km² pour l'Aron à Moulay. Pour la Mayenne à Saint-Fraimbault-de-Prières, il est de 1,7 m³/s soit 0,9 l/s/km².

Les eaux superficielles sont exploitées pour la production d'eau potable à Saint-Fraimbault-de-Prières où un barrage-réservoir a été construit en 1977, à l'aval de la confluence de la Colmont et de la Varenne avec la Mayenne. D'une capacité, à l'origine, de 4,3 millions de m³, cet ouvrage permet de respecter, pour la Mayenne, un débit objectif de 2 m³/s. Une station de pompage et de traitement, dont le Maître de l'Ouvrage est le Syndicat Mixte de Renforcement en Eau Potable du Nord-Mayenne, a été construite à l'aval du barrage. Cette installation permet d'assurer, en pointe, une production journalière de 12 000 m³

d'eau potable. La quasi-totalité des collectivités situées sur le territoire de la feuille Mayenne sont membres de ce syndicat et sont alimentées, soit en complément de ressources locales, soit en totalité, à partir de la station de production de Saint-Fraimbault-de-Prières.

Eaux souterraines

Du point de vue hydrogéologique, il convient de distinguer :

- les **dépôts cénomano-tertiaires**, à dominante détritique grossière (sables, graviers, galets) et caractérisés par une porosité d'interstices susceptible de leur conférer des propriétés aquifères intéressantes ;
- les **formations de socle** (essentiellement granitoïdes et, dans une moindre mesure, grès et schistes), plus ou moins altérées, dans lesquelles la porosité est généralement de type secondaire (porosité de fracture), acquise notamment au cours des phases successives de déformation. L'altération, qui affecte ces terrains, parfois sur plusieurs dizaines de mètres, a pu en outre favoriser le développement de fissures et conduire à la formation d'un matériau relativement meuble, sableux ou sablo-argileux. Ce type d'altération, dont le meilleur exemple et le plus fréquemment rencontré sur le territoire de la feuille Mayenne est l'arène granitique, possède une porosité d'interstices relativement faible mais qui donne à cette formation une capacité de stockage non négligeable.

Les ressources en eau souterraines des **formations cénomano-tertiaires** sont mal connues mais sont vraisemblablement limitées en raison de l'épaisseur généralement peu importante des dépôts. En dehors du fossé d'effondrement qui s'étend au Nord de Chantrigné et dans lequel l'épaisseur des formations sableuses et sablo-argileuses peut atteindre 32 à 50 mètres⁵, les formations cénomano-tertiaires constituent le plus souvent des placages d'épaisseur métrique à décimétrique (une vingtaine de mètres à Glaintin), dans lesquels l'épaisseur mouillée est vraisemblablement insuffisante pour envisager une exploitation de la ressource autre que celle susceptible de satisfaire des besoins domestiques. Le seul ouvrage exploitant cette ressource pour l'AEP est situé à Chantrigné, en limite de la feuille Mayenne mais sur la feuille Domfront. D'une capacité de production de 80 à 180 m³/j, ce captage de source est aujourd'hui abandonné pour des raisons liées à la dégradation de la qualité de l'eau (nitrates, pesticides).

Pour ce qui concerne les **formations de socle**, notamment les granitoïdes qui constituent la plus grande partie des terrains représentés sur la carte, les ressources en eau de la partie superficielle et altérée des terrains ont longtemps été suffisantes pour assurer la satisfaction des besoins domestiques grâce à des puits particuliers généralement peu profonds (quelques mètres). Au début des

⁵ Feuille Domfront : forage de Chantrigné, sondages de recherches pour le SIVOM de Lassay à Melleray-la-Vallée et Niort-la-Fontaine.

années cinquante, la généralisation de l'adduction d'eau potable publique a conduit les collectivités à la création de captages, le plus souvent à l'emplacement de sources. Les ouvrages réalisés (puits avec ou sans drains) ne dépassent pas une dizaine de mètres de profondeur. Leur capacité de production n'excède pas, dans le meilleur des cas, 250 à 300 m³/j en période de hautes eaux et s'est souvent avérée insuffisante, notamment avec l'accroissement des besoins. De plus, depuis le début des années soixante-dix, la qualité de l'eau s'est lentement dégradée en raison de l'intensification de l'agriculture et certains captages ont dû être abandonnés. La création du Syndicat Mixte de Renforcement en Eau Potable du Nord-Mayenne a permis, entre autres, d'assurer, à partir de la station de production de Saint-Fraimbault-de-Prières, la fourniture d'eau à certaines collectivités concernées par ces difficultés quantitatives ou qualitatives.

Le tableau ci-après (tabl. 7) présente les captages actuellement exploités pour l'AEP des collectivités dans les limites du territoire de la feuille Mayenne. La plupart des ouvrages captent l'eau circulant dans la partie superficielle, altérée et fissurée, des terrains (granitoïdes, cornéennes) ou dans les formations de pente au pied de cuestas gréseuses cambriennes (Hardanges et Le Ribay). Seuls deux forages récents sont exploités : le forage de Oiseau (Neuville) et celui de Moulay (la Brosse). Le premier a été réalisé lors de la période de sécheresse des années 1989 à 1992, le puits d'origine, peu profond, étant dans l'incapacité d'assurer une production suffisante. Relativement peu profond, ce forage capte la partie superficielle de l'aquifère. Le second a été réalisé dans le cadre du programme de recherche engagé en 2002 par le Conseil général de la Mayenne (voir ci-après).

L'eau de ces captages est très douce à douce (dureté totale comprise entre 4 et 8°F), de minéralisation très faible à peu accentuée (conductivité comprise entre 80 et 300 µS.cm⁻¹), de pH acide (5,6 à 6,2) et agressive (neutralisation nécessaire).

Compte tenu de la dégradation de la qualité de l'eau souterraine de certains captages, le Conseil général de la Mayenne a engagé, entre 2002 et 2005, un programme de recherche en vue d'en optimiser le fonctionnement par l'exploitation du milieu aquifère fissuré profond dans lequel l'eau est généralement exempte de nitrates. En effet, pour les aquifères de socle, on peut d'une manière très générale proposer un schéma de type bicouche, représentation évidemment simplificatrice d'une réalité vraisemblablement plus complexe :

– en haut, la partie altérée et diaclasée des terrains, constituant en quelque sorte le « réservoir ». La nappe y est libre, directement alimentée par les précipitations efficaces et vulnérable aux pollutions, notamment diffuses (nitrates, pesticides). La transmissivité, déduite de résultats de pompages d'essai, est le plus souvent comprise entre 10⁻² et 10⁻⁴ m²/s et le coefficient d'emmagasinement est généralement de l'ordre de 1 %, voire moins ;

Code BSS	Commune	Lieu-dit	Maître d'Ouvrage	Date	Formation	Ouvrages	Profondeur	Production (m ³ /j)
02851X	Oisseau	Neuville	Oisseau	1991	Diorite altérée	forage	40 m	150 à 300
02852 X 0005	La Haie-Traversaine	Chevray	SIAEP des Vallées	1970	Cornéennes	1 puits	7,5 m	100 à 200
02853 X 0004	Champéon	le Petit Gast	Champéon	1952	Granite altéré	6 puits	2 à 3,5 m	50 à 150
02853 X 0007	Marcillé-la-Ville	la Pelleterie	SIVM du Horps	1971	Granite altéré	1 puits	9,8 m	150 à 250
02853 X 0009	Montreuil-Poulay	le Perray	Montreuil-Poulay	1969	Granite altéré	1 puits	4,3 m	50 à 100
02854 X 0009	Hardanges	la Roche	La Chapelle-au-Riboul	1958	Grès cambriens	1 puits	2,8 m	40 à 110
02854 X 0013	Le Ribay	Maupas	SIVM du Horps	1962	Grès cambriens	5 puits	8,2 m	160 à 210
02855 X 0005	Commer	la Touche	SIAEP Commer-Moulay	1959	Granite altéré	1 puits	8,0 m	100 à 280
02855 X 6007	Moulay	la Brosse	SIAEP Commer-Moulay	2003	Granite sain	forage	55 m	150 à 180
02858 X 0008	Hambers	la Bousselière	SIAEP de Grazay	1952	Granite altéré	Puits + drains	2 à 3 m	150 à 300

Tabl. 7 - Caractéristiques des captages situés dans l'emprise de la feuille de Mayenne

– en bas, le socle sain, plus ou moins fissuré et fracturé selon le contexte structural local. La nappe y est généralement semi-captive et alimentée par drainance à partir du « réservoir » sus-jacent. L'eau est exempte de nitrates en profondeur mais le fer et le manganèse sont toujours présents à l'état dissous (de 0,5 à plusieurs mg/l pour le fer), ce qui révèle l'existence de conditions de milieu réductrices, favorables au développement de phénomènes de dénitrification naturelle. La transmissivité, déduite de résultats de pompages d'essai, est généralement comprise entre 10^{-2} m²/s (cas exceptionnels de zones intensément fracturées) et 10^{-4} m²/s. Le coefficient d'emmagasinement, très faible, est le plus souvent compris entre 10^{-3} et 10^{-4} .

Les recherches réalisées entre 2002 et 2005 ont concerné 4 des captages localisés sur la feuille Mayenne : Oisseau (Neuille : n° BSS 02851X0012 et 0013), Hambers (la Bousselière : n° BSS 02858X0015 et 0017), Commer (la Brosse : n° BSS 02855X6007 et 6008) et Champéon (le Petit Gast : n° BSS 02853X6006 et 6007). À ce jour, un forage d'exploitation a été réalisé à Moulay (la Brosse) : exploité à 10 m³/h, il fournit, après déferrisation, une eau sans nitrates qui permet d'assurer la dilution des eaux prélevées, à un débit équivalent, dans le captage voisin (la Touche à Commer). À Champéon (le Petit-Gast), un débit instantané d'environ 70 m³/h a été obtenu et les essais sont actuellement en cours (en 2005). En revanche, les reconnaissances se sont avérées négatives à Oisseau et à Hambers, en raison d'un débit insuffisant, les arrivées d'eau profonde, sans nitrates, s'étant avérées d'un débit insuffisant (milieu profond sain, peu fracturé).

Par ailleurs, les recherches effectuées en 2001 au captage de Chevray à La Haie-Traversaine (02852X6012) ont également permis de vérifier l'existence d'une ressource plus profonde, avec une eau exempte de nitrates, même si la mise en exploitation de l'ouvrage n'a finalement pas été réalisée.

Ces résultats montrent que, dans un tel contexte géologique, le succès de la recherche est étroitement lié à l'existence de fractures profondes suffisamment développées. Il faut, à cet égard, souligner l'intérêt hydrogéologique de la zone de fracture majeure correspondant au faisceau de failles de Montreuil-Poulay, qui traverse de part en part la feuille Mayenne, depuis Chantrigné au Nord jusqu'à l'Ouest d'Hambers au Sud. Ce faisceau, qui correspond à la faille bordière orientale de la dépression tectonique structurée en héli-graben du bassin de Chantrigné, se prolonge vers le Nord, sur la feuille Domfront, jusqu'au-delà de Céaucé (Orne). Les résultats des recherches réalisées depuis plus d'une dizaine d'années dans le secteur compris entre Chantrigné et Melleray-la-Vallée, tant dans le fossé d'effondrement lui-même, sous la couverture céno-mano-tertiaire, que sur son rebord oriental, en sont la confirmation : eau exempte de nitrates et débits instantanés supérieurs à 100 m³/h dans cinq ouvrages et supérieurs à 200 m³/h dans deux d'entre eux. Sur le territoire de la feuille Mayenne, le forage réalisé pour l'alimentation en eau de l'exploitation de granulats des Housseaux à

Montreuil-Poulay (n° BSS 02852X6015) a fourni, quant à lui, un débit instantané de 80 m³/h et il exploite l'eau circulant dans le granite fracturé sous une quinzaine de mètres de dépôts cénomano-tertiaires. Le forage, déjà cité, de Champéon (n° BSS 02853X6007), implanté à proximité d'une des failles du faisceau, a recoupé une zone de granite très fracturée entre 60 et 70 m de profondeur (débit instantané proche de 70 m³/h).

Dans ce type de contexte hydrogéologique, les ressources souterraines sont étroitement dépendantes des conditions annuelles de la recharge naturelle. La réserve étant beaucoup moins importante que dans les grands aquifères de type sédimentaire, une succession de cycles hydrologiques déficitaires peut conduire à une réduction importante de la capacité de production des captages, notamment en période de basses eaux.

Pour terminer, deux particularités méritent d'être soulignées :

– le captage de la Bousselière (Hambers), exploité pour l'alimentation en eau du SIAEP de Grazay, a été réalisé à l'emplacement d'un captage antique aménagé pour l'alimentation en eau de la cité gallo-romaine de Jublains. Il ne reste aucune trace visible de ce captage mais l'aqueduc, qui conduisait l'eau jusqu'à la ville, est connu sur la plus grande partie de son tracé, long de plus de 7 kilomètres, avec une dénivelée d'une quarantaine de mètres ;

– il existe, près de l'agglomération de Grazay, une source signalée par l'abbé Angot (1903-1910) dans son Dictionnaire. Cette source, qui alimente un lavoir, présente une double particularité : l'eau est ferrugineuse (teneur en Fe⁺⁺ de l'ordre de 2 mg/l)⁶ et des bulles de gaz montent cycliquement à la surface. La minéralisation de cette eau n'est pas excessive (conductivité de 365 µS.cm⁻¹) et sa température est normale. Ce type d'émergence n'est pas sans rappeler les sources ferrugineuses - dont celle de la Fontaine-Rouillée à Niort-la-Fontaine - qui jalonnent la faille bordière orientale du fossé d'effondrement entre Chantrigné et Melleray-la-Vallée (feuille Domfront) et dont l'existence est directement liée à cette faille. L'agglomération de Grazay est située à proximité de la faille de Montreuil-Poulay, déjà évoquée ci-dessus, et on serait tenté de voir, dans la source, une manifestation hydrogéologique du même type mais son originalité réside cependant dans la présence de gaz dont la nature (anhydride carbonique ?) et l'origine restent à identifier.

SUBSTANCES UTILES ET CARRIÈRES

Matériaux

La zone d'étude n'a été autrefois que très peu exploitée sur le plan artisanal, les quelques excavations encore visibles servant essentiellement à l'extraction

⁶ Analyse effectuée sur un échantillon prélevé le 18/10/99.

de roches, de sables ou de graviers pour la construction locale et l'aménagement des routes et chemins de l'époque. De nos jours quelques grandes carrières industrielles ont été ouvertes sur ce secteur, axées essentiellement sur la production de granulats pour l'aménagement des routes, des chemins et des cours de ferme et de sables pour le bâtiment. Les principales roches exploitées correspondent aux cornéennes briovériennes, aux granitoïdes, aux grès paléozoïques et aux sables et galets du Cénomano-Tertiaire. Quelques carrières artisanales furent également ouvertes autrefois dans les zones granitiques arénisées pour l'extraction de sable (bâtiment et charge). Aucune exploitation notoire n'a été observée au niveau des dolérites, probablement en raison de la dureté de ces roches.

Parmi les grandes carrières abandonnées ou en exploitation, on retiendra :

– **pour les terrains du Briovérien :**

- la carrière de La Haie-Traversaine située à la sortie nord de la commune, au bord de la Colmont, sous la ferme de la Bourgonnière. Cette carrière exploite actuellement les cornéennes du Briovérien. L'exploitation est pénalisée dans sa partie nord-est par la présence de faciès granitique appartenant à la terminaison du petit pointement de Mons. Ces cornéennes sont fortement fracturées, affectées ponctuellement par des phénomènes hydrothermaux, et injectées de petits filons de dolérites. Un filon doléritique majeur peut être observé à environ 250 m au Nord-Ouest au niveau de la ferme des Haies, alors que le Pliocène se présente à l'état de placage résiduel au sommet de la carrière ;
- la carrière de Saint-Georges-de-l'Isle est située sur la commune de Saint-Fraimbault-de Prières, au bord de la Mayenne, à l'entrée de la maison de retraite de Saint-Georges-de-l'Isle. Cette importante carrière, aujourd'hui abandonnée, exploitait au siècle dernier les cornéennes. Le site est actuellement la propriété de la maison de retraite ;

– **pour le socle cristallin cadomien :**

- la carrière abandonnée de la ferme de la Butte sur la commune de Chantrigné est située au bord de la D 33. Elle a servi à l'extraction de granite. Le granite y est particulièrement fracturée et en contact avec les cornéennes du Briovérien ;
- la carrière du Moulin-de-Tanis est située à 3 km au Nord-Est de la commune de Oisseau, sous la ferme de la Guyardière, au bord de la Colmont. Aujourd'hui abandonnée et située sur une propriété privée, cette carrière exploitait jadis un petit pointement de granite leucocrate ;

– **pour les terrains paléozoïques :**

- la carrière des Bas-Bois, importante carrière exploitée actuellement de façon industrielle, est située sur la commune du Ribay, à environ 3 km au Sud sur la D 147. Cette carrière exploite le Grès armoricain pour en faire des granulats ;

- la carrière abandonnée du Haut-Roc sur la commune de Saint-Georges-Buttavent, est située en forêt de Mayenne à 250 m au Sud de la ferme du Roc, avec un front de taille de plus de 500 m de long pour une quinzaine de mètres de haut. Cette carrière aujourd'hui abandonnée, exploitait le Grès armoricain. La partie la plus à l'Est du front de taille permet encore aujourd'hui d'observer en place les barres de grès ;
- la carrière de Rocnord, également sur la commune de Saint-Georges-Buttavent, à 250 m au Sud de la ferme de Rocnord (N 12), abandonnée et fortement reprise par la végétation, exploitait également le Grès armoricain. En dehors de ces deux carrières, de nombreuses fouilles anciennes sont encore observables dans ce massif forestier, toujours dans le cadre de la recherche de Grès armoricain. Signalons qu'une carrière exploite actuellement ce Grès armoricain plus à l'Ouest sur la feuille Ernée à 500 m au Sud de la Cognardière sur la D 538 ;
- **pour les terrains cénomano-tertiaires (sables, graviers, galets et grès) :**
 - les anciennes carrières de la ferme de la Lande sur la commune de Saint-Loup-du-Gast sont situées dans les bois à mi-chemin entre la ferme de la Lande et la D 34. Le matériau privilégié dans l'exploitation semble avoir été les sables et les graviers tertiaires, les blocs de plusieurs mètres cubes issus de la dalle de grès silicifié étant en majorité délaissés et laissés sur les abords. Ces anciennes excavations permettent d'avoir une très bonne vue sur l'importance et les différents faciès de cette dalle silicifiée ;
 - les anciennes carrières de Chantrigné au lieu-dit « la Sablière » exploitaient les sables et graviers ;
 - l'importante carrière de la société Baglione est située au Nord-Est de Mayenne, centrée sur la ferme de Glaintin, à mi-chemin entre la N 12 et la D 34. L'extension de cette exploitation, entre les anciennes sablières, celles en cours d'exploitation et les extensions en cours porte sur environ 1 km². Cette société exploite directement à la pelle mécanique sur une puissance d'environ 20 m pour une découverture de 1 à 2 m, des sables, graviers et galets. Cette carrière privée permet d'observer de très belles figures sédimentaires telles que des stratifications entrecroisées, des structures chenalisantes. La limite inférieure de l'exploitation est fixée par la présence de niveaux argileux noirâtres à rosés, à éléments ligniteux, attribués à l'Albo-Cénomaniens, reposant sur le granite cadomien, très fortement altéré, kaolinisé ;
 - l'ancienne sablière de Charchigné située à 500 m à l'Est de la commune sur la D 33 est maintenant complètement abandonnée, envahie par la végétation. Des sables et des galets en étaient extraits (absence ici des dalles de grès) ;
- **pour les filons de quartz :**
 - les anciennes excavations de « la forêt de Salair » située au Sud-Sud-Ouest de Mayenne occupent pratiquement toute la ligne de crête depuis le carrefour

de la ferme de la Lande à l'Ouest jusqu'au ruisseau de Fontaine-Daniel à l'Est. Ces excavations s'alignent sur une structure quartzreuse pouvant atteindre jusqu'à 15 m de large pour plus de 4 km de long. Cette structure filonienne se poursuit à l'Ouest sur la feuille Ernée. Les principales excavations sont localisées à l'Est de la ferme de la Lande, dans le bois entre le carrefour des D 104 et D 249 et la route menant à l'Est à la ferme de la Heslonnière. À ce niveau, le filon a été entièrement dépilé sur une profondeur de 4 à 5 m. Quelques blocs sub-en place de l'ordre du mètre cube peuvent encore y être observés. Au-delà, jusqu'au ruisseau de Fontaine-Daniel, le filon, très partiellement affleurant, a fait l'objet de plusieurs recherches comme en témoignent les nombreuses excavations. Sa présence reste néanmoins évidente, par les nombreux blocs de quartz visibles en volantes tout le long de la ligne de crête ;

– **pour les dolérites :**

- aucune exploitation n'a été relevée. On signalera toutefois, comme ce fût le cas sur les feuilles de Landivy et de Domfront, la présence d'une ancienne « marnière » près de Bais, à environ 250 m au Sud de la ferme de Vautron, près de la D 20. Cette excavation artisanale de 3 à 4 m de profondeur pour 400 m de long a été réalisée dans les cornéennes briovériennes et s'aligne sur un filon doléritique, peu visible dans ce secteur mais repéré plus au Sud en ligne de crête. Ces anciennes « marnières », très fréquentes au Nord (notamment sur Landivy) datent principalement du XIX^e siècle et avaient pour principal objectif l'extraction de faciès sédimentaires (argilites, grauwackes) décomposés pour l'amendement des champs. On peut supposer que ces terrains servaient à enrichir les sols suite à un enrichissement en calcium (?) et en fer (?) au contact des filons basiques.

Gisements minéraux

La carte de Mayenne n'ayant pas été prise en compte dans le cadre de l'Inventaire minier national réalisé par le BRGM, aucune prospection géochimique n'y a été réalisée. Les quelques informations dont on dispose au niveau des éventuelles minéralisations restent très limitées avec seulement 9 indices miniers répertoriés dans la BSS (Banque de données du Sous-Sol national, BRGM) (tabl. 8).

Sur ces 9 indices, 2 concernent de l'or alluvionnaire en placer localisés sur la commune de Mayenne (indices 6-4001 et 6-4002), les 7 autres étant liés à des amas de manganèse (7-4001 à 7-4005 et 8-4001) et à des filonnets d'étain et tungstène (5-4001).

N° BSS de l'indice	Localisation	Objet	Nature	X (Lambert II)	Y (Lambert II)	Z	Commentaires
5-4001	commune de Contest	étain, tungstène (Sn, W)	filonnets, stockwerk	374,575	2 365,925	125	Rapport BRGM
6-4001	commune de Mayenne Vallée-du-Champ-de-Moussard	or (Au)	placer	380,538	2 370,196	85	Archives d'après Angot (1900) : dictionnaire de la Mayenne
6-4002	commune de Mayenne le Petit-Gué	or (Au)	placer	381,715	2 372,388	85	Archives d'après Angot (1900) : dictionnaire de la Mayenne
7-4001	commune de Graza y Graza y 1	manganèse (Mn)	gisement en amas. Forges d'Aron. Exploitation de 1834 à 1840	390,971	2 369,252	150	Archives d'après Angot (1900) : dictionnaire de la Mayenne
7-4002	commune de Graza y Graza y 2	manganèse (Mn)	gisement en amas. Forges d'Aron. Exploitation de 1834 à 1841	391,070	2 370,102	140	Archives d'après Angot (1900) : dictionnaire de la Mayenne
7-4003	commune de Marcellé-la-Ville les Cures	manganèse (Mn)	gisement en amas. Forges d'Aron. Exploitation de 1834 à 1842	389,069	2 370,349	130	Archives d'après Angot (1900) : dictionnaire de la Mayenne
7-4004	commune de Marcellé-la-Ville Bois-Ropuille	manganèse (Mn)	gisement en amas. Forges d'Aron. Exploitation de 1834 à 1843	388,868	2 370,849	140	Archives d'après Angot (1900) : dictionnaire de la Mayenne
7-4005	commune de Marcellé-la-Ville les Tuileries	manganèse (Mn)	gisement en amas. Forges d'Aron. Exploitation de 1834 à 1844	389,066	2 372,750	150	Archives d'après Angot (1900) : dictionnaire de la Mayenne
8-4001	commune de Jublains	manganèse (Mn)	indice en amas. Forges d'Aron. Exploitation de 1834 à 1845	392,801	imprécise	130	Archives BRGM/Bretagne

Tabl. 8 - Indices minéralisés de la feuille Mayenne (source : BSS-BRGM)

L'or (Au)

Le sous-sol de la Mayenne est reconnu pour renfermer de l'or. Les études archéologiques réalisées dans cette région font état de quelques exploitations anciennes, rapportées au début de l'époque de La Tène (450 à 50 avant J.-C.) près de Saint-Denis-de-Gastines (feuille Ernée), de Oisseau et au niveau des alluvions de l'Aron. Les indices d'or alluvionnaire recensés dans la Banque de données du sous-sol du BRGM (BSS) sont associés à des alluvions quaternaires situées au niveau de la Mayenne, l'un en contexte granitique (indice 6-4001), le second (indice 6-4002) au niveau de la zone fortement fracturée (faille N70°E) mettant en contact le Briovérien cornéifié et les granitoïdes. Bien que n'ayant que peu de données sur la région, les prospections alluvionnaires réalisées dans le Massif armoricain dans les années 1960 (Guigues et Devismes, 1969) (fig. 30 ; hors texte) font nettement ressortir dans cette région une distribution préférentielle de l'or alluvionnaire au niveau des terrains briovériens. Cette constatation est également valable pour les terrains briovériens situés au Nord entre Vire et Saint-Lô mais également au Sud entre Château-Gontier et Rennes. En revanche, comme cela a déjà été remarqué dans toute la région normande, les formations paléozoïques et notamment les grès apparaissent très pauvres voire stériles en or. Il est à remarquer, en Mayenne, que la zone aurifère alluvionnaire s'organise très nettement selon un alignement N70°E des points aurifères. Or, cette direction correspond à celle des grands accidents cadomiens réactivés tardivement au cours du Paléozoïque supérieur, tels que la faille de Mayenne-Nord. Les terrains briovériens sont traditionnellement reconnus pour leur potentiel aurifère, l'or n'y étant cependant présent qu'à l'état atomique. Il paraît par conséquent logique de considérer que cette zone aurifère N70°E corresponde à une remobilisation et à une reconcentration de l'or primaire briovérien en liaison avec le jeu des accidents N70°E et les processus hydrothermaux qui leur sont associés. L'or « en roches » issu de la reconcentration serait ensuite libéré sous les effets de l'altération et transporté dans les différents cours d'eau avoisinants. Régionalement, entre Château-Gontier et Rennes, des processus métallogéniques similaires ont été mis en évidence dans les zones aurifères alluvionnaires qui constituent des alignements N130°E parallèles au cisaillement nord-armoricain (CNA) affectant les formations sédimentaires briovériennes (fig. 31). En conséquence, il est possible d'envisager une phase majeure de reconcentration de l'or briovérien, en liaison avec ces accidents structuraux majeurs et les circulations de fluides hydrothermaux associés, identiques à ceux ayant donné des cristallisations de pyrite-chlorite et carbonates dans la carrière de La Haie-Traversaine.

Le manganèse (Mn)

Six indices de manganèse sont signalés dans la Banque de données du sous-sol (BSS, BRGM) (tabl. 8). Certains d'entre eux auraient été exploités par les Forges d'Aron de 1834 jusqu'à 1845 (Angot, 1903-1910). Décrits en tant qu'amas, ils correspondraient en fait à des rognons caverneux constitués de

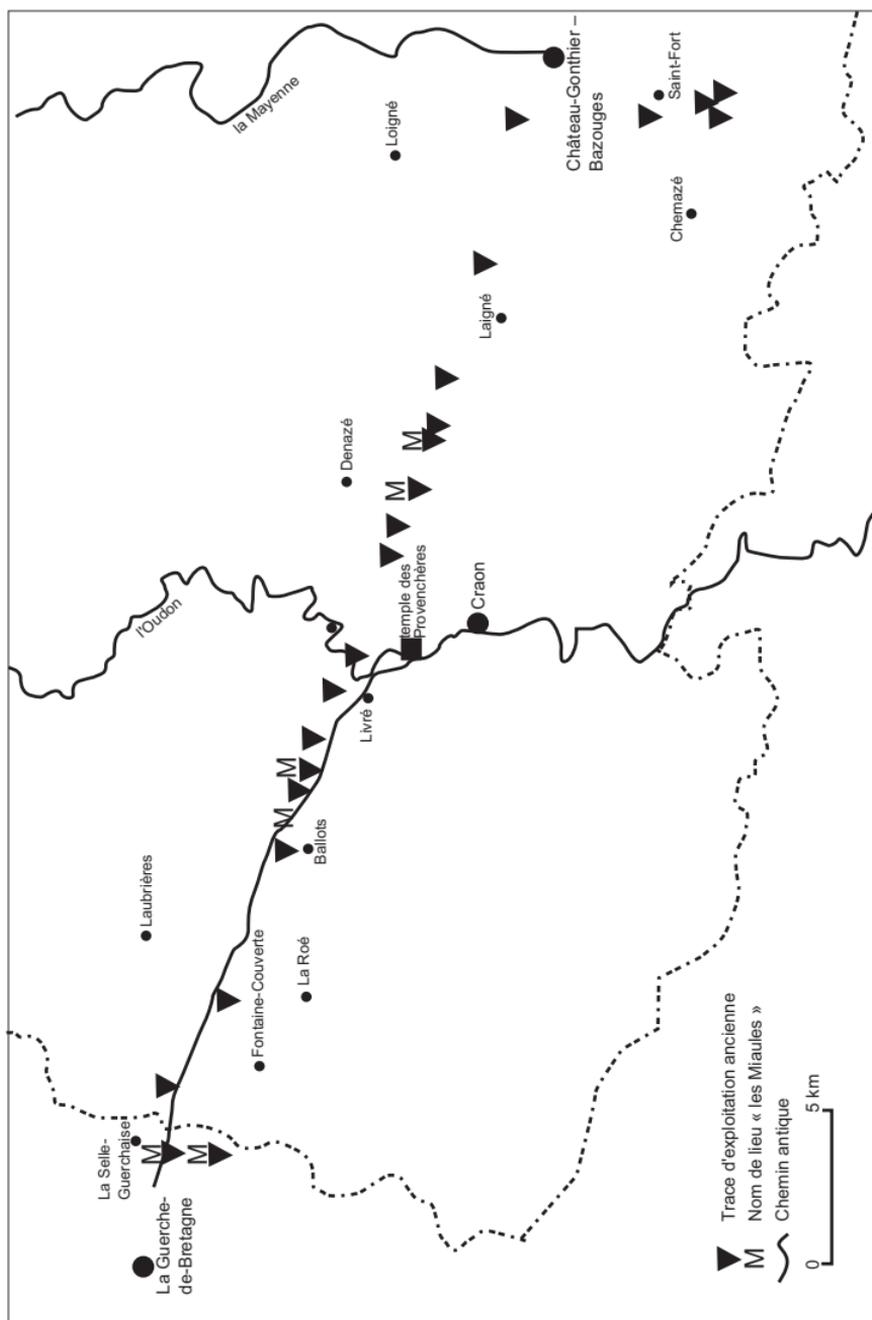


Fig. 31 - L'exploitation de l'or dans le Craonnais (Meuret, 1993)

pyrolusite et de psilomélane disséminés dans les argiles éocènes. Les teneurs en MnO_2 étaient de l'ordre de 75 %, de 6 % en Fe_2O_3 et de 16 % en H_2O . Des indices similaires ont également été décrits plus au Sud sur la feuille d'Évron.

L'étain (Sn : cassitérite), le tungstène (W : scheelite), et le mercure (Hg : cinabre)

Un indice d'étain-tungstène (5-4001) est répertorié dans la BSS. Cet indice correspond à celui de Contest, localisé à environ 4 km au Sud-Ouest de la commune, entre les fermes de la Barbotterie, de la Chanteluer, de l'Aucherie et du Poillé et étudié par le BRGM en 1969 (Bonnici et Henry, 1969). Il se situe dans un contexte géologique composé de granite à biotite à grain moyen ou fin, de granite mylonitique, recoupés par un petit pointement de granite leucocrate fin à 2 micas, par des filons de dolérites de direction NW-SE et par un dense réseau filonien de microgranites et de quartz orienté N50°E. Les plus fortes concentrations de cassitérite alluvionnaire ont été observées entre les fermes de la Roche, du Bois-Huchet et de la Juguerie avec des teneurs dépassant ponctuellement 1 000 g/m³. Les études réalisées en 1969 ont permis d'identifier la source primaire de cette minéralisation, grâce à l'observation d'un filonnet de quartz de 5 cm de puissance, orienté N110°E, encaissé au sein d'un granite à biotite, la cassitérite étant localisée aux épontes du quartz. Le broyage effectué sur 4,7 kg de quartz a permis de récupérer 14 g de cassitérite (soit une teneur de 0,3 % de SnO_2), mais également 40 g/t de scheelite. Le granite est modifié, greisenifié, au contact du filon sur environ une vingtaine de centimètres. Un broyage effectué sur 10,7 kg de ce granite greisenifié a donné une teneur en cassitérite de 18 g/t avec des traces de scheelite (W), d'arsénopyrite et de chalcopryrite. D'autres filonnets centimétriques (3 cm), orientés N110°E, ont également été reconnus dans le même secteur avec des teneurs atteignant jusqu'à 40 g/t. Cet indice a été abandonné, les volumes d'alluvions exploitables étant trop limités et la taille des indices de minéralisations primaires en roche trop restreinte. Toutefois, la reconnaissance de cet indice n'ayant été réalisée que sur une faible profondeur (sondage tarière de 3 m au maximum), un doute peut subsister sur un éventuel enrichissement en profondeur de cette minéralisation lié à un développement tant par la taille que par la densité de ces filonnets de quartz et de ces zones greisenifiées. Cet indice correspond aux minéralisations de type départ acide, caractéristiques des phases terminales de mises en place des intrusifs acides, et liées à la circulation de fluides et de gaz. L'âge de ces minéralisations reste encore indéterminé mais pourrait, étant donné l'orientation N110°E des filons, correspondre à une manifestation contemporaine du jeu des grands accidents hercyniens notamment du Cisaillement nord armoricain. Les concentrations seraient alors liées aux circulations des phases fluides lors du métamorphisme qui accompagne le fonctionnement de ces structures régionales.

En dehors de cette minéralisation primaire, des indices de cassitérite alluvionnaire ont également été signalés lors des prospections réalisées en 1969

(Guigues et Devismes, 1969) essentiellement localisés au Sud de Mayenne en contexte granitique. Cette cassitérite alluvionnaire peut être considérée comme résultant du démantèlement de petits filons et de greisens identiques à ceux décrits précédemment, ou à ceux signalés sur la feuille Évron (indice de Montaigu, indice sud-Évron).

Outre la cassitérite et la scheelite, on signalera également la présence, à l'Ouest de Mayenne, en contexte briovérien, de quelques points minéralisés en cinabre (Hg).

Le fer (Fe ; magnétite, ilménite)

Ces deux minéraux ont été observés en concentrations alluvionnaires avec des teneurs supérieures à 500 g/m³, pour la magnétite principalement dans l'environnement du massif gabbroïque de Oisseau, l'ilménite apparaissant en concentrations dans le secteur de Saint-Loup-du-Gast, probablement en liaison avec la présence des dykes doléritiques.

AFFLEUREMENTS REMARQUABLES

Parmi les nombreuses observations réalisées lors du lever de cette feuille, quelques affleurements permettant d'observer les roches dans des conditions satisfaisantes ont été retenus (*cf.* carte) et sont présentés ci-dessous.

Pour le Briovérien :

– **point n° 1** : la carrière de La Haie-Traversaine. Située à la sortie nord de la commune de La Haie-Traversaine, au bord de la Colmont, sous la ferme de la Bourgonnière, elle permet d'observer les cornéennes du Briovérien (objet de l'exploitation) avec une S0-S1 à N70°E pentée de 70°N. Le front de taille situé à l'Est permet d'observer le contact avec le granite. Une zone faillée N170°E à N180°E, recoupe ces terrains, accompagnée de la mise en place selon cette même direction d'un filon de dolérite. On y retrouve aussi la trace des grands accidents N70°E, engendrant une très forte déformation et bréchification des cornéennes et une hydrothermalisation à chlorite, carbonates, quartz et pyrite. Plusieurs plans de faille N180°E y ont également été notés. Au sommet de la carrière, on pourra également observer un placage résiduel de sables et galets alluviaux. **Carrière privée en exploitation, autorisation indispensable ;**

– **point n° 2** : la carrière de Saint-Georges-de-l'Isle (carrière abandonnée ; **propriété privée appartenant à la maison de retraite. Autorisation préalable).**

Située sur la commune de Saint-Fraimbault-de-Prières, au bord de la Mayenne, à l'entrée de la maison de retraite de Saint-Georges-de-l'Isle,

cette importante carrière fût exploitée au siècle dernier pour les cornéennes. On peut encore y observer ces roches en place ;

– **point n° 3** : au Nord-Ouest d'Ambrières, les affleurements visibles au niveau du talus de la D 167 entre le ruisseau du Guin et la Torchandière, permettent d'observer l'imbrication étroite entre le Briovérien cornéifié, à l'état d'enclaves résiduelles, et le granite ;

– **point n° 4** : à Oisseau, les affleurements situés le long de la ruelle menant de l'église de Oisseau à la D 138, permettent d'observer dans la partie haute le granite, et en contrebas le Briovérien silteux non métamorphisé ;

– **point n° 5** : à 1,5 km au Nord-Ouest de Saint-Georges-Buttavent, au niveau du petit bois situé à 250 m à l'Est de la ferme de la Fosse-Boujure. Les affleurements situés le long de la route permettent d'observer, dans un contexte fortement broyé, à filons de quartz, le contact granitoïde-Briovérien cornéifié. Quelques passées lenticulaires microconglomératiques sont visibles dans une petite carrière ouverte au-dessus dans le champ ;

– **point n° 6** : à 700 m à l'Est de Parigné-sur-Braye, le long de la route menant à Mayenne. Les faciès conglomératiques briovériens, très déformés, non métamorphisés, peuvent être observés dans le talus de la route, avec un plan de stratification S_0 de $N65^\circ$ à $N70^\circ E$;

– **point n° 7** : au Nord du collège agricole de Mayenne (collège de Rochefeuille), sous la ferme des Basses-Rousières. De beaux affleurements de conglomérats briovériens cornéifiés peuvent être distingués au carrefour de l'ancienne voie ferrée (réaménagée en chemin de randonnée) et du chemin remontant au Nord vers la Rubletière, avec un plan de stratification S_0 de $N70^\circ E-65^\circ S$ et des plans de fracturation subverticaux à verticaux, $N160^\circ E$ à $N190^\circ E$. En poursuivant plus au Nord le chemin, on distingue un placage de sables et galets tertiaires sur le Briovérien ;

– **point n° 8** : au Nord de Mayenne, au niveau de l'ancien pont de la voie ferrée traversant la Mayenne, en rive gauche, on peut observer les cornéennes en place avec une stratification $N65^\circ-70^\circ SE$, affectées par des plans de failles verticaux $N130^\circ E$. Le contact Briovérien-granite peut être distingué en poursuivant le chemin vers l'Est jusqu'au ruisseau de Hautes-Brives ;

– **point n° 9** : à Ambrières-les-Vallées, sous le château, le long de la route longeant vers le Nord la Mayenne depuis le pont. Les affleurements permettent d'observer le contact entre le socle granitique et les cornéennes verticalisées ($S_0 = N65^\circ E-90^\circ$). L'ensemble est affecté par des plans de failles $N130^\circ E$ à $N140^\circ E$, subverticaux à tectoglyphes horizontaux ;

– **point n° 10** : à 300 m à l'Est de la commune du Ham, en rive droite du ruisseau des Grésillons, au niveau des maisons du Bas-de-la-Butte. Les affleurements présents permettent d'observer les siltites du Briovérien très redressées au contact des faciès conglomératiques du Cambrien de base.

Pour les granitoïdes cadomiens et roches basiques :

- **point n° 11** : la carrière de La Haie-Traversaine (carrière privée en exploitation, autorisation indispensable) (cf point n° 1) ;
- **point n° 12** : les affleurements situés sous le château de Mayenne permettant d'observer les granites hyperalumineux sodi-potassiques mylonitisés ;
- **point n° 13** : la diorite de Oisseau peut être observée à l'état de boules ou de blocs de plusieurs mètres-cubes à environ 2 km à l'Ouest de Oisseau sur la D 138, depuis le bois situé au carrefour de la ferme des Bellobières jusqu'à la ferme de la Chablière (dolmen). Le massif basique de Oisseau est visible notamment à l'état de chaos dioritique ;
- **point n° 14** : le granite leucocrate à tendance plagioclasique à cordiérite à grain moyen est visible au Nord de Mayenne sur la D23 au niveau de la ferme de Mons.

Pour le Paléozoïque :

- **point n° 15** : la carrière des Bas-Bois située à environ 3 km au Sud du Ribay, à l'intersection entre la D 147 et le chemin menant à la ferme du Maupas. Cette carrière en cours d'exploitation (**propriété privée, autorisation impérative**), a été ouverte dans le Grès armoricain ;
- **point n° 16** : à moins de 2 km à l'Est de la carrière des Bas-Bois, au niveau de l'ancienne ferme de Ker-Avray. Les affleurements visibles le long du chemin permettent d'observer les conglomérats de base du Cambrien (**attention : terrain militaire, privé ; autorisation au préalable indispensable**) ;
- **point n° 17** : à 1 km au Sud-Ouest de Saint-Georges-Buttavent, à moins de 250 m au Sud de la ferme du Roc, la barre de Grès armoricain présente dans ce secteur a fait autrefois l'objet d'une exploitation en carrière. Les différents affleurements peuvent également être atteints par la N 12, à partir du petit chemin forestier démarrant à 100 m à l'Ouest du transformateur du Haut-Fèvre (**propriété privée**).

Pour le « Cénomano-Tertiaire » :

- **point n° 18** : à environ 1,3 km au Nord-Est de Saint-Loup-du-Gast, dans le bois situé entre les fermes de la Lande et de la Beucherie (prendre le chemin au niveau de la Lande). D'anciennes carrières artisanales et fosses ont été réalisées dans les sables et graviers « tertiaires ». Les dalles de grès silicifiés y sont particulièrement bien observables, notamment au top de la colline ;
- **point n° 19** : située à 500 m au Nord de Chantrigné, cette carrière permet d'observer sur près de 14 m de puissance les formations à sables et galets de l'Éocène-Oligocène et d'y distinguer une succession de séquences sédimentaires positives et négatives. La partie sommitale est marquée par la présence d'une dalle silicifiée atteignant 1 m de puissance. Quelques

horizons ferruginisés peuvent également y être distingués (**propriété privée. Autorisation au préalable indispensable**) ;

– **point n° 20** : au Nord de Mayenne, le long de la D 23 entre l'ancienne voie ferrée et le carrefour de la ferme de Montaigu : placage de sables et galets, sur les formations briovériennes ;

– **point n° 21** : à 2 km au Sud de La Haie-Traversaine, au carrefour de la D 157 et de la D 23 : également un placage résiduel de sables et galets sur le Briovérien ;

– **point n° 22** : à 2,5 km au Sud-Est de Oiseau, sur la D 132. La colline située à 300 m au Nord-Est de la ferme de la Croix-Couverte (point coté 173 m) est recouverte d'un placage résiduel à sables et galets ;

– **point n° 23** : à 2,5 km au Sud-Est de Saint-Fraimbault-de-Prières, la sablière de Glaintin est exploitée par la société Baglione. Située de part et d'autre de la route menant de la ferme du Grand-Saint-Fraimbault (sur la D 34) à celle d'Alger (sur la N 12), cette sablière est de loin l'une des plus importantes de la région. Elle exploite les sables et galets (âge ?) avec un front de taille de près d'un kilomètre de long sur une puissance de 10 à 15 m de profondeur. Ce front de taille permet d'observer les relations existant entre les différents niveaux de sables, de galets et ponctuellement d'argiles et de distinguer, sur le plan de la sédimentation, des séquences sédimentaires positives à base érosive. Des niveaux plus indurés, ferruginisés y sont également présents, en bancs ou plaquettes. Ces sables et galets sont exploités à la pelleuse jusqu'au socle granitique, fortement argilisé, visible dans les niveaux les plus bas de la sablière. **Attention : exploitation privée en activité avec circulation d'engins. Autorisation au préalable impérative ;**

– **point n° 24** : au Nord du point 23 sur la même route en allant vers Chantrigné. Carrière de la société Pigeon, au Sud de la ferme des Housseaux exploitant sous une importante barre gréseuse silicifiée des sables et graviers. Des niveaux argileux à lignite (Cénomancien ?) y ont été découverts récemment à la base du profil au contact du socle granitique (communication orale B. Pivette, octobre 2005). **Exploitation privée. Autorisation indispensable ;**

– **point n° 25** : de beaux affleurements de sables et graviers rougeâtres sont également visibles au Nord-Est de Mayenne au niveau du rond-point entre la D 7 et de la N 12 (anciennes exploitations à proximité).

Pour les filons de dolérites :

– **point n° 26** : la carrière de La Haie-Traversaine (**carrière privée en exploitation, autorisation indispensable**) (cf. point n° 1) ;

– **point n° 27** : sur le même chemin que la carrière de La Haie-Traversaine. Filon doléritique en place derrière les bâtiments des Haies ;

– **point n° 28** : filon doléritique en place au niveau du barrage de Saint-Fraimbault-de-Prières sur la Mayenne (prendre la route menant de La Haie-

Traversaine à Saint-Fraimbault et tourner vers le barrage au niveau de la ferme de la Blanchardière).

Pour les filons de quartz :

– **point n° 29** : le filon de la forêt de Salair. Situé dans la forêt du même nom, sur Fontaine-Daniel, ce filon est sans aucun doute le plus important de la région ; il constitue toute l'armature de la colline et recoupe indifféremment le Briovérien et le granite. Autrefois exploité, il apparaît aujourd'hui fortement démantelé, donnant lieu à d'importants épandages de blocs sur les flancs de la colline. Constitué de quartz blanc, plus ou moins géodique, en peigne, fibroradié, il peut encore être observé dans la grande tranchée localisée dans le bois à l'intersection de la D 104 et de la D 249 (maison de la Lande).

PRÉHISTOIRE ET ARCHÉOLOGIE

Les informations fournies dans ce paragraphe sont issues de recherches effectuées sur Internet (sites www.ac-nantes.fr; www.cg53.fr ; <http://neolithique.mayenne.free.fr> ; <http://paleoassociation.ifrance.com>). À signaler qu'étant donné les écarts pouvant exister entre les différents auteurs, les tranches d'âge indiquées pour chaque période ne sont données qu'à titre indicatif.

PALÉOLITHIQUE (jusqu'à 9000 avant J.-C.)

Les premières traces humaines reconnues en Mayenne sont encore mal datées et pourraient être vieilles de 400 000 ans. Aucun site n'a été jusqu'à présent reconnu sur le territoire de cette carte, le seul site identifié en Mayenne étant situé bien plus au Sud à Thorigné-en-Charnie (grottes de Saulges et de Mayenne-Sciences). Ce site riche en outils divers, ossements, peintures, a été occupé du Moustérien au Magdalénien. Le plus vieil objet de la Mayenne, un biface en quartzite, datant du Paléolithique inférieur (Acheuléen - vers 400 000 avant J.-C.) a, en revanche, été trouvé au niveau de la localité d'Hambers. C'est également sur cette commune qu'a été découvert un outillage lithique datant du Moustérien.

MÉSOLITHIQUE (9000 à 5000 avant J.-C.)

Un seul site a été reconnu en Mayenne, celui de Saintes-Gemmes-le-Robert avec le dolmen des Pierres-Jumelles.

NÉOLITHIQUE (5000 à 2000 avant J.-C.)

Au cours de cette période, l'homme devient sédentaire et agriculteur. Il invente le polissage de la pierre, vit dans de petites agglomérations, édifie des sépultures mégalithiques et dresse des menhirs. Le climat s'est réchauffé, proche de celui que nous connaissons actuellement. Soixante-dix monuments mégalithiques sont recensés en Mayenne dont 28 monuments funéraires (dolmens) situés en majorité dans les vallées de l'Ernée (Vautorte, Brecé ; feuille Ernée), de la Colmont et de la Vaudelle. Sur la feuille de Mayenne, deux dolmens ont été reconnus, celui de Chantrigné, et celui de Oisseau (2,5 km à l'Ouest de Oisseau sur la D 138, au niveau de la ferme de la Chablières ; propriété privée).

Sur la commune de Oisseau, c'est un habitat du Néolithique final qui a été reconnu dans un champ près de la ferme du Plantis, avec notamment des fosses dont une correspondant à un ancien silo, des fragments de meules et du grain carbonisé, et du matériel en céramique dont les restes d'une faisselle. Ces différentes observations attestent de l'existence à l'époque d'une culture céréalière. Au niveau des outils, la région est, comme cela était le cas sur les cartes de Landivy et de Domfront, caractérisée par de nombreuses haches polies en majorité confectionnées en dolérite. Quelques polissoirs servant à lisser les haches sont également signalés dans cette région.

ÂGE DU BRONZE (2000 à 750 avant J.-C.)

L'âge du Bronze est caractérisé par le développement d'une société artisanale et agricole. La région est fortement boisée mais encore faiblement peuplée. Le début de cette période est mal connu (peu de vestiges). En revanche, les objets métalliques deviennent plus fréquents pour le Bronze moyen avec, notamment sur la région, des haches à talons à Jublains et, pour le Bronze terminal, des haches à douille, toujours sur Jublains.

ÂGE DU FER (750 à 50 avant J.-C.)

La période s'étalant de 750 jusque vers 50 avant J.-C. est mal connue en Mayenne. La découverte d'un vase et de figurines en bronze de facture gréco-italique à Thorigné-en-Charnie atteste de relations avec le monde méditerranéen. L'une des certitudes est que le site de Jublains présent sur cette carte est habité dès le IV^e siècle avant J.-C. Sur le lieu du temple de Jublains sont notamment retrouvés des poteries décorées d'impressions au doigt remontant à l'âge du Bronze ou au début de l'âge du Fer, ainsi qu'une stèle (église de Jublains) et un bracelet cannelé. Une stèle a également été reconnue à Marcillé-la-Ville (stèle de la Petite-Croix).

Le territoire de la région de Mayenne est envahi à partir du III^e siècle avant J.-C. par des populations celtiques telles que les Diablintes au Nord et au Centre, les Andécaves au Sud et les Namnètes dans le Craonnais. Au I^{er} siècle avant J.-C. (Tène finale), l'homme s'installe autour des gués et érige des camps fortifiés ou oppida, permettant de regrouper les artisans. L'oppidum de Moulay, situé au Sud de Mayenne et couvrant environ 12 ha, est notamment caractérisé par un important rempart de terre assez bien conservé. Un moule à bracelets en pierre, des perles de colliers et un atelier de taille du granite servant à la confection de meules à bras y ont été retrouvés. C'est également au cours de cette période que se développe l'exploitation de l'or notamment près de Saint-Denis-de-Gastines (feuille Ernée), de Oisseau et dans les alluvions de l'Aron. Des fragments de creusets ayant conservé d'infimes gouttelettes d'or ainsi que des moules à alvéoles servant à la confection de flans monétaires ont été retrouvés à Jublains (I^{er} siècle avant J.-C.). À noter que les peuples gaulois présents dans la région ont émis des monnaies d'or dès le II^e siècle avant J.-C. Des traces d'anciennes exploitations au niveau d'une zone filonienne à quartz aurifère sont également connues plus au Sud entre Château-Gontier et La Guerche-de-Bretagne et désignées sous le toponyme de Miaules.

ÉPOQUE GALLO-ROMAINE (I^{er}-V^e siècles)

La ville romaine de Noviodunum (Jublains)

De part son importance régionale et sa situation stratégique (carrefour routier entre Caen (Vieux) – Le Mans – Avranches – Dinan (Corseul) – Angers – Bayeux, le sanctuaire de Jublains qui existait bien avant la conquête romaine est choisi par les romains pour établir une nouvelle ville, Noviodunum, qui devient le chef-lieu de la cité des Diablintes (territoire comprenant le Sud de l'Orne et la plus grande partie de la Mayenne). Dotée d'un plan géométrique, cette ville de 25 ha comporte de nombreux monuments dont un temple, un théâtre, des thermes et un forum. Construit à la fin du règne de Néron (vers 65-68 avant J.-C.), le temple, de 30 x 20 m pour une hauteur de 15 à 20 m, est à colonnes cannelées et à chapiteaux à feuilles d'acanthé. Il est clos par un péribole d'environ 75 m de côté. L'édifice fût remanié au cours des siècles suivants et orné notamment d'abondants placages de marbre. Ce temple aurait, d'après les études archéologiques, été fréquenté jusqu'au milieu du IV^e siècle. De nombreux vestiges de cette époque y ont été retrouvés notamment deux chapiteaux corinthiens, un pilastre, un masque en calcaire coquillier, des fragments de peinture murale, des feuilles de couronnes de laurier en bronze, des fibules, bagues, anneaux, pendentifs, statuettes. Le théâtre, daté du début du règne de Domitien (81 à 83), est situé à 800 m du temple. Il est de type gallo-romain, de plan presque circulaire et allie la pierre et le bois. Il sera agrandi au II^e siècle pour se rapprocher du style classique des théâtres romains. Les thermes sont datés de la fin du I^{er} siècle-début du II^e siècle. La forteresse de Jublains,

située à l'extérieure de la ville, a été construite sur un siècle à partir de 200 après J.-C., avec un bâtiment central, un rempart de terre précédé par un fossé et une muraille extérieure (sous le règne de Dioclétien) permettant de fortifier l'ensemble. Cette forteresse aurait été le siège de l'administration impériale et aurait servi d'entrepôts (regroupement des impôts en nature, stockage des métaux extraits dans la région). Une nécropole la sépare de la ville. De nombreux vestiges ont été découverts lors des fouilles réalisées sur le site de cette ancienne ville romaine tels que sanglier et lion en bronze, boucles de harnais à tête de cheval en bronze, manches de couteau, creusets et objets de parures en bronze, céramiques, pesons de métiers à tisser, plateau de balance, amphores, cruches, coupes, bouteilles, vases, poignées, perles, clés, aiguilles. À partir de 235 s'amorce progressivement le déclin de l'Empire romain avec notamment une série d'invasions en provenance de la Germanie. Le relai routier que constitue Jublains perd de son intérêt, la forteresse est abandonnée et la ville, en déclin, finit par disparaître à la fin du IV^e siècle. Cette cité romaine a fait et fait encore l'objet de nombreuses fouilles, dont les résultats sont présentés au musée de Jublains.

HAUT-MOYEN ÂGE (VI^e-X^e siècles)

À la fin de l'Antiquité, la Mayenne est une région peu peuplée et isolée, les thermes de Jublains, à l'abandon, sont transformés en église, et les cimetières situés généralement dans les bourgs actuels constituent les principaux vestiges de cette période, avec notamment les sarcophages en pierre et les plaques-boucles en bronze étamé mérovingiennes de Jublains. C'est également au cours de cette période que sont posées les premières fondations du château de Mayenne (seconde moitié du IX^e siècle), destiné à contenir l'expansion des Vikings et des Bretons.

MOYEN ÂGE

Cette période se marque par le développement des villages autour des églises et des cimetières.

DOCUMENTATION COMPLÉMENTAIRE

DOCUMENTATION CARTOGRAPHIQUE

Cartes topographiques IGN :

- coupure IGN à 1/50 000, série orange : Mayenne n° 1517 ;
- coupures IGN à 1/25 000, série bleue : Mayenne-Ouest n° 1517O et Le Hops n° 1517E.

Cartes géologiques :

Carte géologique du département de la Mayenne par E. Blavier (1837).

Carte géologique Alençon n° 62 à 1/80 000

- 1^{re} édition (1893) par A. Bigot, P. Bizet, A. Letellier ;
- 2^e édition (1924) par A. Bigot, R. Matte ;
- 3^e édition (1963) par M.-J. Graindor, M.-M. Roblot.

Carte géologique Laval n° 76 à 1/80 000

- 1^{re} édition (1905) par D. Oehlert, A. Bigot, R. Matte
- 2^e édition (1960) par L. Berthois, G. Lucas, A. Renaud, Y. Milon et A. Philippot.

Carte géologique Mayenne n° 77 à 1/80 000

- 1^{re} édition (1899) par D. Oehlert et A. Bigot
- 2^e édition (1965) par Y. Milon, L. Berthois et L. Giret

Carte sismotectonique de la France à 1/1 000 000 (1980) par J. Vogt et al.

BANQUE DE DONNÉES

La Banque de données du sous-sol du BRGM détient l'inventaire des sondages et autres travaux souterrains exécutés dans le périmètre de la feuille et archive régulièrement les nouveaux travaux transmis. Les documents peuvent être consultés au Service géologique régional Pays de Loire, 1 rue des Saumonières, BP 92342, 44323 Nantes Cédex 3, ou encore au BRGM, Maison de la Géologie, 77, rue Claude Bernard, 75005 Paris.

Le tableau 9 (hors texte) présente quelques sondages réalisés sur la coupure Mayenne et enregistrés dans la Banque des données du sous-sol (BSS, BRGM).

BIBLIOGRAPHIE

- ANGOT (abbé Alphonse) (1903-1910) - Dictionnaire historique, topographique et biographique de la Mayenne, Laval, tome deuxième, p. 332.
- ARBONNIER G. (2001) - Cartographie et analyse des formations tertiaires dans le massif granitique de Gorron (Mayenne, France). *Mém. d'apt. Géol.*, n° 238, cycle général, IGAL. 74 p.

- AUVRAY B., LEFORT J.-P. (1979) - Évolution géodynamique du Nord du Massif armoricain au Protérozoïque supérieur. *J. geol. Soc.*, London, 137, 213.
- BAIZE S. (1999) - Tectonique, eustatisme et climat dans un système géomorphologique côtier. Le Nord-Ouest de la France au Pléistocène : exemple du Cotentin (Normandie). *Doc. BRGM*, 289, 366 p.
- BALE P., BRUN J.-P. (1983) - Les chevauchements cadomiens de la baie de Saint-Brieuc (Massif armoricain). *C.R. Acad. Sci.*, Paris, t. 297, p. 359-362.
- BALLÈVRE M., LE GOFF E., HÉBERT R. (2001) - The tectonothermal evolution of Cadomian belt of northern Brittany, France: a Neoproterozoic volcanic arc. *Tectonophysics*, Elsevier ed., 331, p. 19-43.
- BARROIS C. (1899) - Sketch of the geology of the Central Brittany. *Proceed. Geol. Assoc.*, 16, p. 101-132.
- BEURRIER M., VILLEY M., ENOUF C., DORÉ F., KUNTZ G., LANGEVIN C., LAUTRIDOU J.P. (1983) - Carte géol. France (1/50 000), feuille Flers-de-l'Orne (211). Orléans : BRGM. Notice explicative par Bambier A., Beurrier M., Doré F., Enouf C., Kuntz G., Langevin C., Lautridou J.P., Rioult M., Verron G., Villey M. (1983), 44 p.
- BERTHOIS L., LUCAS G., RENAUD A., MILON Y., PHILIPPOT A. (1960) - Carte géologique de Laval (n° 76) à 1/80 000 (2^e édit.). Paris : Service de la Carte géologique de la France.
- BIGOT A. (1891) - Esquisse géologique de la Basse-Normandie. *Bull. Lab. Géol. Fac. Sci.*, Caen, 1^{re} année, p. 103-105.
- BIGOT A. (1897-1898) - Compte rendus des collaborateurs (feuille de Mayenne ; campagne de 1896). *Bull. Serv. Carte. Géol. Fr.*, n° 59, IX, p. 45-47.
- BIGOT A., BIZET P., LETELLIER A. (1893) - Carte géologique d'Alençon (n° 62) à 1/80 000 (1^{re} édit.). Paris : Service de la Carte géologique de la France.
- BIGOT A., MATTE R. (1924) - Carte géologique d'Alençon (n° 62) à 1/80 000 (2^e édit.). Paris : Service de la Carte géologique de la France.
- BLAND A.M. (1984) - The geology of the granites of western Jersey, with particular references to the South-West Granite complex. Ph.D. thesis CNAO, Oxford Polytechnic.
- BLAVIER É. (1837) - Carte géologique du département de la Mayenne.
- BLAVIER É. (1840) - Carte géologique du département de l'Orne.
- BONNICI J.P., HEINRY C. (1969) - Recherche des gîtes stannifères primaires à partir des indices alluvionnaires trouvés en Mayenne. Rapport de fin de mission. Indices de Contest, Montaigu, du Sud d'Évron. Rapp. BRGM, 69 RME O49 RMM.
- BOUCHEZ J.-L. (2000) - Anisotropie de susceptibilité magnétique et fabrication des granites. *C.R. Acad. Sci.*, Paris. Sciences de la Terre et des planètes, Elsevier ed., Paris, 330, p. 1-14

- BROWN M., POWER G.M., TOPLEY C.G., D'LEMONS R.S. (1990) - Cadomian magmatism in the North Armorican Massif. From D'LEMONS R.S., STRACHAN R.A., TOPLEY C.G. (eds). 1990, *The Cadomian Orogeny Geological Society Special Publication*, n° 51, p. 81-213.
- BUTAËYE D., LAVILLE E., LE GALL J. (2001) - Géométrie et cinématique des chevauchements varisques du Nord-Est du Massif armoricain (France). *C.R. Acad. Sci.*, Paris, 332, p. 283-289.
- CABANIS B., CHANTRAINE J., HERROUIN Y., TREUIL M. (1982) - Étude géochimique (majeurs et traces) des spilites de Bolazec. Mise en évidence d'un domaine en distension crustale au Dévonien inférieur en Bretagne Centre-Ouest. *Bull. BRGM*, (2), I, 1-2, p. 47-61.
- 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., BALE P., DENIS E., RABU D. (1986) - Le Briovérien (Protérozoïque) de Bretagne. In: *Géodynamique du Massif armoricain*. Réunion RCP 705, Paris, 13 oct.1986, 1 p.
- CHANTRAINE J., CHAUVEL J.J., BALE P., DENIS E., RABU D. (1988) - Le Briovérien (Protérozoïque supérieur à terminal) et l'orogénèse cadomienne en Bretagne (France). *Bull. Soc.géol. Fr.*, 1988, (8), t. IV, n° 5, p. 815-829.
- CHANTRAINE J., ÉGAL E., THIÉBLEMONT D., LE GOFF E., GUERROT C., BALLÈVRE M., GUENNOC P. (2001) - The Cadomian activity margin (North Armorican Massif, France): a segment of the North Atlantic Panafrican belt. *Tectonophysics*, Elsevier ed., 331, p. 1-18.
- CHAURIS L., DANGEARD L., GRAINDOR M.J., LAPPARENT A. de (1956) - Les principaux batholites granitiques du bocage normand sont antérieurs à la transgression cambrienne. *C.R. Acad. Sci.*, Paris, t. 243, p. 77-79.
- CHOUX J. (1960) - La cuvette de Landéan (Ille-et-Vilaine). Étude des sédiments et des formations résiduelles. *Bull. Soc. géol. minéral. Bretagne*, Rennes (1959 n.s.), 2 p. 1-34.
- 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.
- DADET P., ESTÉOULE-CHOUX J., PARIS F., GUIGUES J., BEURRIER M. (1981) - Notice explicative carte géol.France (1/50 000), feuille Fougères (283). Orléans : BRGM. 38 p. Carte géologique par Dadet P., Bellion G., Estéoule-Choux J., Le Hérisse A., Paris F., Marot A. (1981).
- DADET P., LAUTRIDOU J.P., BEURRIER M., LE METOUR J. (1983) - Carte géol. France (1/50 000), feuille Saint-Hilaire-du-Harcouet (247). Orléans : BRGM. Notice explicative par Dadet P., Beurrier M., Lautridou J.P. (1984), 26 p.

- 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.
- DEBON F., LEFORT P. (1988) - A cationic classification of common plutonic rocks and their magmatic associations: principles, method, applications. *Bulletin de Minéralogie*, V. 111, p. 493-510.
- DISSLER E., DORÉ F., DUPRET L., GRESSELIN F., LE GALL J. (1986) - Le socle cadomo-varisque du Nord-Est du Massif armoricain : évolution géodynamique. Réunion RCP 706, Paris, 13 oct. 1986, 1 p.
- DISSLER E., DORÉ F., DUPRET L., GRESSELIN F., LE GALL J. (1988) - L'évolution géodynamique cadomienne du Nord-Est du Massif armoricain. *Bull. Soc. Géol. Fr.*, n° 5, p. 801-814.
- DORÉ F. (1969) - Les formations cambriennes de Normandie. Thèse État, Caen, 790 p.
- DORÉ F. (1972) - La transgression majeure du Paléozoïque inférieur dans le Nord-Est du Massif armoricain. *Bull. Soc.géol. Fr.*, (7), 14, p. 79-93.
- DORÉ F. (1994) - Cambrian of the Armorican Massif. *In*: KEEPIE J.D. (Ed.) *Pré-Mesozoic Geology in France and Related Areas*. Springer, Berlin, p. 136-141.
- DORÉ F., LE GALL J. (1972) - Sédimentologie de la « Tillite de Feuguerolles » (Ordovicien supérieur de Normandie). *Bull. Soc. Géol. Fr.*, sér. 7, t. 14, p. 199-211.
- DORÉ F., LE GALL J. (1973) - Présence et position stratigraphique de la tillite ordovicienne dans le Maine (E du Massif armoricain). *C.R. somm. Soc. géol. Fr.*, vol. 1, p. 32-33.
- DORÉ F., LE GALL J., DUPRET L., CHALOT-PRAT F. (1977a) - Carte géol. France (1/50 000). Feuille La Ferté-Macé (250), Orléans, BRGM.
- DORÉ F., DUPRET L., LE GALL J., CHALOT-PRAT F. (1977b) - Notice explicative, carte géol. France (1/50 000) feuille La Ferté-Macé (250). Orléans: BRGM, 31 p.
- DORÉ F., LE GALL J., KUNTZ G., RIOULT M., VÉRAGUE J. (1981) - Carte géol. France (1/50 000) feuille Alençon (251). Orléans : BRGM. Notice explicative par Dassibat C., Doré F., Kuntz G., Le Gall J., Rioult M., Verron G., Bambier A., Vérague J. (1982), 70 p.
- DORÉ F., DUPRET L., LE GALL J. (1985) - Tillites et tilloïdes du Massif armoricain. *Palaeogeographie, Paleoclimatology, Paleoecology*, t. 51, p. 85-86.
- 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.

- DORÉ F., DUPRET L., LE GALL J., LEBERT A. (1987) - Notice explicative de la feuille Villaines-la-Juhel. Ed. BRGM, 54 p.
- DORÉ F., JUIGNET P., LARSONNEUR C., PAREYN C., RIOULT M. (1987) - Guide géologique régional « Normandie-Maine ». Masson éd., Paris, 207 p.
- DUPRET L. (1983) - Le Protérozoïque du Nord-Est du Massif armoricain. *In*: Zoubeck V. édité., Precambrien in Younger fold belts.
- DUPRET L., LE GALL J. (1984) - Intensité et superposition des schistogénèses cadomiennes et varisques dans le Nord-Est du Massif armoricain. 10^e Réunion annuelle des Sciences de la Terre, Bordeaux, 200 p.
- DUPRET L., DISSLER E., DORÉ F., GRESSELIN F., LE GALL J. (1990) - Cadomian geodynamic evolution of the northeastern Armorican Massif (Normandy and Maine). From D'Lemos R.S., Strachan R.A. and Topley C.G (eds), 1990, The Cadomian Orogeny Geological Society Special Publication n° 51, p. 115-131.
- DURAND J. (1985) - Le Grès armoricain : sédimentologie, traces fossiles, milieux de dépôt. *Mém. Doc. Centre armor. étud. struct. socles*, Rennes, n° 3, 150 p.
- DUVAL M. (2000) - Le bassin de Chantrigné. Étude sédimentologique et description (Mayenne-France). *Mém. d'aptitude à la géologie* n° 226, IGAL, 84 p.
- ÉGAL E., LE GOFF E. (1994) - Structuration du domaine cadomien de Bretagne (France). *In* : « La chaîne cadomienne nord-armoricaine et ses prolongements ». Séance spéc. de la SGF, Rennes, 6-7-8 septembre 1994.
- ESTÉOULE-CHOUX J. (1970) - Contribution à l'étude des argiles du Massif armoricain. Argiles des altérations et argiles des bassins sédimentaires tertiaires. *Mem. Soc. Géol. et Min. Bretagne*, 14, Rennes.
- 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.
- FAUCONNIER D. (2004) - Étude palynologique de 7 échantillons en provenance de la feuille à 1/50 000 de Mayenne. Rap. interne BRGM n° EPI/ENV/2004, n° 535.
- FITAS MOHAMED ZINE EL HAQ (2000) - Pétrographie et cartographie du massif d'Alexain – Deux-Évailles : secteur de Bais-Aron (feuille de Mayenne). *Mém. d'aptitude à la Géologie* n° 227, cycle général. IGAL. 99 p.
- FOUILLAC A.M., COCHERIE A., ROSSI PH., CALVEZ J.Y., AUTRAN A. (1986) - Étude géochimique du batholite mancennien. Rapport BRGM 86 DT037MGA
- FAURE M., LELOIX C., ROIG J.-Y. (1997) - L'évolution polycyclique de la chaîne hercynienne. *Bull. Soc. Géol. Fr.*, 168, p. 695-705.
- GARLAN T. (1985) - Sédimentologie du Briovérien supérieur de Normandie et du Maine. Thèse Doct. 3^e cycle, Univ. Caen, 166 p.

- GIORDANO R. (1974) - Les Alpes Mancelles (Est du Massif armoricain) : stratigraphie et structure. Thèse 3^e cycle, Caen, 94 p.
- GIRET R. (1944) - Contribution à l'étude pétrographique et tectonique de la bordure nord du massif de Mayenne. *Bull. Soc. géol. Fr.*, sér. 5, t. 14, p. 45-64.
- GRAINDOR M.J. (1973) - Chronique de la sismicité de la Normandie. Études des socles Européens. *Laboratoire de Géologie du Collège de France*.
- GRAINDOR M.-J., ROBLLOT M.-M. (1963) - Carte géologique d'Alençon (n° 62) à 1/80 000 (3^e édit.). Paris : Service de la Carte géologique de la France.
- GRAVIOU P., PEUCAT J.J., AUVRAY B., VIDAL P. (1988) - The Cadomian orogeny in the Northern Armorican Massif. Petrological and geochronological constraints on a geodynamic model. *Hercynica*, Rennes, IV, p. 1-13.
- GRESSELIN F. (1990) - Évolution varisque du Massif armoricain oriental ; insertion dans une transversale ouest-européenne. Thèse Univ. Caen, 335 p.
- GROS Y., LIMASSET O., BLÈS J.-L., FOURNIGUET J., GODEFROY P. (1984a) - Déformations récentes dans les socles cristallins. Exemples du Massif armoricain. *Doc. BRGM*, n° 84, p. 51-65.
- GROS Y., LIMASSET O., BOURGEUIL B. (1984b) - La Bretagne méridionale au Cénozoïque. Essai de reconstitution à partir de la bibliographie. Rapport BRGM SGR/PAL 84-27, 80 p.
- GUERROT C., PEUCAT J.P., DUPRET L. (1989) - Données nouvelles sur l'âge du système briovérien (Protérozoïque supérieur dans le Nord du Massif armoricain). *CR. Acad. Sci.*, Paris, t. 308, série II, p. 89-92.
- GUERROT C., PEUCAT J.J. (1990) - U-Pb geochronology of the late Proterozoic Cadomian Orogeny in the Northern Armorican Massif, France. In: D'lemons R.S., Strachan R.A., Topley C.G. (eds), London, *Special Publication*, 51, p. 13-26.
- GUERROT C., THIÉBLEMONT D., ÉGAL E., LE GOFF E., CHANTRAINE J. (1994) - Révision du magmatisme cadomien en Bretagne nord : Géochronologie. In « La chaîne cadomienne nord-armoricaine et ses prolongements ». Séance spéc. de la SGF, 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. du BRGM*, n° 71.
- HÉBERT R. (1993) - Évolution tectonométamorphique d'un arc insulaire au Protérozoïque supérieur : le domaine de Saint-Brieuc (Massif armoricain). *Doc. BRGM*, 228, 356 p.
- HOFMANN A.W. (1988) - Chemical differentiation of the Earth. The relationship between mantle, continental crust and oceanic crust. *Earth Planet. Sci. Lett.*, Amsterdam, 90, p. 297-314.

- HOULGATTE E., LE HÉRISSE A., PELHÂTE A., ROLET J. (1988) - Évolution géodynamique du bassin carbonifère de Laval. *Géologie de la France*, vol. 1, p. 27-46.
- IRVINE T.W., BARAGAR W.R.A. (1971) - A guide to the chemical classification of the common volcanic rocks. *Can. J. Earth. Sci.*, 8, p. 523-548.
- JONIN M. (1973) - Les différents types granitiques de la Mancellia et l'unité du batholite manceau (Massif armoricain). *C.R. Acad. Sci.*, Paris, 277, p. 281-284.
- JONIN M. (1981) - Un batholite fini-cambrien, le batholite manceau (Massif armoricain, France) ; étude pétrographique et géochimique. Thèse Sciences, Univ. Bretagne occ. (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
- JUIGNET P., LEBERT A., LE GALL J. (1984) - Notice explicative Carte géol. France (1/50 000), feuille Fresnay-sur-Sarthe (287). Orléans : BRGM, 56 p.
- KLEIN C. (1973) - Massif armoricain et Bassin parisien : contribution à l'étude géologique et géomorphologique d'un massif ancien et de ses enveloppes sédimentaires. Publ. Univ. Strasbourg. Fond. Baulig, 12, 882 p.
- KUNTZ G., MÉNILLET F., LE GALL J., RIOULT M., CALLIER L., PELLERIN J., DE LA QUERRIÈRE P., VAUTRELLE C., VERRON G. (1989) - Notice explicative, carte géol. France (1/50 000), feuille Argentan (212). Orléans : BRGM, 99 p., carte géologique par Ménillet F., Gérard J., Le Gall J., Doré F., Callier L., Kuntz G., Rioult M., Pellerin J. (1989).
- LAHAYE Y., BLAIS S., AUVRAY B., RUFFET G. (1995) - Le volcanisme fissural paléozoïque du domaine nord-armoricain. *Bull. Soc. géol. Fr.*, 166, 5, p. 601-612.
- LAMEYRE J. (1966) - Leucogranites et muscovitisation dans le Massif central français. *Ann. Fac. Sci.*, Clermont-Ferrand, Géol. Min. 29, Fasc. 12.
- LANGÉVIN C., MINOUX L., BEURRIER M., VILLEY M., L'HOMER A., LAUTRIDOU J.P. (1984) - Carte géol. France (1/50 000) feuille Avranches (209). Orléans : BRGM. Notice explicative par Langevin C., Minoux L., L'homer A., Lautridou J.P., Dassibat C., Verron G. (1984), 54 p.
- LA ROCHE H. DE, STUSSI J.-M., CHAURIS L. (1980) - Les granites à deux micas hercyniens français. Essais de cartographie et de corrélation géochimique appuyés sur une banque de données. Implications pétrographiques et métallogéniques. *Sciences de la Terre*, Nancy, XXIV, 1, p. 5-121, 30 fig., 12 tabl.
- LARUE J.P., GRENÈCHE J.M. (1994) - Les dépôts détritiques pliocènes du contact Massif armoricain-Bassin parisien entre Angers et Laval (France). *Geodynamica Acta*, Paris, 7, 3, p. 158-168.

- LA TULLAYE DE R. (2003) - Signature gravimétrique des massifs de Gorron – Le Horps (région de Mayenne – Ernée, France). *Mém. Aptitude Géol.*, IGAL, 292, 102 p., inédit.
- LAUTRIDOU J.P (1985) - Le cycle périglaciaire pléistocène en Europe du Nord-Ouest et plus particulièrement en Normandie. Ed. Centr. Géomorph. CNRS Caen, 908 p.
- LAUTRIDOU J.P. (1991) - Les sables de couverture weichséliens de la baie du Mont-Saint-Michel (France). *Z. Geomorph. N.F.*, suppl. Bd. 90, p. 123-130.
- LAUTRIDOU J.P. (1993) - La grande crise détritique fini-éocène dans le Bocage normand. *Bull. Soc. Linn. Normandie*, vol. 116, p. 41-44.
- 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. (1977) - Le Briovérien de Bretagne centrale : essai de synthèse lithologique et structurale. *Bull. BRGM*, sect. 1, p. 219-254.
- 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. (1971) - Le Paléozoïque inférieur des Coëvrons orientaux (Massif armoricain). *C.R. Acad. Sci.*, Paris, vol. 273, p. 1563-1566.
- 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 Etat, Caen). *Mém. Géosciences Rennes*, n° 52, 370 p.
- LE GALL J. (1999) - Les dolérites et basaltes tholéitiques du domaine nord-est armoricain. *Géologie de la France*, n° 4, p. 3-26, 15 fig., 5 tabl.
- LE GALL J., MARY G. (1982) - Mise en place tardi-cadomienne du complexe basique de Brée (Mayenne). *Bull. BRGM*, (2), n° 1-2, 1982, p. 19-23, 2 fig.
- LE GALL J., MARY G. (1983) - Place et signification du complexe basique de Brée et des autres venues gabbroïques et doléritiques dans l'histoire cadomo-varisque de l'Est du Massif armoricain. *Bull. Soc. géol. minéral. Bretagne*, (C), 15, 2, p. 169-180.
- LE GALL J., BARRAT J.A. (1987) - Pétrologie du magmatisme tardicadomien du domaine nord-armoricain : l'exemple des complexes basiques et ultrabasiques d'Ernée et de Trégomar. *Géologie de la France*, n° 1, 1987, p. 3-22, 15 fig., 6 tabl.
- 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. Sci.*, Paris, vol. 294, p. 1199-1202.

- LE MAITRE R.W. (Editeur) *et al.* (1989) - A classification of igneous rocks and glossary of terms. Recommendations of the International Union of Geological Sciences Subcommission on the Systematics of igneous rocks. *Blackweel Scientific Publications*, Oxford, 193 p.
- LEROUGE G. (1988) - Tectonogenèse comparée de deux segments de la chaîne hercynienne : le Massif central français et le Sud du Massif armoricain. *Mém. Géodiffusion*, 2, 363 p., 130 ig., Paris.
- LEROUGE G., BESOMBES C., PIVETTE B., LE GALL J., GIGOT P., LEBRET P., VERNHET Y. (2009) - Carte géologique France (1/50 000), feuille Ernée (284). Orléans : BRGM. Notice explicative par Lerouge G., Besombes C., Pivette B., Le Gall J., Gigot P., Lebret P., Vernhet Y. (2009).
- LEUTWEIN F., SONET J., ZIMMERMANN J.L. (1968) - Géochronologie et évolution orogénique précambrienne et hercynienne de la partie nord-est du Massif armoricain. *Sci. de la Terre*, Nancy, mém. n° 11, 84 p.
- LEUTWEIN F., SONET J., ZIMMERMANN J.L. (1972) - Dykes basiques du Massif armoricain septentrional. *C.R. Acad. Sci.*, Paris, série D, t. 275, p. 1327-1330.
- 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. (1988) - Carte géologique France (1/50 000), feuille Évron (320). Orléans : BRGM. Notice explicative par Mary G., Giordano R. (1989).
- MÉNILLET F., VILLEY M., TRAUTMANN F., FOURNIGUET J., LANGEVIN C., LAOUENAN J.P., LAUTRIDOU J. P., WALKER P. (1987) - Carte géol. France (1/50 000) feuille Mortain (210). Orléans: BRGM. Notice explicative par Ménillet F., Trautmann F., Fourniguet J., Janjou D., Langevin C., Lautridou J.P., de la Quérière P., Vautrelle C., Verron G. (1987), 70 p.
- MÉNILLET F., GÉRARD J., LE GALL J., DORÉ F., CALLIER L., KUNTZ G., RIOULT M., PELLERIN J., (1989) - Carte géol. France (1/50 000), feuille Argentan (212). Orléans : BRGM. Notice explicative par Kuntz G., Ménillet F., Le Gall J., Rioult M., Callier L., Pellerin J., de la Quérière P., Vautrelle C., Verron G. (1989), 99 p.
- MEURET J.C. (1993) - Peuplement, pouvoir et paysage sur la marche Anjou – Bretagne (des origines au Moyen Âge), La Mayenne : archéologie, histoire, supplément n° 4, *Société d'Archéologie et d'Histoire de La Mayenne*, Laval.
- MILON Y., BERTHOIS L., GIRET L. (1965) - Carte géologique de Mayenne (n° 77) à 1/80 000 (2^e édit.). Paris : Service de la Carte géologique de la France.
- NOBLET C. (1984) - La sédimentation arénaquée de l'Ordovicien inférieur au Nord du Gondwana : la Formation du Grès armoricain et ses équivalents. Thèse 3^e cycle, Rennes, 136 p.

- OEHLERT D. (1882) - Sur le Silurien du Nord-Est du département de la Mayenne. *Bull. Soc. géol. Fr.*, (3), 10, p. 349-352.
- OEHLERT D. (1903) - Géologie de la Mayenne. In Dictionnaire historique, topographique et biographique de la Mayenne, par M. l'abbé ANGOT, p. 1-24.
- OEHLERT D., BIGOT A. (1899) - Carte géologique de Mayenne (n° 77) à 1/80 000 (1^{re} édit.). Paris : Service de la Carte géologique de la France.
- OEHLERT D., BIGOT A., MATTE R. (1905) - Carte géologique de Laval (n° 76) à 1/80 000 (1^{re} édit.). Paris : Service de la Carte géologique de la France.
- OLLIVIER-PIERRE M.-F., RIVELINE J., LAUTRIDOU J. P., CAVELIER 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.
- PARIS F. (1981) - Les Chitinozoaires dans le Paléozoïque du Sud-Ouest de l'Europe. (cadre géologique – étude systématique – biostratigraphie). *Mém. Soc. géol. minéral. Bretagne*, n° 26, 412 p.
- PARIS F., ROBARDET M., DABARD M.-P. (1986) - Les milieux noirs du Paléozoïque inférieur armoricain dans leur contexte nord-gondwanien. *Documents BRGM*, n° 110, p. 259-275.
- PASTEELS P., DORÉ F. (1982) - Ages of the Vire-Carolles granits. In Odin (1982). Numerical dating in stratigraphy, p. 784-790.
- PÉDROLETTI V. (2004) - Rapport d'essais 04-1-040-B. Rap. interne BRGM.
- PERROUD H., AUVRAY B., BONHOMMET N., MACÉ J., VAN DER VOO R. (1986) - Paleomagnetism and K-Ar dating of Lower Carboniferous dolerite dykes from northern Brittany. *Geophys. J. R. Astron. Soc.*, 87, p. 143-154.
- ROBARDET M. (1981) - Évolution géodynamique du Nord-Est du Massif armoricain au Paléozoïque. *Mém.Soc. géol. minér. Bretagne*, 20, 342 p.
- ROBARDET M. (2003) - An alternative approach to the Variscan Belt in SW Europe: the pre-orogenic paleobiogeographical constraints. In "Variscan-Appalachian Dynamics: the building of the Upper Paleozoic Basement" Martinez Catalan J.R., Hatcher R.D., Arenas R., Dias Garcia F. *Eds. Geol. Soc. America*, Special Paper, sous presse.
- ROBARDET M., VERNIERS J., FEIST R., PARIS F. (1994) - Le Paléozoïque anté-varisque de France, contexte paléogéographique et géodynamique. *Géologie de la France*, n° 3, p. 3-31.
- ROQUEL B. (2001) - Essai de reconstitution de la pétrofabrication du massif de Louvigné-Gorron par la mesure d'anisotropie de susceptibilité magnétique. Secteur d'Ernée – Ambrières-les-Vallées (Mayenne – France). *Mém. Aptitude Géol.*, IGAL, 258, 95 p.
- SAFA P. (1980) - L'amas sulfuré de Rouez (Sarthe). Thèse 3^e cycle, Paris, Paris VI, université Pierre et Marie Curie, 246 p.

- TOPLEY C.G., BROWN M., POWER G.M., D'LEMOS R.S., ROACH R.A. (1990) - The northern igneous complex of Guernsey, Channel Islands. *In*: D'Lemos R.S., Strachan R.A., Topley C.G. (eds). The Cadomian Orogeny. Geological Society, London, Special Publication, 51, p. 245- 259.
- THIÉBLEMONT D. (1997) - Caractérisation géochimique de trois dolérites de la feuille Landivy. Signification géodynamique. Note interne BRGM-SGN/I2G/GEO, 29/07/1997, 7 p., 4 tabl., 5 fig.
- 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.
- Vérague J. (1986) - Formations mésozoïques et cénozoïques du Bas-Maine. CEHP Cherbourg, *Littus*, 34/35, p. 62-87.
- VERNHET Y. (à paraître) - Carte géologique France (1/50 000), feuille Craon (390). Orléans : BRGM. Notice explicative par Vernhet Y., Pivette B. (à paraître).
- VERNHET Y., DHELLEMMES R., DORÉ F., ENOUF C., LAUTRIDOU J.P., VERRON G. (1996) - Carte géologique France (1/50 000), feuille Domfront (249). Orléans: BRGM. Notice explicative par Vernhet Y., Doré F., Lautridou J.P., Talbot E., Verron G., Dhellemmes R., Enouf C. (1995).
- VERNHET Y., CHÈVREMONT P. (1997) - Carte géologique France (1/50 000), feuille Landivy (248), Orléans : BRGM. Notice explicative par Vernhet Y., Chèvremont P., Langevin C. (1997).
- VERNHET Y., MAURIZOT P., LE GALL J., GIGOT P., DUPRET L., BARBIER G., LEROUGE G., BESOMBES J.C., PELLERIN J. (2002) - Carte géol. France (1/50 000), feuille Villers-Bocage (145) - Orléans : BRGM. Notice explicative par Vernhet Y. *et al.* (2002), 229 p.
- VERNHET Y., PLAINE J., TRAUTMANN F., CLÉMENT J.J. (2010) - Carte géologique France (1/50 000), feuille Cossé-le-Vivien (355). Orléans : BRGM. Notice explicative par Vernhet Y. *et al.* (2009).
- VIGNERESSE J.L (1986) - La fracturation post-hercynienne du Massif armoricain d'après les données géophysiques. Coll. Tectonique, effondrements et remplissages sédimentaires cénozoïques en domaine armoricain. Rennes, Nantes, 9-13 sept. 1986.
- VILLANOVA A. (1995) - Place des minéralisations sulfurées dévono-carbonifères dans l'évolution varisque en France (Bretagne). Étude microtectonique et géochimique. DEA, Univ. Orléans, 35 p.
- VOGT J., CADIOT B. DELAUNAY J. FAURY G. MASSINON B. MAYER-ROSA D. WEBER C. (1980). Les tremblements de terre en France. *Mém. BRGM*, n° 96, 220 p., 1 carte h.t.

- 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-ordoviciens. *C.R. Acad. Sci.*, Paris, vol. 284, p. 1147-1149.
- WHITE A.J.R., CHAPPELL B.W. (1977) - Ultrametamorphism and granite genesis: *Tectonophysics*, vol. 43, p. 7-22.
- WYNS R. (2003) - Fissuration profonde induite par l'altération : processus d'acquisition et répartition 3 D des propriétés physiques des profils d'altération, *in* Assoc. Sédim. Français 2003, 9^e Congrès Français de Sédimentologie, Bordeaux, France, 14-16/10/2003.

AUTEURS DE LA NOTICE ET DE LA CARTE.

La notice

La coordination de cette notice a été assurée par Y. VERNHET, ingénieur géologue au BRGM, G. LEROUGE, consultant Géo212, ancien professeur à l'Institut Géologique Albert de Lapparent (IGAL) et par J.-C. BESOMBES, ingénieur ENSG, ancien professeur à l'Institut Géologique Albert de Lapparent.

Le chapitre « Introduction » a été écrit par Y. VERNHET, G. LEROUGE et J.-C. BESOMBES.

La description des terrains a été réalisée par Y. VERNHET pour le Briovérien, par G. LEROUGE et J.-C. BESOMBES, pour le socle granitique, les massifs dioritiques et rhyolites associés et par J. LE GALL et P. GIGOT, Maîtres de Conférence à l'Université de Caen, pour le Paléozoïque. La description des formations du Cénomano-Tertiaire a été rédigée par Y. VERNHET, G. LEROUGE et J.-C. BESOMBES. Le paragraphe portant sur les filons de quartz a été rédigé par Y. VERNHET et G. LEROUGE. La partie concernant les formations quaternaires et superficielles a été rédigée par Y. VERNHET et P. LEBRET, ingénieur géologue au BRGM.

Le chapitre géophysique et géochimique a été rédigé par G. LEROUGE, J.-C. BESOMBES et M. CUNEY, Directeur de Recherche au CNRS, CREGU & UMR G2R 7566, Université Henri Poincaré - NANCY I, pour la géochimie des roches magmatiques. Le paragraphe portant sur la géochimie des filons de dolérites a été rédigé par Y. VERNHET et J. LE GALL, en prenant en compte les travaux de D. THIÉBLEMONT, ingénieur géologue au BRGM.

Les chapitres « Conditions de formation des entités géologiques », « Évolution tectono-métamorphique » et « Synthèse géodynamique régionale » ont été écrits par Y. VERNHET pour la partie concernant le Briovérien, avec la collaboration de P. LEBRET pour le Cénomano-Tertiaire, par G. LEROUGE et

J.-C BESOMBES pour le socle cristallin, le métamorphisme et les structures tectoniques, par J. LE GALL et P. GIGOT pour les formations paléozoïques.

Les chapitres « Géologie de l'environnement » et « Préhistoire-Archéologie » ont été rédigés par Y. VERNHET. La partie « Ressources en eau » a été rédigée par B. PIVETTE, ingénieur-hydrogéologue consultant basé à Brecé.

La carte

La coordination de la carte a été assurée par Y. VERNHET, ingénieur géologue au BRGM, G. LEROUGE, consultant Géo212, ancien professeur à l'Institut Géologique Albert de LAPPARENT (IGAL) et par J.C BESOMBES, ingénieur ENSG, ancien professeur à l'Institut géologique Albert de Lapparent.

Les explorations et les tracés ont été effectués :

- pour les formations du Briovérien supérieur et formations associées géographiquement (filons, formations superficielles, etc.) par Y. VERNHET en 2001 et 2002 ;
- pour les terrains cristallins cadomiens et formations géographiquement associées (filons doléritiques et formations superficielles) par G. LEROUGE et par J.C. BESOMBES avec la collaboration de D. COUSIN, Ch. COUTIN, C. PERROCHAIN, S. PIRUS, C. ROUILLON, D. SEJALON, C. SOUCHAL (élèves ingénieurs IGAL) de 1999 à 2002 ; la cartographie des formations superficielles sur le socle cristallin a été complétée par P. LEBRET ;
- pour les terrains du Paléozoïque et formations associées (formations superficielles), par J. LE GALL et P. GIGOT, Maîtres de conférence à l'Université de Caen, en 2001 et 2002 ;
- pour les terrains du Cénomano-Tertiaire par G. LEROUGE, J.C. BESOMBES et les élèves ingénieurs de l'IGAL de 1999 à 2004.

ANNEXES

ANNEXE I - ÉTUDES PALYNOLOGIQUES

Étude palynologique de sept échantillons en provenance de la feuille à 1/50 000 de Mayenne (D. Fauconnier ; BRGM ; rapport interne EPI/ENV/2004 n° 535.

Les échantillons étudiés par D. Fauconnier (ingénieur BRGM) et présentés ci-dessous proviennent :

- pour les 4 premiers, de 2 sondages (P4 et P7) réalisés dans le cadre de la recherche d'eau pour le Syndicat Mixte du Nord-Mayenne à Marcillé-la-Ville (Saint-Fraimbault). Ces prélèvements ont été effectués par B. Pivette qui suivait les sondages en tant qu'hydrogéologue consultant ;
- les échantillons suivants proviennent de la sablière de Glaintin, au Nord-Est de Mayenne, exploitée par la société Baglione. Ils ont été prélevés en 2004 par F. Quesnel, R. Wyns et Y. Vernhet, à la base de la formation sableuse, au-dessus des altérites du socle.

Sept lames palynologiques ont été préparées à partir de niveaux prélevés :

- dans les sondages P4 : 3-4 m (lame 28774), 6-7 m (lame 28775), 8-9 m (lame 28776), et P7 : 7-9 m (lame 28773) ;
- dans des argiles noires ou grises de la feuille 1/50 000 Mayenne (Glaintin) (lames 28770, 28771, 28772).

Les trois niveaux du sondage P4 et celui du sondage P7 contiennent une matière organique rare, et la microflore est absente.

Dans les trois niveaux d'argiles noires ou grises de Glaintin, la matière organique est abondante, associée à une riche microflore d'origine continentale, à pollens de conifère, spores de ptéridophytes et présence parfois de microplancton à dinoflagellés, témoins d'une influence marine.

1 - Sondage P4 - niveau 3-4 m (lame 28774), 6-7 m (lame 28775), 8-9 m (lame 28776)

Rares débris libéro-ligneux, pas de microflore.

2 - Sondage P7 - niveau 7-9 m (lame 28773)

Rares débris libéro-ligneux, pas de microflore.

3 - Argiles noires - (lame 28770) (Glaintin)

Petits débris libéro-ligneux, associés à une riche microflore d'origine continentale, à pollens de conifère, quelques angiospermes et spores de ptéridophytes :

- *Classopollis* sp ;
- *Cerebropollenites mesozoicus* ;
- *Inaperturopollenites hiatus* ;
- *Perinopollenites elatioides* ;
- *Exesipollenites scabratus* ;
- *Parvissacites radiatus* ;
- *Abietinaepollenites microalatus* ;
- *Eucommiidites* sp.

Pollens d'angiosperme triporés :

- *Complexiopollis* sp.

Spores :

- *Osmundacidites wellmanii* ;
- *Cyathidites australis* ;
- *Gleicheniidites senonicus* ;
- *Retitriletes clavatoides* ;
- *Plicatella tricornitata*.

Présence de microplancton à kystes de dinoflagellés très clairs, abimés, difficilement déterminables, témoins toutefois d'une influence marine :

- *Subtilisphaera* sp.

Âge : Crétacé inférieur à moyen probable (pas de marqueurs du Crétacé supérieur).

4 - Argiles noires - (lame 28771) (Glaintin)

Niveau pratiquement identique au précédent, moins fossilifère.

Petits débris libéro-ligneux, associés à une riche microflore d'origine continentale, à pollens de conifère, rare angiosperme et spores de ptéridophytes :

- *Classopollis* sp ;
- *Inaperturopollenites hiatus* ;
- *Perinopollenites elatioides* ;
- *Exesipollenites scabratus* ;
- *Parvissacites radiatus* ;
- *Abietinaepollenites microalatus* ;
- *Eucommiidites* sp.

Pollen d'angiosperme tricolporé :

- *Retitricolporites* sp.

Spores :

- *Osmundacidites wellmanii* ;
- *Cyathidites australis* ;
- *Gleicheniidites senonicus* ;
- *Retitriletes clavatoides* ;
- *Plicatella tricornitata*.

Présence de microplancton à kystes de dinoflagellés très clairs, abimés, difficilement déterminables, témoins toutefois d'une influence marine :

- *Subtilisphaera* sp.

Âge : Crétacé inférieur à moyen probable (pas de marqueurs du Crétacé supérieur).

5 - Argiles grises - (lame 28772) (Glaintin)

Matière organique semblable à celle du précédent niveau, microflore abimée, peu abondante :

Spores :

- *Cyathidites australis* ;
- *Gleicheniidites senonicus* ;
- *Plicatella tricornitata*.

Microplancton à kystes de dinoflagellés très clairs, indéterminables (*Ctenidodinium* ?).

Âge : Crétacé inférieur à moyen probable (pas de marqueurs du Crétacé supérieur).

ANNEXE 2 - ANALYSES PAR DIFFRACTOMÉTRIE RX

Analyses par diffractométrie RX de différents faciès observés dans la partie basale de la sablière de Glaintin (société Baglione).

Ces échantillons dont la description de terrain est donnée ci-dessous ont été prélevés en 2004 par F. Quesnel, R. Wyns et Y. Vernhet (BRGM). Ils ont été étudiés en diffractométrie RX par V. Pédroletti (BRGM).

GLA-oxFe : ferruginisations dans les sédiments (goethite ?)

GLA-Amauve : argile mauve au-dessus des argiles noires

GLA-Agrise : argile grise intercalée

GLA-Anoire : argile noire à la base des dépôts méso-cénozoïques

GLA-nodule : enduit noir (oxydes Mn ?) au contact entre l'arène et l'argile

GLA-arène : altérite de granodiorite immédiatement sous-jacente aux premiers dépôts méso-cénozoïques.

Résultats de l'étude (rapport d'essais 04-1-040-B, V. Pédroletti, BRGM, 2004).

Échantillon GLA-oxFe

Avant analyse, cet échantillon a été broyé au minemet CC2, puis lavé, passé au bromoforme (2,8) afin d'opérer à une séparation densimétrique, passé à l'aimant Ugine afin de récupérer une fraction paramagnétique enrichie en éléments ferreux. C'est cette fraction qui a été analysée par DRX.

Les résultats sont les suivants :

- quartz en traces à faible
- goethite présente ;
- illite/micas probable en traces à faible
- kaolinite probable en traces à faible
- phase amorphe probable faible.

Échantillon GLA-Amauve

- quartz présent ;
- plagioclase probable en traces ;
- microcline probable en traces ;
- phase phylliteuse faible et représentée par (sur base 100) :
 - . micas/illite ~ 11 %
 - . pyrophyllite ~ 2 %

. kaolinite ~ 87 %.

Échantillon GLA-Anoire

- quartz faible à présent ;
- plagioclase probable en traces ;
- microcline probable en traces ;
- phase phylliteuse faible à présente et représentée par (sur base 100) :
 - . smectite ~ 11 %
 - . micas/illite ~ 11 %
 - . pyrophyllite ~ 1 %
 - . kaolinite ~ 77 %.

Échantillon GLA-Agrise

- quartz faible à présent ;
- plagioclase probable en traces ;
- microcline probable en traces ;
- phase phylliteuse faible à présente et représentée par (sur base 100) :
 - . smectite ~ 15 %
 - . micas/illite ~ 18 %
 - . pyrophyllite ~ 1 %
 - . kaolinite ~ 66 %.

Échantillon GLA-nodule

- quartz présent ;
- pyrite faible ;
- rhomboclase probable en traces à faible ;
- szomolnokite probable en traces à faible ;
- pas de phase phylliteuse observée dans cet échantillon.

Échantillon GLA-arène

- quartz faible à présent ;
- phase phylliteuse présente et représentée par (sur base 100) :
 - . micas/illite ~ 24 %
 - . kaolinite ~ 76 %.

*ANNEXE 3 - ANALYSES GÉOCHIMIQUES
(DONNÉES ANALYTIQUES)*

Label	Lambert X	Lambert Y	CRPG	SiO ₂ %	Al ₂ O ₃ %	Fe ₂ O ₃ %	MnO %	MgO %	CaO %	Na ₂ O %	K ₂ O %	TiO ₂ %	P ₂ O ₅ %	PF %	Total %
BS 032	393,4	2 365,7	n° 201270	74,96	13,67	1,25	0,00	0,15	0,35	3,11	5,08	0,08	0,11	0,98	99,74
BS 397	389,085	2365,265	n° 201273	78,34	12,05	0,90	0,00	0,00	0,27	3,11	3,96	0,00	0,18	0,87	99,68
BS 057	397,3	2 363,6	n° 201271	76,06	13,51	0,85	0,00	0,10	0,20	3,07	4,70	0,06	0,14	1,06	99,75
BS 062	397	2 363	n° 201272	75,70	13,61	1,15	0,00	0,11	0,28	2,86	4,64	0,05	0,15	1,19	99,74
C 1000	373,561	2 385,375	n° 201283	58,92	19,96	6,59	0,05	2,32	0,43	4,57	3,53	0,85	0,22	2,98	100,42
C 1040	376,45	2 387,765	n° 201284	65,60	16,39	5,63	0,03	1,71	0,41	2,14	3,93	0,80	0,17	3,08	99,89
C 1071	378,875	2 384,925	n° 201285	65,73	16,29	5,62	0,04	1,83	0,73	2,27	3,71	0,80	0,18	2,69	99,89
C 1086	376,465	2 386,025	n° 201286	66,35	16,08	5,46	0,04	1,72	0,68	2,14	3,71	0,74	0,19	2,75	99,86
C 1212	382,975	2 383,875	n° 201287	66,59	15,72	5,67	0,04	1,81	0,92	2,46	3,47	0,75	0,18	2,24	99,85
C 1252	384,1	2 382,75	n° 201288	69,26	15,33	4,67	0,00	1,63	0,15	3,10	2,10	0,60	0,11	2,83	99,78
C 1258	382,775	2 382,25	n° 201289	68,76	15,15	4,76	0,03	1,20	0,58	2,58	3,95	0,55	0,20	2,09	99,85
C 0127	371,725	2 378,425	n° 12542	66,00	16,93	5,14	0,03	1,64	0,27	2,14	3,74	0,66	0,12	3,17	99,84
C 1345	383,9	2 376,025	n° 201290	66,23	15,90	6,04	0,03	1,86	0,44	2,21	3,52	0,79	0,18	2,65	99,85
C 0143	378,55	2 379,75	n° 12538	67,38	15,52	5,29	0,03	1,68	0,75	2,49	3,49	0,74	0,20	2,28	99,85
C 1430	381	2 379,3	n° 201291	51,28	13,62	13,17	0,17	3,91	7,42	3,33	1,15	3,37	0,53	1,93	99,88
C 1441	379,95	2 379,2	n° 201292	72,39	14,30	2,30	0,00	0,53	0,87	3,32	4,49	0,23	0,16	1,20	99,79
C 1507	379,8	2 383,525	n° 201293	74,56	14,51	0,59	0,00	0,00	0,36	3,81	4,46	0,00	0,25	1,10	99,64
C1538	380,525	2 382,1	n° 201294	64,89	16,25	6,39	0,04	2,03	1,00	2,27	3,76	0,82	0,20	2,22	99,87
C 1547	380,05	2 383,475	n° 201295	75,58	14,32	0,65	0,00	0,00	0,20	3,51	3,96	0,00	0,21	1,23	99,66
C1552	374,4	2 377,685	n° 201296	66,51	15,69	5,59	0,04	1,83	0,92	2,42	3,86	0,77	0,20	2,05	99,88
C 1553	374,425	2 377,625	n° 201297	70,64	14,98	3,11	0,00	0,52	1,56	3,99	3,14	0,27	0,13	1,48	99,82
C 1554	376,375	2 377,325	n° 201298	73,72	14,07	2,43	0,00	0,21	0,31	1,88	5,59	0,08	0,07	1,49	99,85
C 1556	376,525	2 377,325	n° 201299	67,19	15,94	5,12	0,03	1,63	0,52	2,36	3,50	0,74	0,16	2,68	99,87
C 1558	373,25	2 378,275	n° 201300	74,46	13,72	1,99	0,00	0,36	0,30	3,81	3,76	0,15	0,10	1,15	99,80
C 0016	369,85	2 381,625	n° 12536	64,59	17,12	5,67	0,04	1,81	0,36	2,04	4,31	0,79	0,14	2,99	99,86
C 0172	367,05	2 377,325	n° 12561	67,79	15,31	4,98	0,03	1,44	0,36	2,24	3,98	0,66	0,16	2,91	99,86
C 0174	367,12	2 377,9	n° 12530	66,30	16,27	5,54	0,03	1,79	0,41	2,27	3,56	0,77	0,10	2,81	99,85
C 0207	375,525	2 379,075	n° 12551	67,51	15,60	5,03	0,03	1,63	0,56	2,30	3,56	0,72	0,17	2,76	99,87
C 0220	373,225	2 377,1	n° 12544	67,16	15,93	5,01	0,03	1,59	0,66	2,47	3,66	0,71	0,17	2,47	99,86
C2349	372,15	2 365,9	n° 201301	74,00	14,28	1,50	0,00	0,20	0,37	3,10	4,55	0,08	0,18	1,48	99,74
C2403	385,5	2 384,075	n° 201302	47,57	14,25	13,35	0,17	6,71	10,55	2,43	0,24	2,98	0,33	1,29	99,87
C2404	372,415	2 366,375	n° 201303	75,46	13,68	1,24	0,00	0,15	0,37	3,16	4,40	0,00	0,23	1,03	99,72

Label	Lambert X	Lambert Y	CRPG	SiO ₂ %	Al ₂ O ₃ %	Fe ₂ O ₃ %	MnO %	MgO %	CaO %	Na ₂ O %	K ₂ O %	TiO ₂ %	P ₂ O ₅ %	PF %	Total %
C270	373,25	2 378,175	n° 12537	67,17	16,01	4,92	0,03	1,54	1,18	2,96	2,89	0,67	0,17	2,30	99,84
C274	372,875	2 378,91	N° 12548	67,97	16,05	4,64	0,00	1,52	0,60	2,48	3,43	0,65	0,16	2,33	99,83
C275	369,4	2 380,825	n° 12543	68,35	15,05	5,09	0,03	1,79	0,26	2,65	2,95	0,70	0,15	2,82	99,84
C295	367,675	2 378,56	n° 12540	66,36	15,88	5,79	0,03	1,65	0,52	2,49	3,26	0,75	0,18	2,94	99,85
C303	374	2 378,35	n° 12546	65,44	16,53	5,59	0,04	1,85	0,89	2,57	3,96	0,72	0,17	2,11	99,87
C338	374,5	2 381,574	n° 12533	66,60	15,78	5,36	0,03	1,67	0,38	2,09	4,05	0,72	0,18	3,02	99,88
C34	368,85	2 381,425	n° 12535	66,29	16,95	3,77	0,05	1,93	1,05	2,81	3,92	0,73	0,20	2,45	100,15
C341	376,675	2 383,35	n° 12541	66,47	16,34	5,18	0,03	1,63	0,21	2,01	3,80	0,72	0,10	3,37	99,86
C358	376,575	2 378,21	n° 12550	66,06	16,42	5,27	0,03	1,75	0,75	2,43	3,57	0,79	0,20	2,61	99,88
C407	373,875	2 377,5	n° 12531	68,37	15,25	5,29	0,03	2,03	0,00	1,72	3,58	0,64	0,14	2,69	99,74
C418	380,425	2 382,225	n° 201278	65,90	16,11	5,61	0,04	1,88	0,87	2,56	3,56	0,74	0,18	2,41	99,86
C43	368,725	2 383,11	n° 12534	66,66	15,90	4,88	0,04	1,50	0,71	2,46	4,43	0,64	0,19	2,50	99,91
C511	378,25	2 378	n° 12553	68,15	15,52	4,78	0,03	1,52	0,74	2,68	3,59	0,59	0,14	2,09	99,83
C59	381,25	2 379,05	n° 12554	74,16	13,75	1,86	0,00	0,45	0,49	2,95	4,57	0,19	0,15	1,21	99,78
C749	377,375	2 377,25	n° 12549	67,61	16,12	5,00	0,00	1,51	0,18	2,35	3,51	0,69	0,11	2,76	99,84
C757	377,15	2 377,975	n° 12552	66,31	16,28	5,46	0,04	1,73	0,71	2,38	3,68	0,76	0,19	2,33	99,87
C779	373,8	2 378	n° 12547	69,51	14,86	3,41	0,00	0,91	2,06	3,68	3,42	0,39	0,11	1,44	99,79
C791	373,125	2 378,35	n° 201279	72,92	14,33	2,44	0,00	0,42	0,68	3,89	3,61	0,13	0,12	1,26	99,80
C798	370,5	2 380,475	n° 12539	66,15	16,07	5,56	0,03	1,73	0,76	2,43	3,79	0,75	0,17	2,40	99,84
C 0009	367,825	2 382,315	n° 12532	64,25	17,33	5,40	0,03	1,76	0,57	2,35	4,40	0,76	0,14	2,90	99,89
C945	372,45	2 386,2	n° 201280	66,60	16,04	5,07	0,03	1,52	0,47	2,23	3,75	0,72	0,16	3,25	99,84
C951	372,91	2 387,9	n° 201281	66,55	16,04	5,33	0,03	1,64	0,65	2,24	3,72	0,74	0,17	2,75	99,86
C992	375,1	2 385,2	n° 201282	67,30	16,05	4,78	0,00	1,43	0,26	2,11	4,29	0,66	0,17	2,78	99,83
CD163	388,37	2 381	n° 201247	69,59	15,33	4,05	0,00	1,24	0,29	2,21	4,02	0,52	0,19	2,52	99,96
CD172	387,5	2 379,87	n° 201248	66,33	16,34	5,34	0,03	1,65	0,52	2,24	3,81	0,74	0,17	2,69	99,86
CD299	388,6	2 381,9	n° 201249	71,40	12,79	5,68	0,03	1,73	0,26	2,54	2,56	0,73	0,18	1,95	99,85
CF	367,45	2 383,1	n° 12545	67,81	15,70	4,66	0,03	1,22	0,24	2,10	4,08	0,64	0,11	3,25	99,84
CP001	354,86	2 372,86	n° 201254	42,07	13,00	8,58	0,12	21,08	7,86	0,90	0,13	0,43	0,11	5,56	99,84
CP008	357,46	2 372,64	n° 201255	49,30	18,83	6,18	0,09	7,47	11,19	2,33	1,40	0,49	0,08	2,50	99,86
CP027	358,03	2 372,89	n° 201256	52,53	15,59	10,58	0,14	8,68	7,26	1,83	0,61	0,69	0,13	1,81	99,85
CP075	358,1	2 372,75	n° 201257	75,75	14,17	1,09	0,03	0,00	0,15	4,74	3,41	0,00	0,08	0,30	99,72
CP100	356,51	2 373,16	n° 201258	48,11	18,10	5,18	0,08	10,26	15,22	1,52	0,06	0,40	0,09	0,92	99,94

Label	Lambert X	Lambert Y	CRPG	SiO2 %	Al2O3%	Fe2O3%	MnO%	MgO%	CaO%	Na2O%	K2O%	TiO2%	P2O5%	PF%	Total%
CP123	357,34	2 372,53	n° 201259	67,51	14,89	3,90	0,04	1,16	2,18	3,94	2,30	0,41	0,12	3,34	99,79
CP144	354	2 372,46	n° 201260	46,84	14,03	15,09	0,20	5,85	9,84	2,48	0,37	3,74	0,35	1,41	100,20
CP219	375,14	2 376,02	n° 201261	59,60	16,60	6,87	0,10	3,30	4,94	4,03	1,34	0,92	0,17	1,97	99,84
CP226	374,96	2 375,81	n° 201262	59,94	16,61	6,48	0,08	3,20	5,07	4,06	1,58	0,83	0,18	1,82	99,85
CP268	375,14	2 376,66	n° 201263	54,71	19,32	7,80	0,10	2,67	7,72	4,18	0,96	1,48	0,22	0,69	99,85
CP376	387,83	2 382	n° 201264	62,92	17,34	4,94	0,04	1,62	4,47	4,39	1,60	0,65	0,18	1,69	99,84
CP499	373,17	2 378,49	n° 201265	56,57	17,88	7,64	0,12	3,27	6,18	3,96	1,27	1,17	0,22	1,54	99,82
CP512	374,53	2 376,94	N° 201266	73,10	14,12	2,51	0,03	0,36	1,52	4,09	3,11	0,18	0,09	0,72	99,83
CP547	370,95	2 378,77	N° 201267	54,78	16,50	9,38	0,12	2,37	6,24	4,36	1,82	1,86	0,42	2,03	99,88
CP560	371	2 378,77	N° 201268	64,05	15,08	7,16	0,12	1,09	3,19	4,38	2,60	0,81	0,24	1,71	100,43
CS145	376,55	2 368,95	N° 201277	68,68	15,35	4,03	0,03	0,97	2,03	3,45	3,41	0,53	0,23	1,14	99,85
CS22	379,4	2 368	N° 201275	71,64	14,66	3,11	0,00	0,71	0,29	2,58	4,60	0,38	0,14	1,75	99,86
CS608	372,38	2 366,44	N° 201274	70,31	14,68	3,53	0,03	1,02	0,95	4,18	3,21	0,44	0,18	1,32	99,85
CS87	379,6	2 368,9	N° 201276	71,64	14,75	2,48	0,00	0,58	0,38	3,12	4,86	0,33	0,13	1,55	99,82
DS311	403,4	2 362,6	N° 201251	77,09	12,69	1,04	0,00	0,16	0,17	2,72	4,88	0,00	0,12	0,90	99,77
DS42	394,4	2 367,6	N° 201250	69,14	15,49	3,14	0,03	0,82	2,16	3,50	3,89	0,37	0,18	1,12	99,84
DS487	392,7	2 370,2	N° 201252	71,78	14,79	2,75	0,00	0,60	0,61	3,00	4,34	0,30	0,19	1,45	99,81
DS593	397,4	2 369	N° 201253	69,19	14,52	4,88	0,07	0,48	1,22	3,82	3,83	0,46	0,19	1,21	99,87
F110	363,49	2 381,75	N° 12557	60,42	18,80	5,91	0,03	2,05	0,30	3,71	4,35	0,95	0,21	3,16	99,89
F1134	363,8	2 371,55	N° 201305	40,27	27,35	12,55	0,07	4,52	0,29	0,12	7,15	1,52	0,28	5,82	99,94
F1160	362,4	2 371,85	N° 12576	64,29	15,77	6,88	0,06	2,20	1,85	2,45	3,21	0,97	0,21	1,98	99,87
F1189	362,35	2 372,85	N° 12577	76,54	12,74	0,61	0,00	0,00	0,11	2,34	6,15	0,00	0,06	1,10	99,65
F1203	361,55	2 374,125	N° 12578	65,27	16,36	5,73	0,04	1,78	0,63	2,25	4,29	0,74	0,18	2,62	99,89
F1221	357,25	2 375,775	N° 12579	66,86	15,98	5,12	0,00	1,64	0,40	2,40	3,95	0,68	0,16	2,66	99,85
F149	355,425	2 373,475	N° 201304	65,96	16,07	6,08	0,03	2,00	0,74	2,29	3,68	0,76	0,19	2,07	99,87
F158	363,75	2 374,475	N° 12558	64,95	16,05	5,63	0,04	1,69	1,05	2,31	4,55	0,74	0,20	2,67	99,88
F170	358,9	2 376,39	N° 12559	67,58	15,56	4,77	0,00	1,67	0,19	2,08	3,81	0,68	0,14	3,35	99,83
F171	359,6	2 377,075	N° 12560	63,93	17,08	5,97	0,04	2,05	0,44	2,17	4,28	0,78	0,19	2,95	99,88
F172	360,5	2 375,48	N° 12529	65,53	16,28	5,79	0,04	1,86	0,60	2,29	3,72	0,79	0,18	2,79	99,87
F194	359,875	2 382,7	N° 12562	58,39	19,64	6,33	0,04	2,02	0,21	5,97	3,20	0,85	0,16	3,09	99,90
F2037	359,299	2 387,6	N° 201306	74,60	14,15	1,03	0,00	0,29	0,26	3,18	4,60	0,11	0,21	1,33	99,76
F2053	365,5	2 389,725	N° 201307	67,48	15,75	4,75	0,03	1,40	0,80	2,57	4,03	0,67	0,20	2,18	99,86

Label	Lambert X	Lambert Y	CRPG	SiO ₂ %	Al ₂ O ₃ %	Fe ₂ O ₃ %	MnO %	MgO %	CaO %	Na ₂ O %	K ₂ O %	TiO ₂ %	P ₂ O ₅ %	PF %	Total %
F2132	360,075	2 385,775	n° 201308	66,62	15,68	5,38	0,04	1,56	0,92	2,70	3,94	0,73	0,20	2,10	99,87
F2170	362,525	2 389,3	n° 201309	66,57	15,96	5,47	0,03	1,77	0,33	2,23	3,98	0,79	0,18	2,56	99,87
F2259	358,55	2 385,975	n° 201310	67,13	15,85	5,06	0,03	1,61	0,51	2,41	3,90	0,71	0,15	2,50	99,86
F2287	347,775	2 373,925	n° 201311	66,89	15,80	5,38	0,00	1,77	0,25	2,06	3,93	0,78	0,18	2,83	99,87
F2303	351,65	2 375,35	n° 201312	66,51	15,84	5,67	0,03	1,66	0,58	2,20	3,73	0,78	0,18	2,68	99,86
F2419	349,025	2 384,2	n° 201313	67,50	16,45	2,91	0,03	0,99	0,00	2,04	7,47	0,37	0,17	1,88	99,81
F2445	347,8	2 385,975	n° 201314	65,24	16,22	5,64	0,04	1,80	0,78	2,52	3,82	0,82	0,20	2,80	99,88
F2552	360,447	2 388,85	n° 201315	66,53	16,53	5,05	0,03	1,53	0,31	2,23	3,81	0,71	0,19	2,94	99,86
F2563	366,25	2 385,5	n° 201316	66,43	16,01	5,42	0,03	1,66	0,71	2,60	3,71	0,70	0,17	2,42	99,86
F2692	348,25	2 385,325	n° 201317	54,95	21,08	7,37	0,03	2,28	0,28	4,09	5,62	1,06	0,27	2,91	99,94
F2693	348,425	2 385,39	n° 201318	66,67	15,57	5,60	0,03	1,85	0,23	2,39	3,91	0,74	0,19	2,69	99,87
F2694	347,51	2 382,6	n° 201319	75,53	13,09	1,32	0,00	0,28	0,19	2,81	5,38	0,12	0,16	0,89	99,77
F2695	346,65	2 382,4	n° 201320	67,51	15,69	4,58	0,00	1,41	0,49	2,24	4,76	0,62	0,16	2,39	99,85
F2696	349,3	2 378,8	n° 201321	66,95	15,80	5,29	0,03	1,71	0,48	2,26	3,74	0,75	0,14	2,72	99,87
F2730	354,95	2 379,79	n° 201322	67,71	15,48	5,18	0,03	1,57	0,22	2,09	4,23	0,71	0,19	2,75	100,16
F2731	348,775	2 382,475	n° 201323	65,61	16,09	5,71	0,04	1,83	0,80	2,38	4,02	0,78	0,19	2,44	99,89
F2733	359,3	2 387,6	n° 201324	67,18	15,76	5,21	0,00	1,67	0,29	2,22	3,71	0,73	0,17	2,91	99,85
F2734	355,65	2 376,925	n° 201325	66,74	15,63	5,33	0,03	1,59	0,73	2,51	3,87	0,74	0,18	2,52	99,87
F2735	351,375	2 383,722	n° 201326	66,20	15,61	5,56	0,04	1,83	0,68	2,56	3,84	0,76	0,20	2,60	99,88
F311	358,15	2 383,425	n° 12563	66,27	16,05	5,25	0,03	1,73	0,39	2,73	3,97	0,74	0,16	2,54	99,86
F324	358,45	2 382,475	n° 12564	60,54	18,29	5,82	0,03	1,99	0,00	3,19	5,85	0,77	0,16	3,14	99,78
F327	358,3	2 382,6	n° 12565	63,84	17,20	5,43	0,03	1,90	0,60	2,30	4,52	0,74	0,21	3,11	99,88
F36	363,6	2 385,25	n° 12555	66,67	15,39	4,97	0,03	1,68	0,97	2,20	4,37	0,68	0,18	2,71	99,85
F369	358,5	2 380,2	n° 12566	65,80	16,28	5,40	0,00	1,88	0,25	2,11	3,58	0,74	0,19	3,62	99,85
F373	358,45	2 379,525	n° 12567	66,56	15,60	5,63	0,04	1,85	1,01	2,48	3,72	0,81	0,21	2,43	100,34
F450	361,675	2 377,3	n° 12568	66,96	15,79	5,25	0,03	1,61	0,64	2,47	3,78	0,68	0,17	2,48	99,86
F547	363,15	2 380,78	n° 12569	67,03	15,92	5,06	0,03	1,63	0,46	2,27	3,91	0,72	0,15	2,70	99,88
F575	362,15	2 374,625	n° 12570	67,34	15,63	5,03	0,03	1,54	0,64	2,41	3,89	0,68	0,19	2,49	99,87
F584	365,725	2 384,89	n° 12571	67,83	15,61	4,41	0,00	1,34	0,67	2,69	4,20	0,55	0,16	2,37	99,83
F0721	363,725	2 375,6	n° 12572	66,08	15,83	5,61	0,03	1,82	0,61	2,40	3,44	0,79	0,21	3,03	99,85
F0756	356,875	2 373,95	n° 12573	65,00	16,50	5,85	0,03	1,96	0,45	2,26	3,84	0,80	0,18	3,00	99,87
F0784	361,575	2 372,35	n° 12574	63,54	15,92	7,29	0,06	2,36	1,80	2,45	3,06	1,03	0,17	2,17	99,85

Label	Lambert X	Lambert Y	CRPG	SiO ₂ %	Al ₂ O ₃ %	Fe ₂ O ₃ %	MnO %	MgO %	CaO %	Na ₂ O %	K ₂ O %	TiO ₂ %	P ₂ O ₅ %	PF %	Total %
F0903	366,525	2 383,82	n° 12575	64,79	16,92	4,90	0,04	1,61	0,96	3,05	4,19	0,63	0,18	2,59	99,86
F0096	365,4	2 380,625	n° 12556	66,90	15,62	5,19	0,03	1,81	0,81	2,55	3,53	0,71	0,20	2,51	99,86
TD096	394,8625	2 380,05	n° 201269	71,03	14,77	3,35	0,00	0,74	0,15	3,10	3,79	0,34	0,12	2,45	99,84

Label	Lambert X	Lambert Y	CRPG	As 75 ppm	Ba 137 ppm	Be 9 ppm	Bi 209 ppm	Cd 111 ppm	Co 59 ppm	Cr 53 ppm	Cs 133 ppm	Cu 63 ppm	Ga 71 ppm	Ge 74 ppm	Hf 180 ppm	In 115 ppm	Mo 98 ppm	Nb 93 ppm	Ni 60 ppm
BS 032	393,4	2 365,7	n° 201270	1,55	262,04	2,95	0,10	0	0,81	0,00	6,20	0,00	15,98	1,67	2,15	0,00	0,00	4,26	0,00
BS 397	389,085	2 365,265	n° 201273	1,49	174,34	0,00	0,20	0	0,65	0,00	6,99	0,00	16,39	1,79	1,81	0,11	0,00	4,12	0,00
BS 057	397,3	2 363,6	n° 201271	8,28	91,31	1,70	1,72	0	0,32	0,00	5,89	6,71	18,03	1,73	2,04	0,15	0,00	4,70	0,00
BS 062	397	2 363	n° 201272	26,32	82,15	2,26	0,48	0	0,67	0,00	12,32	0,00	17,95	1,98	2,03	0,13	0,00	4,41	0,00
C 1000	373,561	2 385,375	n° 201283	9,10	693,36	1,93	0,18	0	7,18	77,33	2,34	14,21	26,27	1,19	6,97	0,00	0,66	13,10	25,58
C 1040	376,45	2 387,765	n° 201284	9,66	779,53	2,09	0,19	0	8,11	77,93	7,20	28,38	22,48	1,50	5,84	0,11	0,00	12,13	15,97
C 1071	378,875	2 384,925	n° 201285	8,59	750,17	0,00	0,25	0	8,16	78,18	7,95	31,52	21,96	1,51	6,30	0,11	0,00	11,58	20,01
C 1086	376,465	2 386,025	n° 201286	6,57	635,19	2,66	0,26	0	6,33	70,21	5,77	22,47	21,11	1,49	5,52	0,10	0,00	11,37	25,40
C 1212	382,975	2 383,875	n° 201287	8,33	611,77	2,17	0,30	0	7,20	71,23	7,02	28,71	21,64	1,79	5,88	0,12	0,68	11,17	16,10
C 1252	384,1	2 382,75	n° 201288	8,67	196,54	1,98	0,21	0	5,03	55,70	3,84	19,29	20,28	1,80	4,94	0,00	0,00	8,93	22,92
C 1258	382,775	2 382,25	n° 201289	27,00	529,60	1,56	0,40	0	4,32	46,93	5,22	28,53	21,07	1,97	5,58	0,12	0,56	9,11	15,54
C 0127	371,725	2 378,425	n° 12542	3,23	563,82	1,87	0,10	0,00	5,82	57,18	5,21	23,13	23,10	1,06	6,23	0,00	0,00	9,89	12,15
C 1345	383,9	2 376,025	n° 201290	8,31	604,97	2,17	0,22	0	7,74	74,41	3,56	24,12	22,85	1,52	5,91	0,10	0,82	11,13	22,99
C 0143	378,55	2 379,75	n° 12538	6,39	607,84	1,70	0,31	0,00	6,83	65,95	4,55	30,35	20,06	1,54	5,68	0,10	0,51	9,97	18,96
C 1430	381	2 379,3	n° 201291	1,35	181,95	2,47	0,00	0,36	31,04	22,26	1,97	18,83	29,22	1,68	8,75	0,15	1,99	32,85	22,63
C 1441	379,95	2 379,2	n° 201292	86,01	331,95	1,94	0,00	0	2,16	9,54	5,90	8,41	18,98	1,72	2,97	0,00	0,00	5,66	0,00
C 1507	379,8	2 383,525	n° 201293	0,75	42,40	0,00	0,21	0	1,72	0,00	8,22	0,00	17,01	3,04	1,48	0,00	0,00	5,48	0,00
C1538	380,525	2 382,1	n° 201294	2,99	575,08	2,49	0,28	0,3	11,80	79,86	5,95	31,47	21,73	1,75	6,27	0,00	0,59	10,70	27,72
C 1547	380,05	2 383,475	n° 201295	30,93	61,85	0,00	1,95	0	2,18	0,00	8,07	0,00	18,13	2,99	2,32	0,00	0,00	6,51	0,00
C1552	374,4	2 377,685	n° 201296	6,76	708,58	2,01	0,27	0	6,10	78,00	7,11	21,26	20,76	1,66	5,75	0,11	0,65	11,09	15,02
C 1553	374,425	2 377,625	n° 201297	0,00	479,99	2,32	0,37	0	4,23	0,00	2,03	17,86	20,32	1,40	4,36	0,00	0,00	5,89	0,00
C 1554	376,375	2 377,325	n° 201298	24,66	891,67	1,83	0,34	0	0,62	0,00	2,28	15,51	19,11	1,71	3,32	0,00	0,56	5,34	0,00
C 1556	376,525	2 377,325	n° 201299	7,51	718,00	1,90	0,33	0	5,85	71,46	3,76	23,98	22,09	1,63	5,11	0,00	0,44	11,44	14,48
C 1558	373,25	2 378,275	n° 201300	1,83	468,74	1,69	0,00	0	1,40	0,00	1,95	0,00	16,49	1,10	2,75	0,00	0,00	4,34	0,00
C 0016	369,85	2 381,625	n° 12536	8,26	667,38	2,84	0,88	0,00	7,71	80,77	6,87	25,26	22,82	1,63	5,86	0,00	0,40	11,02	29,23
C 0172	367,05	2 377,325	n° 12561	53,61	726,42	1,48	0,24	0,00	4,99	69,34	11,65	16,38	21,96	1,64	5,88	0,10	0,51	10,60	12,37
C 0174	367,12	2 377,9	n° 12530	15,86	700,89	1,89	0,59	0,00	5,55	79,46	4,90	24,30	21,93	1,76	5,84	0,11	0,42	10,89	13,78
C 0207	375,525	2 379,075	n° 12551	8,34	717,22	1,86	0,21	0,00	5,65	67,36	4,03	21,59	20,42	1,49	5,86	0,10	0,41	9,91	21,17
C 0220	373,225	2 377,1	n° 12544	7,58	735,52	1,73	0,30	0,00	4,71	65,06	5,08	24,14	20,67	1,54	5,52	0,11	0,42	9,71	15,38
C2349	372,15	2 365,9	n° 201301	20,87	205,63	2,27	0,90	0	0,97	0,00	9,27	0,00	18,27	1,91	2,00	0,12	0,00	5,73	0,00
C2403	385,5	2 384,075	n° 201302	0,00	72,88	0,00	0,00	0	45,53	176,90	1,98	85,59	22,63	1,57	4,55	0,00	0,79	18,93	84,98
C2404	372,415	2 366,375	n° 201303	1,64	145,33	1,59	0,80	0	1,16	0,00	3,32	9,80	19,65	1,65	1,91	0,12	0,00	5,52	0,00
C270	373,25	2 378,175	n°12537	4,21	515,48	2,08	0,00	0,00	5,80	58,45	5,38	23,79	20,78	1,61	6,25	0,00	0,86	9,23	15,57

Label	Lambert X	Lambert Y	CRPG	As 75 ppm	Ba 137 ppm	Be 9 ppm	Bi 209 ppm	Cd 111 ppm	Co 59 ppm	Cr 53 ppm	Cs 133 ppm	Cu 63 ppm	Ga 71 ppm	Ge 74 ppm	Hf 180 ppm	In 115 ppm	Mo 98 ppm	Nb 93 ppm	Ni 60 ppm
C274	372,875	2 378,91	n° 12548	6,46	611,40	2,29	0,00	0,00	6,66	57,57	4,05	17,50	22,08	1,51	5,67	0,00	0,00	9,07	20,03
C275	369,4	2 380,825	n° 12543	18,16	527,23	1,42	0,28	0,00	3,26	59,59	3,45	19,66	18,49	1,17	5,86	0,00	0,46	9,65	14,16
C295	367,675	2 378,56	n° 12540	25,09	548,89	1,70	0,57	0,00	7,59	73,99	5,75	22,87	21,10	1,51	5,27	0,00	0,73	10,08	15,23
C303	374	2 378,35	n° 12546	8,83	764,60	2,55	0,19	0,4793	10,83	72,96	6,90	39,66	23,16	1,71	6,23	0,10	1,42	10,71	21,15
C338	374,5	2 381,574	n° 12533	6,14	668,44	2,25	0,24	0,00	10,84	67,97	6,25	22,54	20,16	1,41	5,10	0,11	0,47	9,97	19,97
C34	368,85	2 381,425	n° 12535	9,86	676,98	2,63	0,35	0,3486	7,36	64,14	7,72	33,99	21,38	1,64	6,36	0,00	1,36	9,98	15,28
C341	376,675	2 383,35	n° 12541	12,55	715,46	1,62	0,42	0,00	6,50	70,98	5,42	19,99	21,05	1,62	5,45	0,00	0,66	9,76	18,75
C358	376,575	2 378,21	n° 12550	4,82	628,69	2,22	0,26	0,00	9,56	74,77	6,61	28,80	22,83	1,79	6,48	0,00	0,52	10,44	16,51
C407	373,875	2 377,5	n° 12531	9,56	542,62	1,98	0,22	0,00	4,63	63,49	3,31	18,85	20,12	1,97	5,10	0,00	0,48	8,97	16,95
C418	380,425	2 382,225	n° 201278	7,21	601,20	2,31	0,16	0	6,23	78,37	4,49	24,35	22,71	1,63	5,38	0,00	0,93	11,25	21,59
C43	368,725	2 383,11	n° 12534	7,13	815,38	2,42	0,28	0,00	5,70	61,62	5,85	18,39	21,23	1,72	5,62	0,11	0,42	10,12	12,22
C511	378,25	2 378	n° 12553	13,44	535,65	2,29	0,00	0,00	4,72	55,07	6,30	15,59	20,16	1,61	5,10	0,00	0,68	9,00	14,35
C59	381,25	2 379,05	n° 12554	73,74	277,63	1,85	2,06	0,00	1,96	6,64	5,12	20,17	16,70	1,54	2,86	0,11	0,66	4,66	0,00
C749	377,375	2 377,25	n° 12549	8,61	648,27	1,86	0,26	0,00	5,75	69,67	3,95	26,59	21,50	1,56	5,23	0,00	0,61	9,67	17,32
C757	377,15	2 377,975	n° 12552	9,13	705,92	1,88	0,30	0,00	8,64	74,60	5,84	26,23	21,53	1,49	6,26	0,10	0,46	10,20	26,28
C779	373,8	2 378	n° 12547	1,05	411,28	2,52	1,49	0,00	5,21	7,04	2,52	35,14	19,70	1,55	4,69	0,00	0,00	5,21	0,00
C791	373,125	2 378,35	n° 201279	3,26	486,77	2,10	3,95	0	1,54	0,00	2,15	61,05	16,82	1,19	2,81	0,00	1,46	4,59	0,00
C798	370,5	2 380,475	n° 12539	6,93	641,03	1,71	0,21	0,00	6,95	69,39	5,98	31,80	22,24	1,69	5,93	0,11	0,44	11,00	19,81
C 0009	367,825	2 382,315	n° 12532	6,56	856,08	2,09	0,30	0,00	6,07	103,73	6,38	23,04	22,52	1,75	6,01	0,00	3,87	10,92	28,75
C945	372,45	2 386,2	n° 201280	6,31	607,19	2,56	0,25	0	6,36	65,77	3,98	28,13	21,96	1,43	5,39	0,00	0,44	11,38	12,86
C951	372,91	2 387,9	n° 201281	6,49	686,37	1,83	0,15	0	6,56	71,74	6,62	28,03	20,82	1,54	5,99	0,11	0,00	10,94	14,85
C992	375,1	2 385,2	n° 201282	9,73	654,06	2,18	0,39	0	5,95	66,73	4,95	23,77	21,32	1,34	5,32	0,10	0,00	10,55	12,31
CD163	388,37	2 381	n° 201247	2,66	465,67	1,65	0,00	0	5,03	48,84	4,52	22,00	19,85	1,52	4,76	0,00	0,00	9,09	11,45
CD172	387,5	2 379,87	n° 201248	7,86	644,68	2,07	0,25	0	5,31	66,04	5,28	24,20	21,70	1,68	5,40	0,00	0,00	10,69	16,39
CD299	388,6	2 381,9	n° 201249	1,85	533,75	0,00	0,00	0	10,48	65,46	1,98	15,56	17,97	0,85	6,11	0,10	0,00	10,38	30,51
CF	367,45	2 383,1	n° 12545	4,74	680,05	2,04	0,23	0,00	4,77	58,51	3,84	19,18	20,09	1,54	5,75	0,10	0,70	10,13	14,66
CP001	354,86	2 372,86	n° 201254	0,00	16,84	0,00	0,00	0	76,84	524,36	1,56	48,76	9,02	0,99	0,70	0,00	0,00	0,60	272,69
CP008	357,46	2 372,64	n° 201255	5,55	137,10	0,00	0,00	0	33,10	509,30	3,40	41,98	14,56	1,16	0,68	0,00	0,00	0,44	51,52
CP027	358,03	2 372,89	n° 201256	47,66	98,53	0,00	0,08	0	51,81	343,37	2,29	98,87	16,55	1,54	2,01	0,00	0,00	3,63	181,07
CP075	358,1	2 372,75	n° 201257	60,96	21,54	0,00	5,67	0	0,33	0,00	12,92	0,00	25,76	3,69	1,89	0,26	0,00	17,24	0,00
CP100	356,51	2 373,16	n° 201258	0,00	15,02	0,00	0,00	0	32,89	1 684,11	1,12	73,24	12,08	1,30	0,59	0,00	0,00	0,33	138,21
CP123	357,34	2 372,53	n° 201259	1,17	149,65	1,99	0,00	0	6,08	15,25	5,98	0,00	20,91	1,61	4,75	0,00	0,00	5,51	5,42
CP144	354	2 372,46	n° 201260	0,00	123,65	0,00	0,00	0	46,53	58,31	0,94	28,35	22,66	1,45	5,27	0,13	1,15	22,51	24,83
CP219	375,14	2 376,02	n° 201261	2,36	210,19	0,00	0,00	0	18,35	55,91	1,60	6,44	20,11	1,29	3,74	0,00	0,00	4,76	22,08

Label	Lambert X	Lambert Y	CRPG	As 75 ppm	Ba 137 ppm	Be 9 ppm	Bi 209 ppm	Cd 111 ppm	Co 59 ppm	Cr 53 ppm	Cs 133 ppm	Cu 63 ppm	Ga 71 ppm	Ge 74 ppm	Hf 180 ppm	In 115 ppm	Mo 98 ppm	Nb 93 ppm	Ni 60 ppm
CP226	374,96	2 375,81	n° 201262	2,27	223,79	0,00	0,00	0	16,38	58,92	1,50	13,95	19,87	1,14	4,70	0,00	0,00	3,83	18,82
CP268	375,14	2 376,66	n° 201263	2,38	175,14	0,00	0,00	0	18,42	47,79	0,98	22,23	21,57	1,13	3,58	0,00	1,06	5,32	17,92
CP376	387,83	2 382	n° 201264	0,00	290,05	0,00	0,00	0,31	8,81	12,00	1,80	0,00	20,83	1,31	6,35	0,00	0,51	5,16	0,00
CP499	373,17	2 378,49	n° 201265	1,95	186,30	0,00	0,19	0	18,33	10,46	2,79	10,58	20,09	1,25	4,43	0,00	0,00	5,14	8,58
CP512	374,53	2 376,94	n° 201266	2,11	468,06	2,11	0,00	0	2,81	18,33	1,44	5,94	18,80	1,36	4,20	0,00	1,85	6,19	0,00
CP547	370,95	2 378,77	n° 201267	0,00	318,06	2,25	0,00	0	18,96	11,13	1,25	12,47	32,89	1,66	10,94	0,13	1,29	27,08	9,45
CP560	371	2 378,77	n° 201268	0,00	463,80	3,73	0,00	0	9,14	0,00	1,59	5,82	33,22	1,60	19,40	0,12	2,88	31,19	0,00
CS145	376,55	2 368,95	n° 201277	5,24	541,58	0,00	0,00	0	4,94	17,29	13,33	0,00	22,41	1,52	5,60	0,00	0,00	11,79	5,97
CS22	379,4	2 368	n° 201275	3,97	808,13	2,01	0,00	0	3,03	16,21	4,35	9,38	19,58	1,40	5,99	0,00	0,60	7,63	6,21
CS608	372,38	2 366,44	n° 201274	0,78	582,12	2,67	0,20	0	4,55	16,99	1,26	8,55	19,80	1,07	5,96	0,00	0,00	8,27	6,72
CS87	379,6	2 368,9	n° 201276	11,16	525,17	2,75	0,67	0	2,51	12,95	4,74	8,86	17,37	1,29	3,81	0,00	0,00	5,90	0,00
DS311	403,4	2 362,6	n° 201251	1,46	310,38	0,00	0,50	0	2,48	0,00	3,48	0,00	12,67	1,72	1,96	0,00	0,00	3,03	12,47
DS42	394,4	2 367,6	n° 201250	0,00	493,72	2,14	0,00	0	4,31	13,25	4,56	0,00	19,18	1,48	4,69	0,00	0,00	6,69	0,00
DS487	392,7	2 370,2	n° 201252	2,95	482,72	2,76	0,00	0	3,40	12,26	4,43	0,00	19,84	1,28	4,34	0,00	0,00	7,14	0,00
DS593	397,4	2 369	n° 201253	14,22	707,16	2,20	0,47	0	2,81	0,00	1,25	26,83	20,24	1,14	10,51	0,19	0,00	12,00	0,00
F110	363,49	2 381,75	n° 12557	1,57	900,79	1,58	0,12	0,00	11,48	89,50	2,97	29,35	24,94	1,48	6,67	0,11	0,00	13,44	39,85
F1134	363,8	2 371,55	n° 201305	15,70	931,59	3,27	0,00	0	16,85	151,92	5,64	0,00	35,88	1,81	10,27	0,14	0,92	18,77	58,07
F1160	362,4	2 371,85	n° 12576	6,16	596,35	1,98	0,20	0,00	12,64	74,96	5,45	27,65	22,04	1,57	6,00	0,00	0,61	9,36	25,76
F1189	362,35	2 372,85	n° 12577	0,52	224,97	0,00	0,12	0,00	1,13	5,66	4,03	5,71	10,90	1,39	7,99	0,00	0,00	2,51	0,00
F1203	361,55	2 374,125	n° 12578	7,82	860,75	2,12	0,30	0,00	8,58	84,63	9,06	45,37	21,77	1,89	5,57	0,00	0,69	10,05	24,08
F1221	357,25	2 375,775	n° 12579	8,77	689,32	1,77	0,24	0,00	6,04	61,58	5,39	25,05	19,80	1,44	5,46	0,00	0,00	9,44	16,59
F149	355,425	2 373,475	n° 201304	6,50	618,38	2,03	0,24	0	13,33	83,45	9,20	27,43	22,15	1,68	5,60	0,00	0,65	10,56	42,24
F158	363,75	2 374,475	n° 12558	2,48	749,98	2,47	0,13	0,00	10,94	78,52	7,51	27,45	22,50	1,13	6,45	0,00	1,02	11,02	31,45
F170	358,9	2 376,39	n° 12559	8,25	723,38	1,68	0,29	0,00	5,52	63,88	3,72	22,20	21,11	1,37	5,83	0,00	0,59	9,98	15,80
F171	359,6	2 377,075	n° 12560	10,25	730,30	1,98	0,44	0,00	7,43	76,11	8,25	30,30	24,41	1,54	6,30	0,00	0,55	11,63	17,37
F172	360,5	2 375,48	n° 12529	9,13	708,73	1,80	0,96	0,00	10,38	76,89	6,80	23,81	20,83	1,72	6,39	0,00	1,45	10,86	16,09
F194	359,875	2 382,7	n° 12562	8,39	857,92	1,53	0,21	0,00	11,97	82,46	2,24	15,36	28,49	0,66	8,33	0,11	0,00	12,53	33,55
F2037	359,299	2 387,6	n° 201306	3,13	179,05	0,00	1,22	0	0,73	9,21	8,36	0,00	17,00	2,46	1,84	0,00	0,00	4,83	0,00
F2053	365,5	2 389,725	n° 201307	8,39	724,64	0,00	0,28	0	4,83	66,92	9,92	20,99	20,17	1,77	5,18	0,10	0,46	10,55	18,62
F2132	360,075	2 385,775	n° 201308	7,25	728,69	1,93	0,09	0,3111	6,61	70,57	5,73	28,91	21,76	1,46	5,65	0,00	1,05	11,68	21,77
F2170	362,525	2 389,3	n° 201309	22,23	712,89	1,84	0,42	0	7,57	80,68	10,63	16,99	22,31	1,77	6,07	0,11	0,00	12,33	14,35
F2259	358,55	2 385,975	n° 201310	7,00	665,23	1,81	0,27	0	5,30	61,49	6,29	16,21	21,14	1,51	5,62	0,00	0,00	10,95	14,80
F2287	347,775	2 373,925	n° 201311	4,69	729,01	2,18	0,18	0,3186	3,32	77,08	4,24	19,76	20,25	1,46	5,77	0,00	0,57	10,86	17,62
F2303	351,65	2 375,35	n° 201312	4,33	635,47	1,94	0,29	0	11,38	80,35	8,57	35,90	21,20	1,70	6,04	0,12	0,48	11,69	27,55

Label	Lambert X	Lambert Y	CRPG	As 75 ppm	Ba 137 ppm	Be 9 ppm	Bi 209 ppm	Cd 111 ppm	Co 59 ppm	Cr 53 ppm	Cs 133 ppm	Cu 63 ppm	Ga 71 ppm	Ge 74 ppm	Hf 180 ppm	In 115 ppm	Mo 98 ppm	Nb 93 ppm	Ni 60 ppm
F2419	349,025	2 384,2	n° 201313	8,79	1193,84	0,00	0,33	0	1,57	19,77	4,83	48,24	18,81	1,69	5,26	0,00	0,00	9,96	7,08
F2445	347,8	2 385,975	n° 201314	8,06	802,45	1,94	0,29	0	9,16	79,22	8,07	28,57	23,10	1,57	6,04	0,00	0,42	12,43	22,28
F2552	360,447	2 388,85	n° 201315	22,90	632,28	2,55	0,32	0	4,87	79,15	17,92	28,91	22,69	1,95	5,84	0,18	0,41	12,46	23,53
F2563	366,25	2 385,5	n° 201316	7,71	653,57	2,05	0,09	0	6,62	73,00	6,82	22,90	21,67	1,58	5,03	0,00	0,41	11,04	16,23
F2692	348,25	2 385,325	n° 201317	11,96	1336,29	0,00	0,00	0	13,19	107,07	3,95	35,23	24,25	1,75	8,48	0,00	0,97	16,68	41,60
F2693	348,425	2 385,39	n° 201318	9,13	771,93	1,92	0,09	0	8,69	70,48	3,56	25,67	21,34	1,45	5,67	0,00	0,54	11,05	26,33
F2694	347,51	2 382,6	n° 201319	0,00	162,24	0,00	8,62	0	1,37	8,13	3,07	5,57	13,61	1,79	2,50	0,00	0,00	4,74	0,00
F2695	346,65	2 382,4	n° 201320	5,99	840,65	2,15	0,33	0	5,75	61,62	6,48	21,06	20,41	1,42	5,78	0,00	0,00	9,83	13,12
F2696	349,3	2 378,8	n° 201321	3,27	697,68	2,42	0,25	0	5,21	76,11	6,29	23,73	21,78	1,50	6,03	0,00	0,57	11,43	15,62
F2730	354,95	2 379,79	n° 201322	17,48	862,64	0,00	0,22	0	6,57	68,52	4,34	24,22	22,09	1,58	5,51	0,00	1,06	11,54	25,11
F2731	348,775	2 382,475	n° 201323	12,96	820,77	1,87	0,44	0	7,63	82,56	8,49	30,61	23,55	1,49	5,73	0,11	0,00	12,69	16,96
F2733	359,3	2 387,6	n° 201324	10,00	698,74	1,79	0,28	0	6,78	71,35	5,90	27,25	21,98	1,76	6,00	0,00	0,41	11,24	27,74
F2734	355,65	2 376,925	n° 201325	7,35	712,31	2,39	0,25	0,3147	5,09	71,89	7,67	24,86	21,63	1,54	5,76	0,00	0,45	11,15	16,17
F2735	351,375	2 383,722	n° 201326	5,78	688,84	2,59	0,11	0,3011	4,81	75,96	4,30	25,98	22,21	1,38	5,79	0,00	0,89	11,60	16,96
F311	358,15	2 383,425	n° 12563	3,52	658,20	1,84	0,29	0,00	5,75	69,87	4,18	16,57	21,22	1,37	5,78	0,10	0,65	10,31	15,80
F324	358,45	2 382,475	n° 12564	59,90	616,63	1,22	0,21	0,00	6,69	70,63	4,37	5,69	22,35	0,92	5,95	0,00	0,91	11,06	23,61
F327	358,3	2 382,6	n° 12565	5,14	877,09	2,53	0,23	0,00	6,31	70,39	6,35	25,36	24,56	1,54	5,90	0,00	0,42	11,22	14,80
F36	363,6	2 385,25	n° 12555	0,70	701,60	1,60	0,00	0,00	9,26	68,55	4,72	28,56	21,17	1,26	5,90	0,00	0,83	10,60	27,81
F369	358,5	2 380,2	n° 12566	7,16	642,48	2,46	0,26	0,00	6,16	74,64	4,29	27,14	21,26	1,43	6,19	0,10	0,48	10,63	16,30
F373	358,45	2 379,525	n° 12567	6,23	688,21	1,79	0,24	0,00	6,85	76,02	6,76	27,91	21,38	1,54	5,63	0,00	1,02	11,21	17,84
F450	361,675	2 377,3	n° 12568	6,86	701,69	2,09	0,26	0,00	8,60	65,39	6,62	27,98	20,90	1,77	6,13	0,00	0,53	9,86	29,55
F547	363,15	2 380,78	n° 12569	5,35	730,57	1,82	0,25	0,00	5,72	69,10	5,53	21,71	21,42	1,57	5,86	0,00	0,43	10,48	14,40
F575	362,15	2 374,625	n° 12570	7,24	715,49	2,53	0,25	0,00	5,53	64,16	4,95	20,27	21,61	1,34	5,54	0,10	0,00	10,34	18,09
F584	365,725	2 384,89	n° 12571	4,28	672,26	2,26	0,08	0,00	5,83	53,25	5,81	20,53	19,92	1,46	5,11	0,00	0,57	8,44	15,75
F0721	363,725	2 375,6	n° 12572	10,13	547,94	1,72	0,27	0,00	4,18	72,50	3,97	17,09	22,39	1,56	7,00	0,00	0,42	11,75	15,93
F0756	356,875	2 373,95	n° 12573	9,75	670,16	2,67	0,44	0,319	7,13	87,92	10,46	36,72	22,45	1,40	6,42	0,00	1,31	11,00	24,08
F0784	361,575	2 372,35	n° 12574	5,98	508,87	2,45	0,21	0,00	12,19	79,58	6,03	25,89	21,89	1,51	6,47	0,13	0,54	9,77	25,40
F0903	366,525	2 383,82	n° 12575	3,45	703,01	1,72	0,12	0,00	5,91	59,33	3,83	20,93	22,79	1,73	5,70	0,11	0,77	9,94	16,01
F0096	365,4	2 380,625	n° 12556	8,27	589,36	1,56	0,53	0,00	5,92	68,75	6,23	25,35	21,70	1,46	4,95	0,00	1,11	10,26	15,68
TD096	394,8625	2 380,05	n° 201269	3,53	533,37	1,50	0,13	0	1,06	6,35	3,54	7,16	20,27	1,48	4,30	0,00	0,00	6,18	0,00

Label	Lambert X	Lambert Y	CRPG	Pb Total ppm	Rb 85 ppm	Sb 121 ppm	Sn 118 ppm	Sr 86 ppm	Ta 181 ppm	Th 232 ppm	U 238 ppm	V 51 ppm	W 184 ppm	Y 89 ppm	Zn 66 ppm	Zr 90 ppm
BS 032	393,4	2 365,7	n° 201270	20,51	196,86	0,00	5,16	32,48	1,00	4,45	4,61	6,10	3,23	17,15	18,57	57,33
BS 397	389,085	2 365,265	n° 201273	6,34	199,97	0,18	15,51	34,22	1,43	2,86	1,50	1,63	3,30	8,35	12,17	33,75
BS 057	397,3	2 363,6	n° 201271	18,13	209,76	0,00	18,03	28,94	0,99	2,85	3,64	2,36	5,12	16,04	21,78	49,63
BS 062	397	2 363	n° 201272	17,50	223,63	0,00	9,33	12,31	0,97	2,96	7,18	2,83	4,59	13,58	42,01	50,21
C 1000	373,561	2 385,375	n° 201283	14,14	114,81	0,17	4,13	143,99	1,07	11,70	3,92	119,92	2,76	28,19	81,76	267,20
C 1040	376,45	2 387,765	n° 201284	19,60	150,50	0,17	4,67	85,90	1,01	11,83	3,83	108,68	1,48	33,95	72,68	226,69
C 1071	378,875	2 384,925	n° 201285	20,00	141,74	0,17	4,38	97,79	1,01	11,36	2,86	107,41	2,13	28,70	76,30	230,88
C 1086	376,465	2 386,025	n° 201286	25,02	136,25	0,19	4,24	99,50	1,02	10,91	3,90	96,37	1,16	30,42	73,84	211,98
C 1212	382,975	2 383,875	n° 201287	18,05	137,66	0,19	3,66	91,09	0,99	9,74	3,78	102,43	1,35	32,68	72,77	224,13
C 1252	384,1	2 382,75	n° 201288	10,01	86,70	0,80	4,37	59,50	0,84	7,63	4,14	80,80	2,29	34,94	62,53	179,64
C 1258	382,775	2 382,25	n° 201289	19,59	145,04	0,66	6,00	69,84	0,95	10,04	5,38	70,90	1,99	36,86	77,73	207,77
C 0127	371,725	2 378,425	n° 12542	16,15	163,37	9,92	2,20	61,77	0,87	9,89	2,84	88,10	1,86	23,54	52,55	228,40
C 1345	383,9	2 376,025	n° 201290	17,65	126,39	0,58	4,00	85,65	0,98	11,21	5,09	107,08	2,14	28,82	76,91	224,51
C 0143	378,55	2 379,75	n° 12538	20,92	122,77	0,25	3,87	98,78	0,87	10,41	3,56	92,82	1,03	26,28	71,20	206,45
C 1430	381	2 379,3	n° 201291	8,90	28,25	0,00	3,67	277,55	2,51	4,59	1,36	319,91	0,77	50,15	170,83	333,79
C 1441	379,95	2 379,2	n° 201292	17,00	181,03	0,10	3,21	70,82	0,91	6,97	5,08	23,87	1,73	25,35	24,10	106,58
C 1507	379,8	2 383,525	n° 201293	15,33	191,81	0,19	9,56	28,59	2,03	0,94	2,67	0,00	3,01	7,63	9,27	23,84
C1538	380,525	2 382,1	n° 201294	21,47	122,81	0,30	4,22	100,94	0,97	10,44	3,59	111,49	1,51	33,22	96,29	222,47
C 1547	380,05	2 383,475	n° 201295	10,83	188,19	0,42	18,09	35,01	2,22	1,01	7,39	0,00	4,60	8,95	6,99	40,46
C1552	374,4	2 377,685	n° 201296	22,24	141,23	0,12	3,53	107,74	1,00	10,53	3,99	104,41	1,10	32,49	69,33	214,16
C 1553	374,425	2 377,625	n° 201297	12,38	101,85	0,00	2,31	134,62	0,64	8,05	2,52	21,20	0,26	33,11	21,58	168,84
C 1554	376,375	2 377,325	n° 201298	21,60	178,01	0,26	5,93	86,58	0,65	7,45	3,15	2,90	2,30	20,59	30,96	111,69
C 1556	376,525	2 377,325	n° 201299	20,04	128,51	0,34	3,62	111,72	0,97	9,50	3,49	103,86	1,39	32,86	66,98	208,79
C 1558	373,25	2 378,275	n° 201300	13,77	130,93	0,00	3,15	93,87	0,50	7,56	3,00	12,45	0,73	15,22	24,80	91,78
C 0016	369,85	2 381,625	n° 12536	19,83	170,73	0,20	4,38	74,90	1,17	11,29	4,44	110,54	1,44	24,59	86,62	195,15
C 0172	367,05	2 377,325	n° 12561	20,20	158,01	0,86	4,47	101,61	1,00	10,78	3,89	88,06	4,26	34,49	65,55	212,61
C 0174	367,12	2 377,9	n° 12530	21,56	138,18	0,26	3,57	86,20	1,13	11,54	4,61	107,26	1,47	31,96	68,54	214,27
C 0207	375,525	2 379,075	n° 12551	20,54	127,26	0,25	3,36	83,88	0,96	10,71	3,86	92,54	1,30	23,30	68,06	209,83
C 0220	373,225	2 377,1	n° 12544	22,24	135,30	0,22	3,33	101,04	0,95	11,43	3,34	88,89	1,36	26,89	89,54	188,34
C2349	372,15	2 365,9	n° 201301	18,02	207,88	0,00	15,16	34,65	1,20	3,88	6,79	5,91	3,96	15,53	40,67	61,65
C2403	385,5	2 384,075	n° 201302	1,06	8,07	0,00	1,73	316,13	1,39	1,13	0,37	294,65	0,20	28,24	128,57	182,81
C2404	372,415	2 366,375	n° 201303	16,00	173,76	0,00	10,48	38,07	1,73	3,31	4,83	2,27	2,53	14,80	18,79	46,24
C270	373,25	2 378,175	n° 12537	16,34	126,61	0,00	2,37	88,53	0,99	10,25	4,23	85,97	0,97	27,98	56,97	216,26

Label	Lambert X	Lambert Y	CRPG	Pb Total ppm	Rb 85 ppm	Sb 121 ppm	Sn 118 ppm	Sr 86 ppm	Ta 181 ppm	Th 232 ppm	U 238 ppm	V 51 ppm	W 184 ppm	Y 89 ppm	Zn 66 ppm	Zr 90 ppm
C274	372,875	2 378,91	n° 12548	20,49	127,92	0,23	2,74	82,25	0,87	10,98	3,85	86,89	0,72	24,45	79,87	215,31
C275	369,4	2 380,825	n° 12543	23,17	104,45	0,48	3,62	67,75	0,94	10,59	6,44	82,46	1,41	23,82	55,72	202,18
C295	367,675	2 378,56	n° 12540	20,16	131,97	0,27	3,63	72,46	1,05	9,59	9,07	94,70	1,58	23,47	79,06	189,45
C303	374	2 378,35	n° 12546	21,39	160,13	0,19	4,19	96,62	1,05	11,35	3,89	98,38	1,51	33,86	188,13	222,38
C338	374,5	2 381,574	n° 12533	20,66	161,57	0,22	3,96	88,12	0,96	10,52	3,83	94,05	1,18	44,27	87,91	189,95
C34	368,85	2 381,425	n° 12535	21,86	147,55	0,22	3,85	90,10	1,01	11,81	3,92	89,84	1,26	38,05	74,97	217,65
C341	376,675	2 383,35	n° 12541	18,65	143,35	0,25	3,58	70,90	1,05	10,68	6,36	92,51	3,47	24,90	71,53	186,38
C358	376,575	2 378,21	n° 12550	19,06	139,89	0,81	3,89	101,30	1,09	11,63	5,01	102,07	1,45	36,39	72,62	223,52
C407	373,875	2 377,5	n° 12531	14,46	106,28	0,21	3,60	60,29	0,94	9,51	3,21	86,39	2,35	24,38	60,43	177,21
C418	380,425	2 382,225	n° 201278	18,18	126,28	0,22	3,19	95,75	1,01	11,46	3,59	106,14	1,07	30,76	66,46	217,15
C43	368,725	2 383,11	n° 12534	26,49	166,27	0,16	3,92	100,16	1,02	10,14	4,68	79,77	1,54	28,16	81,24	186,99
C511	378,25	2 378	n° 12553	19,18	147,25	0,14	2,65	74,96	1,05	9,36	5,30	75,43	0,99	27,81	56,96	177,95
C59	381,25	2 379,05	n° 12554	22,19	181,91	0,16	15,91	65,33	0,88	4,04	7,52	19,02	2,91	22,05	41,20	85,62
C749	377,375	2 377,25	n° 12549	20,18	130,00	0,22	3,90	81,57	0,97	9,60	4,59	94,61	1,70	25,57	70,23	191,30
C757	377,15	2 377,975	n° 12552	24,44	141,05	0,38	3,85	84,47	1,03	11,15	4,42	101,67	1,36	25,75	105,93	208,48
C779	373,8	2 378	n° 12547	8,31	119,63	0,00	3,90	149,48	0,65	8,71	3,43	38,84	0,83	25,73	23,65	172,06
C791	373,125	2 378,35	n° 201279	14,04	134,34	0,12	4,66	102,41	0,58	7,13	4,05	11,12	2,31	21,77	22,18	91,09
C798	370,5	2 380,475	n° 12539	22,22	143,12	0,39	3,02	105,65	0,96	10,32	3,40	97,79	0,99	33,88	93,64	216,77
C 0009	367,825	2 382,315	n° 12532	21,65	168,52	0,20	3,91	96,64	1,05	12,16	3,48	94,41	1,02	28,20	89,76	206,75
C945	372,45	2 386,2	n° 201280	20,90	140,79	0,23	3,36	94,42	1,09	10,60	5,20	92,79	1,77	29,28	66,95	211,52
C951	372,91	2 387,9	n° 201281	20,91	135,05	0,11	3,99	87,97	1,05	11,08	4,54	101,37	1,28	35,90	63,81	214,79
C992	375,1	2 385,2	n° 201282	21,10	151,43	0,23	4,19	91,08	1,04	10,59	4,88	91,11	1,43	31,44	57,77	193,96
CD163	388,37	2 381	n° 201247	21,14	155,51	0,27	5,31	62,26	1,06	10,16	4,12	71,75	1,46	25,30	47,15	172,05
CD172	387,5	2 379,87	n° 201248	20,76	140,78	0,41	4,38	84,00	0,95	11,20	3,98	102,41	1,44	33,75	61,89	214,94
CD299	388,6	2 381,9	n° 201249	15,97	91,75	1,94	4,94	39,72	0,92	10,76	2,48	102,26	0,79	29,39	78,70	217,52
CF	367,45	2 383,1	n° 12545	23,12	151,84	0,30	3,91	86,64	1,06	11,10	4,33	77,78	1,62	29,13	71,07	206,33
CP001	354,86	2 372,86	n° 201254	0,00	4,33	0,00	0,00	79,17	0,05	0,25	0,00	91,61	0,00	9,34	50,54	27,98
CP008	357,46	2 372,64	n° 201255	4,47	61,40	0,91	0,00	173,30	0,04	0,20	0,00	167,48	0,23	11,23	38,28	24,38
CP027	358,03	2 372,89	n° 201256	4,30	28,16	0,78	7,34	102,45	0,32	2,71	1,03	174,75	0,32	15,45	99,86	80,11
CP075	358,1	2 372,75	n° 201257	2,41	515,96	1,52	57,04	0,00	4,17	4,42	3,36	0,00	2,80	12,45	60,32	17,73
CP100	356,51	2 373,16	n° 201258	0,00	3,68	0,13	0,00	106,19	0,03	0,11	0,00	162,61	0,00	9,16	29,59	21,87
CP123	357,34	2 372,53	n° 201259	7,41	91,07	0,58	1,76	86,13	0,62	8,36	3,00	50,74	4,11	30,28	42,58	174,02
CP144	354	2 372,46	n° 201260	1,76	10,09	0,30	1,78	316,56	1,75	2,02	0,64	366,33	0,28	30,86	146,17	207,68
CP219	375,14	2 376,02	n° 201261	4,44	47,36	0,00	1,92	274,40	0,47	4,45	1,12	144,45	0,28	27,35	68,46	154,38

Label	Lambert X	Lambert Y	CRPG	Pb Total ppm	Rb 85 ppm	Sb 121 ppm	Sn 118 ppm	Sr 86 ppm	Ta 181 ppm	Th 232 ppm	U 238 ppm	V 51 ppm	W 184 ppm	Y 89 ppm	Zn 66 ppm	Zr 90 ppm
CP226	374,96	2 375,81	n° 201262	5,87	51,33	0,00	1,99	250,31	0,39	3,58	1,32	128,22	0,66	26,53	71,11	178,32
CP268	375,14	2 376,66	n° 201263	5,42	21,33	0,14	1,42	279,29	0,43	2,20	0,85	169,74	0,31	31,42	92,46	134,49
CP376	387,83	2 382	n° 201264	5,67	57,14	0,35	2,41	325,30	0,44	4,46	1,52	66,13	0,37	31,70	35,92	256,05
CP499	373,17	2 378,49	n° 201265	4,54	56,47	0,00	4,52	248,62	0,41	3,61	0,89	162,38	1,28	39,79	88,27	167,93
CP512	374,53	2 376,94	n° 201266	17,76	83,58	0,00	1,45	134,74	0,65	10,52	3,59	16,13	7,59	26,53	29,34	152,93
CP547	370,95	2 378,77	n° 201267	3,11	43,23	0,00	2,78	356,76	2,07	4,47	1,59	163,82	0,70	49,76	131,54	441,81
CP560	371	2 378,77	n° 201268	6,75	54,72	0,00	3,94	254,00	2,63	8,60	3,08	44,04	0,68	67,56	109,12	860,99
CS145	376,55	2 368,95	n° 201277	17,89	145,60	0,00	5,93	131,38	1,08	9,40	3,90	46,80	1,76	66,06	61,06	227,80
CS22	379,4	2 368	n° 201275	18,91	151,41	0,32	5,25	87,61	0,75	13,20	4,77	35,35	1,66	26,32	44,84	203,28
CS608	372,38	2 366,44	n° 201274	23,69	101,35	0,00	4,23	86,72	0,77	12,10	5,06	38,53	1,17	33,60	58,34	218,96
CS87	379,6	2 368,9	n° 201276	27,14	157,04	0,10	5,60	109,53	1,03	9,60	5,56	28,72	9,80	24,58	31,10	136,41
DS311	403,4	2 362,6	n° 201251	13,65	127,92	0,59	8,44	43,20	0,93	2,39	6,78	0,00	2,45	23,94	8,13	45,40
DS42	394,4	2 367,6	n° 201250	19,74	136,58	0,00	3,82	113,08	0,99	8,67	2,81	37,89	0,68	28,69	41,44	156,80
DS487	392,7	2 370,2	n° 201252	20,15	175,63	0,00	3,95	95,87	0,90	7,95	4,91	26,79	1,05	27,78	58,38	147,52
DS593	397,4	2 369	n° 201253	16,51	80,04	0,32	12,10	104,47	1,05	11,56	4,69	20,40	1,80	44,40	87,80	377,95
F110	363,49	2 381,75	n° 12557	11,79	139,17	0,31	4,21	72,83	1,37	13,17	5,15	111,81	6,95	41,88	76,28	236,91
F1134	363,8	2 371,55	n° 201305	3,92	326,67	0,67	4,52	30,86	1,50	19,44	5,65	189,43	7,81	60,67	76,72	376,41
F1160	362,4	2 371,85	n° 12576	18,93	117,96	0,45	3,01	84,98	0,87	8,40	2,65	119,60	1,25	38,64	114,22	214,71
F1189	362,35	2 372,85	n° 12577	38,49	170,51	0,13	6,27	38,13	0,53	17,62	7,74	2,45	0,63	85,06	8,98	174,37
F1203	361,55	2 374,125	n° 12578	20,05	166,43	0,17	3,77	82,55	0,96	10,91	3,42	108,71	2,98	37,93	92,28	199,40
F1221	357,25	2 375,775	n° 12579	20,27	141,60	0,40	3,25	75,51	0,86	9,98	2,93	83,68	1,10	29,20	60,91	191,66
F149	355,425	2 373,475	n° 201304	18,87	144,48	0,31	3,60	84,57	0,93	11,61	3,88	117,61	1,37	37,98	103,58	209,08
F158	363,75	2 374,475	n° 12558	16,47	149,42	0,11	3,07	166,25	1,06	11,62	3,68	103,54	1,02	37,52	100,05	225,56
F170	358,9	2 376,39	n° 12559	19,21	135,04	0,41	3,82	62,76	1,03	11,08	4,01	85,51	1,32	27,03	48,37	200,08
F171	359,6	2 377,075	n° 12560	19,84	175,83	0,27	5,53	93,80	1,22	12,05	4,31	101,95	2,03	34,84	76,09	218,20
F172	360,5	2 375,48	n° 12529	20,22	150,11	0,30	4,01	95,27	1,10	10,95	4,98	103,00	2,39	33,96	76,76	214,98
F194	359,875	2 382,7	n° 12562	14,07	134,83	0,47	5,23	83,92	1,12	14,17	6,30	109,57	1,38	55,80	102,58	314,90
F2037	359,299	2 387,6	n° 201306	18,38	196,86	0,23	14,84	34,19	1,60	2,49	4,28	12,30	3,47	8,72	15,57	51,36
F2053	365,5	2 389,725	n° 201307	18,70	157,54	0,00	4,28	83,84	1,02	10,20	4,58	89,29	0,90	30,72	66,27	187,16
F2132	360,075	2 385,775	n° 201308	19,64	153,24	0,15	3,40	134,84	1,02	10,82	3,84	90,98	1,24	40,56	77,76	228,48
F2170	362,525	2 389,3	n° 201309	19,46	169,29	0,49	5,21	100,47	1,07	11,95	3,42	109,10	3,15	36,39	75,43	236,52
F2259	358,55	2 385,975	n° 201310	20,66	153,61	0,24	4,19	108,76	1,05	11,79	3,77	86,76	1,47	29,14	70,75	209,58
F2287	347,775	2 373,925	n° 201311	17,90	132,39	0,53	3,68	59,99	1,01	11,21	3,91	105,53	1,30	33,79	78,66	209,16
F2303	351,65	2 375,35	n° 201312	19,36	144,57	0,23	3,88	82,84	1,08	10,40	3,93	109,63	1,47	34,92	94,89	226,30

Label	Lambert X	Lambert Y	CRPG	Pb Total ppm	Rb 85 ppm	Sb 121 ppm	Sn 118 ppm	Sr 86 ppm	Ta 181 ppm	Th 232 ppm	U 238 ppm	V 51 ppm	W 184 ppm	Y 89 ppm	Zn 66 ppm	Zr 90 ppm
F2419	349,025	2 384,2	n° 201313	15,78	254,83	0,31	5,66	42,60	0,96	20,70	4,45	30,87	2,85	22,19	15,16	180,83
F2445	347,8	2 385,975	n° 201314	21,15	154,10	0,23	4,19	135,23	1,09	12,21	4,29	98,45	1,82	27,06	75,27	229,99
F2552	360,447	2 388,85	n° 201315	19,22	209,88	0,41	13,82	79,88	1,44	11,43	6,90	99,45	3,49	30,16	75,98	223,71
F2563	366,25	2 385,5	n° 201316	21,16	149,20	0,14	3,47	101,18	0,98	12,10	4,14	97,42	1,11	32,65	71,35	191,88
F2692	348,25	2 385,325	n° 201317	15,91	178,69	0,34	3,97	92,78	1,41	16,11	4,58	116,12	1,43	46,44	33,25	317,94
F2693	348,425	2 385,39	n° 201318	12,73	147,26	1,19	4,05	69,73	1,06	12,13	4,17	91,70	1,43	34,99	42,30	203,76
F2694	347,51	2 382,6	n° 201319	26,78	170,17	0,12	5,54	30,75	1,25	3,60	5,39	5,99	1,85	17,56	16,68	62,89
F2695	346,65	2 382,4	n° 201320	23,12	173,50	0,26	3,86	91,12	0,96	13,35	3,29	81,94	1,62	28,32	58,47	197,12
F2696	349,3	2 378,8	n° 201321	20,36	128,83	0,34	4,19	111,56	1,07	11,86	3,15	100,78	1,66	32,96	74,60	215,71
F2730	354,95	2 379,79	n° 201322	19,31	147,01	0,65	4,41	73,55	1,01	11,00	3,33	91,12	2,07	29,72	69,72	216,68
F2731	348,775	2 382,475	n° 201323	20,12	157,49	0,24	4,33	111,43	1,07	10,53	3,58	107,17	1,41	36,96	81,62	214,15
F2733	359,3	2 387,6	n° 201324	19,85	129,00	0,44	4,81	94,02	1,00	10,84	4,13	96,45	1,63	33,03	81,13	233,56
F2734	355,65	2 376,925	n° 201325	24,81	135,23	0,18	3,67	115,35	0,99	12,09	3,94	98,64	5,99	36,16	62,72	204,42
F2735	351,375	2 383,722	n° 201326	18,95	140,32	0,20	3,12	142,78	1,07	11,70	4,00	98,33	1,11	37,07	55,60	213,54
F311	358,15	2 383,425	n° 12563	21,65	151,38	0,15	3,06	91,45	0,91	11,56	4,18	97,14	2,19	26,94	64,51	213,64
F324	358,45	2 382,475	n° 12564	12,65	218,26	0,89	5,82	27,21	1,05	11,11	2,66	85,73	1,39	26,08	69,34	215,64
F327	358,3	2 382,6	n° 12565	19,49	189,82	0,18	3,78	89,88	1,07	13,24	3,77	93,34	1,10	38,84	76,97	220,54
F36	363,6	2 385,25	n° 12555	12,37	136,47	0,00	3,66	150,35	1,07	11,85	4,46	87,64	1,32	30,95	77,56	203,35
F369	358,5	2 380,2	n° 12566	20,79	130,02	0,26	3,29	72,03	1,03	11,32	3,13	96,52	1,47	36,38	63,84	219,48
F373	358,45	2 379,525	n° 12567	19,81	152,22	0,27	3,45	87,68	1,01	10,72	3,61	102,88	1,48	28,40	75,52	203,09
F450	361,675	2 377,3	n° 12568	21,82	146,60	0,25	4,26	98,05	1,02	11,12	4,50	89,82	1,32	32,00	98,77	206,20
F547	363,15	2 380,78	n° 12569	20,80	150,40	0,48	3,35	86,75	0,93	11,23	3,26	97,60	1,16	31,75	88,15	219,34
F575	362,15	2 374,625	n° 12570	20,50	164,39	0,17	4,11	106,19	1,01	10,38	3,98	90,07	1,21	31,32	66,85	208,13
F584	365,725	2 384,89	n° 12571	23,94	166,04	0,12	2,98	86,79	0,91	9,95	5,74	70,89	0,94	26,75	61,30	171,87
F 0721	363,725	2 375,6	n° 12572	18,08	148,49	0,77	4,06	73,70	1,22	11,90	4,10	101,80	1,22	27,35	48,67	233,75
F 0756	356,875	2 373,95	n° 12573	18,55	171,60	0,42	4,00	67,13	1,11	12,21	4,29	112,61	1,67	37,46	102,20	222,59
F 0784	361,575	2 372,35	n° 12574	15,26	118,96	0,37	2,41	82,56	0,92	9,84	2,99	125,33	1,16	40,27	92,06	222,04
F 0903	366,525	2 383,82	n° 12575	22,30	156,52	0,25	3,66	131,19	0,95	10,51	4,07	78,02	0,84	27,03	63,46	203,18
F 0096	365,4	2 380,625	n° 12556	27,81	139,53	0,35	3,50	86,27	1,00	10,36	19,13	95,64	1,34	33,01	68,81	186,83
TD 096	394,8625	2 380,05	n° 201269	5,53	109,00	0,60	3,33	91,57	0,72	9,00	4,26	36,04	1,65	33,77	14,72	154,23

Label	Lambert X	Lambert Y	CRPG	La 139 ppm	Ce 140 ppm	Pr 141 ppm	Nd 145 ppm	Sm 147 ppm	Eu 151 ppm	Gd 157 ppm	Tb 159 ppm	Dy 161 ppm	Ho 165 ppm	Er 166 ppm	Tm 169 ppm	Yb 174 ppm	Lu 175 ppm	ΣREE
BS 032	393,4	2 365,7	n° 201270	7,80	17,60	2,25	8,67	2,51	0,29	2,51	0,51	2,98	0,60	1,58	0,29	2,11	0,28	49,97
BS 397	389,085	2 365,265	n° 201273	2,12	6,04	0,88	3,55	1,42	0,08	1,27	0,24	1,47	0,27	0,75	0,14	1,11	0,16	19,50
BS 057	397,3	2 363,6	n° 201271	5,11	12,12	1,65	6,72	2,19	0,14	2,36	0,45	2,84	0,53	1,41	0,26	1,76	0,25	37,77
BS 062	397	2 363	n° 201272	3,91	8,93	1,22	4,77	1,52	0,09	1,63	0,33	2,21	0,45	1,27	0,23	1,62	0,24	28,42
C 1000	373,561	2 385,375	n° 201283	47,67	85,62	11,73	44,30	8,46	1,63	6,69	0,99	5,32	1,05	2,64	0,38	2,47	0,37	219,33
C 1040	376,45	2 387,765	n° 201284	42,21	85,26	10,45	40,33	7,90	1,34	6,86	1,09	6,13	1,13	2,90	0,47	3,05	0,43	209,55
C 1071	378,875	2 384,925	n° 201285	37,59	77,34	9,66	37,61	7,42	1,27	6,51	0,97	5,19	1,03	2,62	0,41	2,65	0,38	190,64
C 1086	376,465	2 386,025	n° 201286	36,47	74,47	9,45	36,57	6,92	1,21	6,51	0,98	5,77	1,10	2,89	0,44	2,85	0,44	186,06
C 1212	382,975	2 383,875	n° 201287	32,60	68,45	8,13	32,34	6,64	1,30	5,82	0,93	5,83	1,09	2,83	0,46	2,91	0,42	169,74
C 1252	384,1	2 382,75	n° 201288	35,61	67,71	10,06	38,04	7,85	1,63	7,24	1,15	6,16	1,21	2,94	0,46	2,74	0,40	183,21
C 1258	382,775	2 382,25	n° 201289	28,61	59,59	7,45	29,02	6,39	1,03	5,92	1,02	6,31	1,23	3,44	0,61	3,64	0,52	154,78
C 0127	371,725	2 378,425	n° 12542	28,70	59,29	7,31	28,50	5,99	1,15	5,27	0,83	4,31	0,87	2,45	0,38	2,70	0,38	148,15
C 1345	383,9	2 376,025	n° 201290	32,23	68,59	8,50	32,35	6,56	1,08	5,52	0,88	5,06	0,98	2,68	0,46	2,95	0,43	168,28
C 0143	378,55	2 379,75	n° 12538	33,57	68,80	8,03	31,78	6,99	1,22	5,97	0,89	5,16	0,99	2,83	0,44	2,78	0,45	169,90
C 1430	381	2 379,3	n° 201291	32,68	74,00	10,43	46,46	10,67	3,51	11,14	1,77	9,24	1,80	4,69	0,74	4,04	0,57	211,74
C 1441	379,95	2 379,2	n° 201292	16,53	35,93	4,27	16,70	3,80	0,48	3,56	0,69	3,96	0,78	2,28	0,40	2,60	0,35	92,33
C 1507	379,8	2 383,525	n° 201293	3,11	6,62	0,97	3,77	1,06	0,26	1,26	0,22	1,41	0,27	0,67	0,11	0,87	0,13	20,72
C1538	380,525	2 382,1	n° 201294	33,28	71,24	8,34	32,20	6,79	1,45	6,70	1,04	6,11	1,18	3,42	0,55	3,61	0,48	176,39
C 1547	380,05	2 383,475	n° 201295	3,51	6,66	1,20	4,77	1,23	0,33	1,37	0,24	1,51	0,30	0,84	0,16	1,30	0,20	23,64
C1552	374,4	2 377,685	n° 201296	34,42	72,00	8,59	32,40	6,96	1,35	6,41	0,95	5,83	1,16	3,32	0,54	3,32	0,51	177,77
C 1553	374,425	2 377,625	n° 201297	28,24	53,40	7,10	27,58	6,15	1,16	5,76	0,89	5,28	1,08	2,90	0,42	2,93	0,43	143,30
C 1554	376,375	2 377,325	n° 201298	19,99	41,99	5,02	18,87	3,79	0,61	3,39	0,58	3,65	0,63	1,94	0,33	2,20	0,28	103,29
C 1556	376,525	2 377,325	n° 201299	35,04	70,54	8,62	33,35	7,01	1,31	5,81	0,91	5,47	1,05	2,90	0,49	3,19	0,43	176,10
C 1558	373,25	2 378,275	n° 201300	17,04	36,48	4,18	14,96	3,31	0,53	2,84	0,44	2,87	0,55	1,51	0,24	1,77	0,27	86,97
C 0016	369,85	2 381,625	n° 12536	31,42	66,31	7,64	30,61	6,59	1,04	5,67	0,85	4,81	0,90	2,65	0,38	2,67	0,37	161,92
C 0172	367,05	2 377,325	n° 12561	37,68	76,27	10,17	39,22	8,50	1,55	8,15	1,15	6,53	1,26	3,49	0,51	3,27	0,49	198,25
C 0174	367,12	2 377,9	n° 12530	36,71	73,00	9,19	35,25	6,84	1,23	5,74	0,96	5,60	1,12	3,28	0,50	3,38	0,52	183,33
C 0207	375,525	2 379,075	n° 12551	30,29	63,54	7,06	27,59	5,63	1,05	4,87	0,76	4,05	0,85	2,47	0,38	2,47	0,38	151,39
C 0220	373,225	2 377,1	n° 12544	32,57	69,25	8,23	31,62	7,24	1,24	5,41	0,92	5,08	1,07	2,87	0,45	3,00	0,46	169,42
C2349	372,15	2 365,9	n° 201301	7,63	17,56	2,12	7,69	2,06	0,24	2,16	0,41	2,50	0,51	1,38	0,24	1,75	0,27	46,52
C2403	385,5	2 384,075	n° 201302	14,57	36,80	4,92	22,68	5,81	2,19	6,34	1,00	5,60	1,04	2,51	0,38	2,31	0,33	106,47
C2404	372,415	2 366,375	n° 201303	4,39	9,12	1,31	4,96	1,60	0,12	1,74	0,35	2,47	0,47	1,30	0,24	1,59	0,23	29,89
C270	373,25	2 378,175	n° 12537	31,80	66,05	7,89	30,35	6,62	1,15	5,82	0,86	5,31	1,02	2,82	0,43	3,10	0,43	163,66

Label	Lambert X	Lambert Y	CRPG	La 139 ppm	Ce 140 ppm	Pr 141 ppm	Nd 145 ppm	Sm 147 ppm	Eu 151 ppm	Gd 157 ppm	Tb 159 ppm	Dy 161 ppm	Ho 165 ppm	Er 166 ppm	Tm 169 ppm	Yb 174 ppm	Lu 175 ppm	ΣREE
C274	372,875	2 378,91	n° 12548	35,33	71,12	9,01	32,70	7,30	1,47	6,12	0,88	4,53	0,87	2,18	0,33	2,28	0,34	174,46
C275	369,4	2 380,825	n° 12543	32,40	68,50	8,13	31,51	6,84	1,20	5,65	0,88	5,00	0,96	2,55	0,39	2,61	0,44	167,04
C295	367,675	2 378,56	n° 12540	28,27	59,57	6,85	27,62	5,65	0,92	5,24	0,74	4,34	0,89	2,49	0,39	2,63	0,42	146,01
C303	374	2 378,35	n° 12546	35,71	76,09	9,30	34,63	7,49	1,32	6,11	1,05	5,70	1,19	3,30	0,52	3,48	0,54	186,42
C338	374,5	2 381,574	n° 12533	31,96	67,19	8,63	33,89	7,49	1,59	7,53	1,15	7,36	1,54	4,39	0,66	4,52	0,71	178,61
C34	368,85	2 381,425	n° 12535	35,54	72,12	8,44	34,84	7,42	1,33	6,78	1,06	6,47	1,35	4,00	0,66	4,18	0,61	184,79
C341	376,675	2 383,35	n° 12541	30,82	60,46	7,43	29,69	6,19	1,07	4,89	0,80	4,76	0,86	2,49	0,40	2,59	0,37	152,82
C358	376,575	2 378,21	n° 12550	44,70	88,64	10,88	44,35	8,88	1,60	7,98	1,18	6,31	1,31	3,33	0,48	3,04	0,47	223,15
C407	373,875	2 377,5	n° 12531	31,92	58,51	7,71	28,85	5,56	0,97	4,69	0,78	4,24	0,85	2,46	0,38	2,60	0,40	149,93
C418	380,425	2 382,225	n° 201278	37,59	80,58	9,35	36,12	7,77	1,30	6,64	0,97	5,89	1,11	2,98	0,45	2,93	0,48	194,17
C43	368,725	2 383,11	n° 12534	33,93	70,49	8,35	33,84	6,74	1,24	6,29	0,93	5,51	1,06	3,02	0,45	3,06	0,40	175,29
C511	378,25	2 378	n° 12553	27,73	57,29	6,62	26,70	5,83	1,06	5,03	0,79	4,31	1,00	2,82	0,39	2,76	0,34	142,67
C59	381,25	2 379,05	n° 12554	10,78	23,81	2,87	11,94	3,14	0,25	3,09	0,58	3,33	0,73	2,16	0,34	2,54	0,34	65,90
C749	377,375	2 377,25	n° 12549	31,05	65,57	7,82	30,29	6,86	1,25	5,51	0,86	4,73	1,01	2,47	0,42	2,48	0,41	160,72
C757	377,15	2 377,975	n° 12552	32,95	68,84	8,18	31,01	6,82	1,17	5,53	0,87	4,86	0,99	2,77	0,38	2,82	0,39	167,58
C779	373,8	2 378	n° 12547	19,74	43,29	5,18	19,66	4,80	0,99	4,29	0,71	4,36	0,92	2,29	0,41	2,59	0,37	109,61
C791	373,125	2 378,35	n° 201279	19,03	37,75	4,66	17,30	3,64	0,81	3,66	0,57	3,50	0,67	1,87	0,28	2,01	0,33	96,09
C798	370,5	2 380,475	n° 12539	35,34	74,25	8,58	32,62	7,27	1,39	6,92	1,03	5,81	1,14	3,34	0,51	3,21	0,48	181,88
C 0009	367,825	2 382,315	n° 12532	35,53	73,14	9,20	36,44	7,21	1,32	6,77	0,91	5,41	1,05	2,68	0,42	2,84	0,42	183,34
C945	372,45	2 386,2	n° 201280	55,59	87,31	15,93	57,83	9,94	1,76	7,76	1,05	5,68	0,96	2,35	0,32	2,02	0,35	248,86
C951	372,91	2 387,9	n° 201281	36,30	76,32	9,43	35,55	7,60	1,45	7,30	1,10	6,73	1,31	3,65	0,55	3,61	0,60	191,50
C992	375,1	2 385,2	n° 201282	41,43	78,11	10,04	38,03	8,00	1,33	6,49	1,02	5,88	1,15	2,92	0,44	2,82	0,46	198,10
CD163	388,37	2 381	n° 201247	26,76	58,60	7,33	26,28	5,83	0,97	4,97	0,85	4,49	0,85	2,28	0,35	2,26	0,36	142,17
CD172	387,5	2 379,87	n° 201248	33,56	71,82	8,70	32,81	6,70	1,14	6,07	0,93	5,68	1,16	2,96	0,45	2,99	0,51	175,47
CD299	388,6	2 381,9	n° 201249	32,19	66,48	8,36	31,16	6,33	1,07	5,87	0,86	4,70	1,04	2,66	0,41	2,85	0,46	164,47
CF	367,45	2 383,1	n° 12545	34,12	67,14	7,68	29,78	6,33	1,12	4,91	0,82	5,08	1,10	2,95	0,45	2,89	0,50	164,88
CP001	354,86	2 372,86	n° 201254	1,53	4,18	0,64	3,19	1,07	0,45	1,37	0,23	1,56	0,34	0,93	0,15	1,02	0,16	16,83
CP008	357,46	2 372,64	n° 201255	1,46	4,09	0,64	3,39	1,14	0,64	1,70	0,28	1,84	0,41	1,13	0,18	1,16	0,18	18,24
CP027	358,03	2 372,89	n° 201256	8,73	19,73	2,39	9,64	2,22	0,87	2,41	0,38	2,52	0,55	1,54	0,26	1,76	0,28	53,28
CP075	358,1	2 372,75	n° 201257	2,67	10,18	1,61	5,98	2,68	0,04	2,14	0,42	2,47	0,40	1,10	0,23	1,99	0,28	32,19
CP100	356,51	2 373,16	n° 201258	0,94	2,91	0,45	2,50	0,90	0,44	1,32	0,22	1,55	0,33	0,90	0,14	0,94	0,14	13,69
CP123	357,34	2 372,53	n° 201259	23,25	46,44	6,32	24,06	5,10	0,91	5,37	0,82	4,78	1,02	2,79	0,45	2,99	0,46	124,76
CP144	354	2 372,46	n° 201260	18,90	45,08	5,97	26,61	6,89	2,34	6,91	1,03	6,06	1,16	2,91	0,42	2,63	0,37	127,28
CP219	375,14	2 376,02	n° 201261	13,86	30,26	4,24	17,73	4,34	1,36	4,45	0,69	4,35	0,89	2,42	0,38	2,62	0,39	88,00

Label	Lambert X	Lambert Y	CRPG	La 139 ppm	Ce 140 ppm	Pr 141 ppm	Nd 145 ppm	Sm 147 ppm	Eu 151 ppm	Gd 157 ppm	Tb 159 ppm	Dy 161 ppm	Ho 165 ppm	Er 166 ppm	Tm 169 ppm	Yb 174 ppm	Lu 175 ppm	ΣREE
CP226	374,96	2 375,81	n° 201262	13,91	32,20	4,21	17,53	4,42	1,19	4,46	0,71	4,52	0,93	2,55	0,40	2,64	0,39	90,08
CP268	375,14	2 376,66	n° 201263	11,39	27,97	3,94	18,35	4,57	1,53	5,65	0,88	5,33	1,14	3,24	0,50	3,41	0,45	88,32
CP376	387,83	2 382	n° 201264	18,99	38,18	5,04	20,22	4,62	1,31	4,83	0,76	4,80	0,99	2,75	0,44	2,96	0,45	106,35
CP499	373,17	2 378,49	n° 201265	23,82	55,85	7,15	30,40	6,43	1,42	6,77	1,17	6,86	1,35	3,71	0,58	4,00	0,57	150,07
CP512	374,53	2 376,94	n° 201266	28,21	59,72	6,75	26,70	5,31	0,89	4,67	0,74	4,48	0,84	2,33	0,40	2,63	0,37	144,05
CP547	370,95	2 378,77	n° 201267	37,09	86,00	11,15	48,73	11,44	4,39	11,37	1,68	9,37	1,79	4,50	0,66	4,18	0,54	232,90
CP560	371	2 378,77	n° 201268	63,19	135,63	17,52	71,02	15,99	5,09	15,72	2,20	12,01	2,33	6,21	0,97	5,92	0,81	354,61
CS145	376,55	2 368,95	n° 201277	26,19	55,36	6,89	26,62	6,77	1,08	7,79	1,38	10,27	2,14	6,23	1,00	5,95	0,88	158,55
CS22	379,4	2 368	n° 201275	24,19	52,98	6,93	26,55	5,86	0,71	5,24	0,83	5,12	0,99	2,67	0,43	2,84	0,42	135,77
CS608	372,38	2 366,44	n° 201274	26,53	56,34	7,18	27,98	6,06	0,81	6,20	0,94	5,86	1,12	3,12	0,47	3,27	0,48	146,39
CS87	379,6	2 368,9	n° 201276	21,69	44,38	5,64	21,47	4,74	0,70	4,54	0,76	4,86	0,89	2,42	0,42	2,44	0,40	115,35
DS311	403,4	2 362,6	n° 201251	5,05	10,74	1,38	5,55	1,81	0,56	2,35	0,43	3,17	0,70	2,05	0,37	2,67	0,41	37,24
DS42	394,4	2 367,6	n° 201250	22,15	46,90	6,12	24,01	5,64	0,91	5,20	0,82	4,77	1,00	2,78	0,42	2,66	0,44	123,82
DS487	392,7	2 370,2	n° 201252	21,08	45,50	5,95	23,12	5,53	0,70	5,42	0,80	4,57	0,91	2,29	0,36	2,25	0,33	118,82
DS593	397,4	2 369	n° 201253	31,51	71,15	9,33	38,12	8,84	1,23	8,44	1,33	8,13	1,65	4,24	0,70	4,52	0,75	189,92
F110	363,49	2 381,75	n° 12557	41,44	83,44	10,56	42,05	8,64	1,82	8,24	1,24	6,91	1,38	4,13	0,60	4,55	0,67	215,65
F1134	363,8	2 371,55	n° 201305	61,28	126,21	15,63	65,60	14,74	2,28	14,31	1,98	11,59	2,41	5,95	1,04	5,92	0,90	329,84
F1160	362,4	2 371,85	n° 12576	31,55	65,33	8,08	32,75	7,24	1,47	6,73	1,09	6,69	1,40	3,84	0,62	3,89	0,65	171,34
F1189	362,35	2 372,85	n° 12577	25,56	57,35	7,24	28,06	8,33	0,46	9,11	1,80	13,38	2,90	8,68	1,42	9,30	1,42	175,00
F1203	361,55	2 374,125	n° 12578	32,36	64,41	7,64	30,63	6,64	1,12	5,71	0,98	6,10	1,32	3,77	0,63	4,12	0,63	166,07
F1221	357,25	2 375,775	n° 12579	28,90	58,48	7,05	28,60	6,20	1,06	5,45	0,83	5,24	1,06	3,09	0,47	3,03	0,49	149,95
F149	355,425	2 373,475	n° 201304	33,40	71,03	8,54	33,42	7,21	1,46	7,09	1,03	6,26	1,43	3,63	0,61	3,55	0,59	179,25
F158	363,75	2 374,475	n° 12558	34,57	71,61	8,65	33,69	6,93	1,42	6,99	1,10	6,13	1,24	3,48	0,53	3,87	0,56	180,76
F170	358,9	2 376,39	n° 12559	33,47	67,97	8,06	32,17	6,48	1,27	5,61	0,84	4,78	0,93	2,64	0,42	2,95	0,46	168,05
F171	359,6	2 377,075	n° 12560	36,71	77,06	9,27	35,52	7,54	1,25	7,20	1,04	6,28	1,22	3,29	0,48	3,37	0,49	190,73
F172	360,5	2 375,48	n° 12529	38,49	79,79	9,76	39,04	8,16	1,72	7,16	1,08	6,41	1,32	3,46	0,53	3,63	0,59	201,14
F194	359,875	2 382,7	n° 12562	49,43	89,31	14,44	58,11	12,35	2,33	11,60	1,63	9,27	1,75	4,55	0,68	4,37	0,63	260,45
F2037	359,299	2 387,6	n° 201306	6,92	14,69	1,78	6,83	1,52	0,32	1,29	0,22	1,40	0,28	0,84	0,15	1,08	0,17	37,48
F2053	365,5	2 389,725	n° 201307	32,66	67,25	8,10	32,08	6,60	1,25	5,68	0,93	5,61	1,06	2,99	0,47	2,93	0,45	168,04
F2132	360,075	2 385,775	n° 201308	38,17	75,02	9,39	36,54	7,52	1,40	7,33	1,10	7,23	1,37	3,75	0,62	3,83	0,58	193,85
F2170	362,525	2 389,3	n° 201309	46,26	82,83	11,35	43,98	8,66	1,67	7,96	1,27	6,84	1,25	3,36	0,52	3,43	0,51	219,89
F2259	358,55	2 385,975	n° 201310	36,19	75,15	9,09	37,54	7,86	1,40	6,85	1,06	5,94	1,13	2,82	0,43	2,86	0,42	188,73
F2287	347,775	2 373,925	n° 201311	33,61	71,66	8,72	33,83	7,14	1,23	6,60	1,02	6,33	1,23	3,39	0,52	3,29	0,52	179,09
F2303	351,65	2 375,35	n° 201312	33,67	70,79	8,79	34,41	7,06	1,42	6,50	1,02	6,23	1,25	3,47	0,47	3,35	0,53	178,95

Label	Lambert X	Lambert Y	CRPG	La 139 ppm	Ce 140 ppm	Pr 141 ppm	Nd 145 ppm	Sm 147 ppm	Eu 151 ppm	Gd 157 ppm	Tb 159 ppm	Dy 161 ppm	Ho 165 ppm	Er 166 ppm	Tm 169 ppm	Yb 174 ppm	Lu 175 ppm	ΣREE
F2419	349,025	2 384,2	n° 201313	37,88	83,82	10,23	40,15	9,05	1,07	6,13	0,86	4,43	0,76	2,07	0,26	1,82	0,29	198,81
F2445	347,8	2 385,975	n° 201314	37,83	75,52	8,72	33,20	6,81	1,15	5,61	0,85	4,65	0,97	2,72	0,36	2,52	0,39	181,30
F2552	360,447	2 388,85	n° 201315	32,26	68,21	8,45	32,07	6,48	1,13	5,92	0,90	5,20	1,03	3,00	0,46	3,16	0,47	168,74
F2563	366,25	2 385,5	n° 201316	33,50	69,88	8,29	31,62	6,50	1,17	6,29	0,98	5,54	1,06	2,95	0,41	2,90	0,45	171,55
F2692	348,25	2 385,325	n° 201317	47,76	98,49	11,48	45,30	8,99	1,36	9,02	1,29	7,74	1,57	4,21	0,70	4,59	0,72	243,22
F2693	348,425	2 385,39	n° 201318	39,04	78,78	9,39	36,92	7,36	1,23	7,07	1,07	6,46	1,25	3,44	0,53	3,63	0,54	196,72
F2694	347,51	2 382,6	n° 201319	7,34	15,81	1,97	7,09	1,89	0,36	1,94	0,38	2,73	0,58	1,74	0,33	2,43	0,37	44,97
F2695	346,65	2 382,4	n° 201320	36,44	76,54	9,22	35,97	7,59	1,24	6,75	1,01	5,93	1,08	2,70	0,41	2,74	0,40	188,01
F2696	349,3	2 378,8	n° 201321	35,25	73,16	9,58	37,58	8,26	1,78	7,91	1,12	6,59	1,25	3,20	0,49	3,19	0,42	189,77
F2730	354,95	2 379,79	n° 201322	33,58	69,90	8,51	31,32	6,89	1,26	6,15	0,90	5,43	1,02	2,79	0,44	2,85	0,40	171,45
F2731	348,775	2 382,475	n° 201323	37,04	72,89	9,73	36,96	7,91	1,45	6,89	1,02	6,55	1,30	3,46	0,53	3,48	0,48	189,68
F2733	359,3	2 387,6	n° 201324	35,43	71,76	8,89	33,70	6,82	1,19	6,17	0,96	6,10	1,20	3,22	0,49	3,28	0,47	179,68
F2734	355,65	2 376,925	n° 201325	32,98	68,36	8,24	31,86	7,23	1,27	6,57	1,01	6,17	1,30	3,48	0,53	3,80	0,56	173,34
F2735	351,375	2 383,722	n° 201326	32,99	68,92	8,32	31,85	6,96	1,23	6,32	1,04	6,34	1,25	3,62	0,52	3,70	0,56	173,62
F311	358,15	2 383,425	n° 12563	36,83	76,00	9,32	35,43	7,38	1,32	6,57	0,94	4,90	0,99	2,58	0,43	2,65	0,40	185,74
F324	358,45	2 382,475	n° 12564	31,14	61,77	7,67	30,08	6,43	1,03	5,63	0,87	4,96	0,95	2,48	0,40	2,49	0,37	156,28
F327	358,3	2 382,6	n° 12565	44,03	91,76	11,26	44,30	9,58	1,59	8,46	1,28	7,16	1,39	3,45	0,56	3,37	0,49	228,67
F36	363,6	2 385,25	n° 12555	35,31	73,27	8,57	35,00	7,69	1,27	6,33	0,98	5,47	1,10	2,95	0,44	3,04	0,46	181,89
F369	358,5	2 380,2	n° 12566	39,26	77,76	10,87	44,15	9,77	1,71	8,31	1,24	6,85	1,30	3,38	0,54	3,35	0,47	208,99
F373	358,45	2 379,525	n° 12567	34,51	70,39	8,47	33,55	6,89	1,31	6,42	0,96	5,25	1,04	2,69	0,42	2,81	0,42	175,13
F450	361,675	2 377,3	n° 12568	33,26	70,06	8,17	31,77	6,67	1,21	5,99	0,94	5,92	1,08	2,87	0,50	3,16	0,45	172,06
F547	363,15	2 380,78	n° 12569	38,46	76,33	9,37	36,90	7,62	1,47	6,78	1,04	5,62	1,09	2,69	0,41	2,90	0,40	191,08
F575	362,15	2 374,625	n° 12570	33,18	66,91	8,18	32,32	6,77	1,20	5,69	0,94	5,55	1,10	2,99	0,50	3,15	0,50	168,98
F584	365,725	2 384,89	n° 12571	29,65	58,83	7,18	29,10	6,18	1,19	5,25	0,82	4,67	0,95	2,69	0,41	2,92	0,45	150,28
F 0721	363,725	2 375,6	n° 12572	36,71	74,55	9,13	33,67	6,72	1,00	5,78	0,87	5,09	1,03	2,72	0,47	3,12	0,54	181,39
F 0756	356,875	2 373,95	n° 12573	38,07	76,36	9,51	37,90	7,99	1,27	7,31	1,11	6,71	1,47	4,18	0,70	4,47	0,71	197,75
F 0784	361,575	2 372,35	n° 12574	33,29	68,79	8,67	34,72	7,74	1,46	7,56	1,16	7,11	1,55	4,32	0,65	4,53	0,73	182,27
F 0903	366,525	2 383,82	n° 12575	35,85	71,81	8,60	34,01	6,99	1,23	5,76	0,88	5,12	0,97	2,75	0,40	2,75	0,42	177,54
F 0096	365,4	2 380,625	n° 12556	32,93	69,03	8,20	31,68	6,40	1,20	6,54	1,02	5,77	1,08	3,09	0,45	3,29	0,50	171,18
TD 096	394,8625	2 380,05	n° 201269	22,83	46,62	6,21	25,61	6,38	0,77	5,59	0,94	5,16	1,08	2,96	0,50	3,25	0,44	128,33

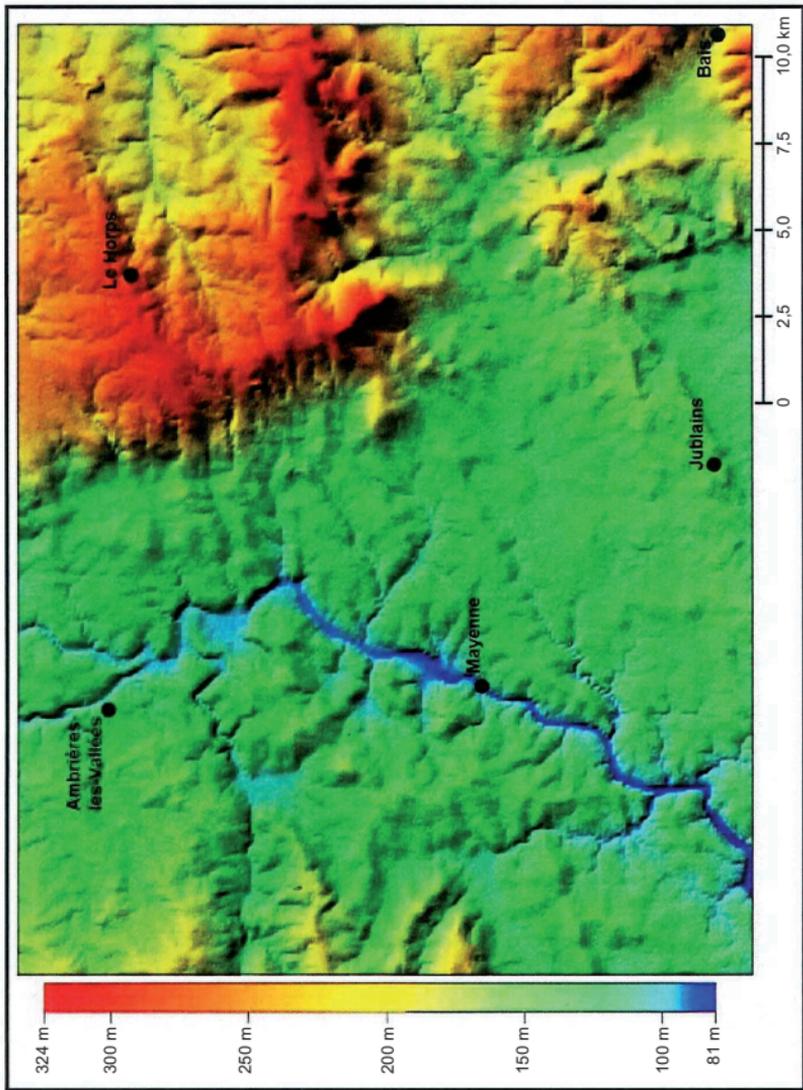


Fig. 2 - Modelé du relief à partir du MNT de la feuille de Mayenne (source MNT = IGN)

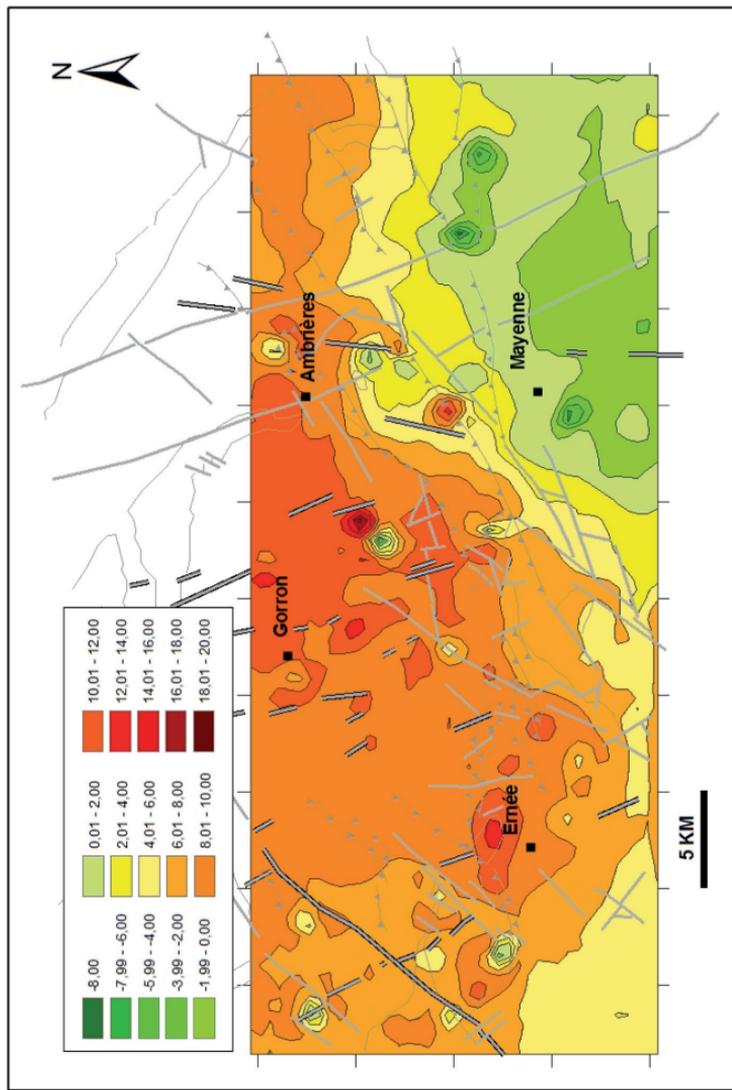


Fig. 6 - Anomalie de Bouguer (feuilles Ernée et Mayenne à 1/50 000)

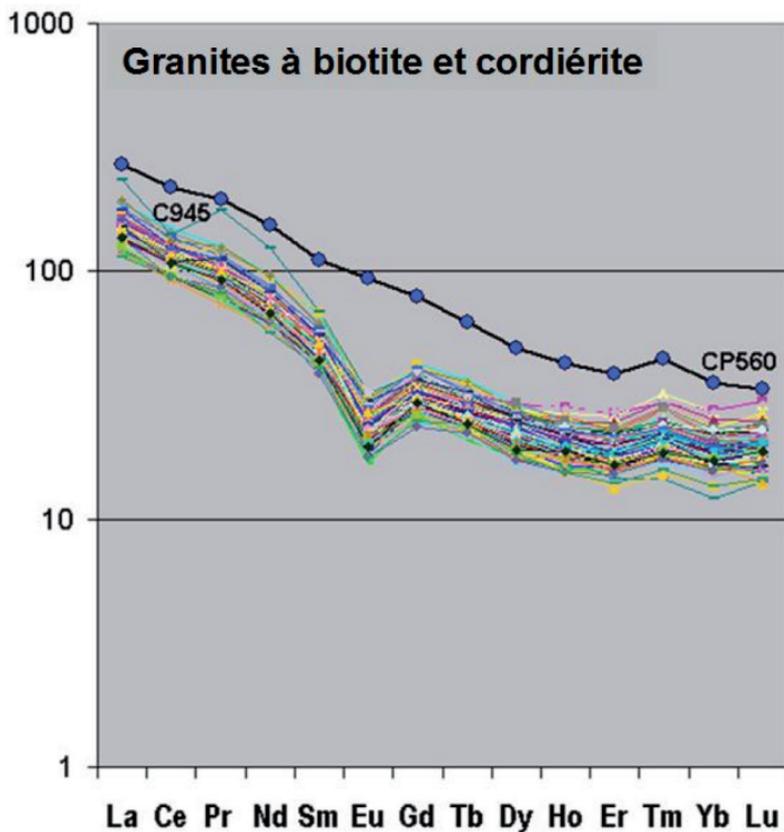


Fig. 17 - Spectres des Terres Rares pour les granites à biotite et cordiérite de la région de Mayenne – Ernée. Par comparaison, le spectre d'une diorite (échantillon CP560) appartenant à la série calcoalcaline montre le comportement totalement différent des spectres de la série peralumineuse

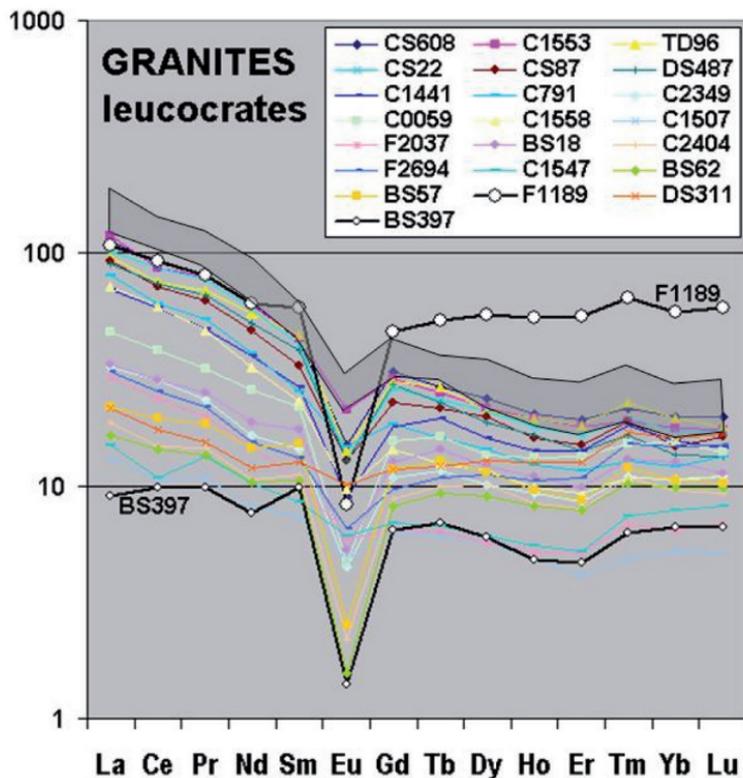
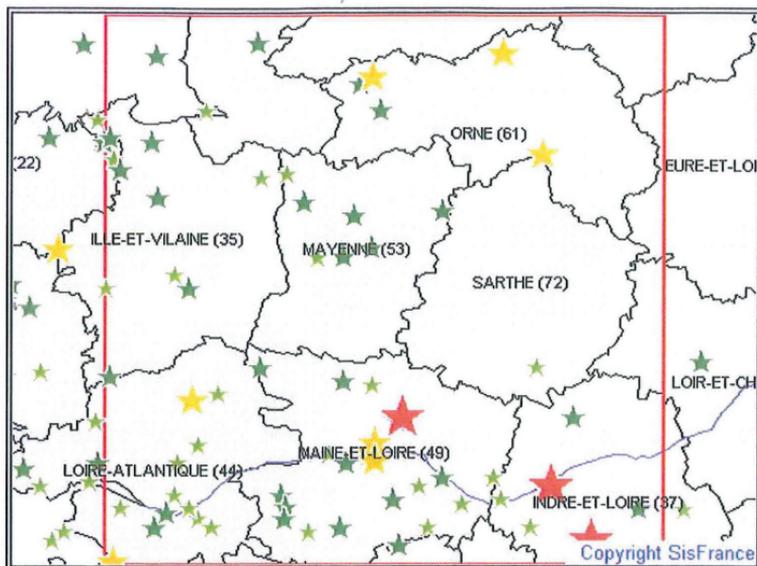


Fig. 18 - Spectres des Terres Rares pour les granites leucocrates de la région de Mayenne – Ernée. La partie en grisé correspond au domaine de composition des granites fortement peralumineux à biotite et cordiérite

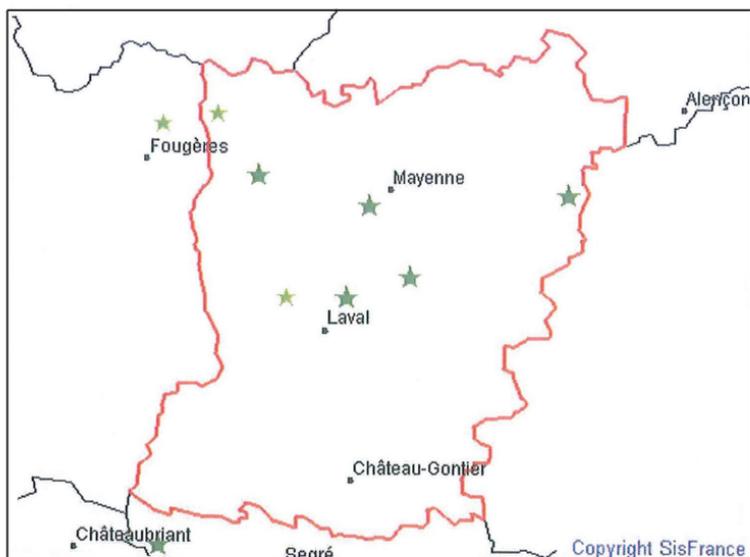


Intensité à l'épicentre : Intensités (Échelle MSK)

Largeur de la fenêtre : 296 km

- ★ 4 à 4.5 : Secousse largement ressentie
- ★ 5 à 5.5 : Secousse forte
- ★ 6 à 6.5 : Légers dommages
- ★ 7 à 7.5 : Dommages notables
- ★ 8 à 8.5 : Dégâts massifs
- ★ 9 à 9.5 : Dstructions nombreuses

Fig. 27 - Carte régionale des épicentres (d'après le site www.sisfrance.net)



Intensité à l'épicentre : Intensités (MSK)

Largeur de la fenêtre : 132 km

- ★ 4 à 4.5 : Secousse largement ressentie
- ★ 5 à 5.5 : Secousse forte
- ★ 6 à 6.5 : Légers dommages
- ★ 7 à 7.5 : Dommages notables
- ★ 8 à 8.5 : Dégâts massifs
- ★ 9 à 9.5 : Destructions nombreuses

Fig. 28 - Carte des épicentres dans le département de la Mayenne (d'après le site www.sisfrance.net)

N° BSS	Commune Lieu	Objet	X Lambert II	Y Lambert II	Z Lambert II	Prof. fin de passe	Cote eau	Description
1X0010	Le Pas les Ailes- vertes	eau	376,425	2 384,370	152,00	6,00		Granodiorite cadomienne altérée
						16,00		Granodiorite grise
						36,00		Granodiorite bleutée
1X0011	Saint Georges- Buttavent la Grande- Grousserie	eau	376,850	2 374,500	147,00	1,00		Quaternaire Terre végétale et limons
						22,00		Siltites et grès briovériens argilisés
						66,00		Siltites et grès briovériens sains
2X0007	Poulay le Vieux-Gast	sables, gravier s	385,864	2 379,496	155,00	0,50		Quaternaire : remblais du chemin
						1,60		Cénomaniens à Pliocène : argiles sableuses rougeâtres passant à des sables argileux
						2,00		Cénomaniens à Pliocène : sables argileux et graveleux
						2,50		Cénomaniens à Pliocène : sables lie de vin fins et argileux
						4,00	3,90	Cénomaniens à Pliocène : sables graveleux beiges peu argileux à passées sableuses
						5,70		Cénomaniens à Pliocène : sables plus argileux et plus ou moins graveleux
2X0010	La Haie- Traversaine Chevray	eau	381,936	2 377,949	114,00	3,00		Quaternaire : terre végétale, remblais et alluvions de la Mayenne
						9,00	5,70	Briovérien supérieur : siltites et grès métamorphisés dans le domaine des Schistes tachetés, altérés
						23,00		Briovérien supérieur : siltites et grès métamorphisés dans le domaine des Schistes tachetés, peu ou pas altérés, très fracturés
2X0013	Saint- Frambault- les-Prières la Giraudière	eau	384,923	2 374,263	119,00	1,00		Quaternaire et Cénomaniens à Pliocène : terre végétale et argiles indifférenciées
						3,50		Cénomaniens à Pliocène : sables et graviers
						8,50		Granodiorite cadomienne altérée
						20,00		Granodiorite cadomiennes bleue

N° BSS	Commune Lieu	Objet	X Lambert II	Y Lambert II	Z Lambert II	Prof. fin de passe	Cote eau	Description
4X0016	Le Ribay le Maupas	eau	394,900	2 377,079	265,00	4,00		Quaternaire : terre végétale puis matériaux lithiques avec graviers et éléments gréseux émoussés
						16,00	10,02	Ordovicien : grès fin à moyen très altéré, jaunâtre à brun (Grès armoricain)
4X0017	Le Ribay le Maupas	eau	394,960	2 377,009	263,48	2,00		Quaternaire : terre végétale puis matériaux lithiques avec graviers et éléments gréseux émoussés
						18,00	10,58	Ordovicien : grès fin à moyen très altéré, jaunâtre à brun (Grès armoricain)
						19,00		Ordovicien : grès beige à blanchâtre, dur. Grès armoricain.
4X0020	Hardanges la Roche	eau	395,153	2 374,889	215,00	4,00		Quaternaire : terre végétale puis matériaux argileux bruns à jaunâtres avec éléments gréseux (colluvions)
						10,00	6,54	Ordovicien : grès fin quartzitique, altéré, gris à beige
						13,00		Granodiorite cadomienne plus ou moins altérée, grisâtre à brunâtre
4X0022	Hardanges la Roche	eau	395,173	2 375,089	240,00	3,5		Quaternaire : terre végétale puis argiles limono-sableuses ocres à éléments gréseux
						13,00	10,42	Ordovicien : grès beige à brunâtre, homogène, à grain fin, plus ou moins altéré (Grès armoricain).
						19,00		Ordovicien : grès plus résistant avec pyrite (Grès armoricain).
5X0013	Contest la Matraie	eau	373,673	2 367,024	129,00	8,00	4,00	Briovérien supérieur : cornéennes argilisées
						25,00		Briovérien supérieur : cornéennes bleutées, saines
						50,00		Granodiorite cadomienne

N° BSS	Commune Lieu	Objet	X Lambert II	Y Lambert II	Z Lambert II	Prof. fin de passe	Cote eau	Description
5X0015	Moulay la Touche, la Brosse	eau	378,615	2 365,862	115,00	0,50		Quaternaire et Cénomaniens à Pliocène : terre végétale et sables et galets indifférenciés
						0,80		Cénomaniens à Pliocène : argiles ocres
						7,50		Granodiorite cadomienne arénisée
						16,00	13,05	Granodiorite altérée
6X0004	Aron Belle-Vue	sables, graviers	384,850	2 372,000	133,00	0,5		Quaternaire : remblais du chemin
						2,50		Quaternaire : limons argileux beiges finement sableux
						3,00		Cénomaniens à Pliocène : sables argileux légèrement graveleux
						5,50		Cénomaniens à Pliocène : graves sableuses et argileuses devenant plus grossières à la base.
7X6009	Saint-Fraimbault-les-Prières la Giraudière	eau	386,308	2 368,680	126,00	4,00		Cénomaniens à Pliocène : argiles à galets
						6,00		Cénomaniens à Pliocène : sables et graviers
						14,00		Briovérien supérieur : siltites et grès métamorphisés, altérés
						18,00		Briovérien supérieur : cornéennes altérées
						25,00		Briovérien supérieur : cornéennes saines
7X0002	Marcillé-la-Ville les Poteries	sables, graviers	388,225	2 372,758	133,00	1,20		Quaternaire : limons argileux
						3,00		Cénomaniens à Pliocène : sables grossiers argileux rouges et sables grossiers
						5,70		Cénomaniens à Pliocène : graves argilo-sableuses rouges et sables grossiers

N° BSS	Commune Lieu	Objet	X Lambert II	Y Lambert II	Z Lambert II	Prof. fin de passe	Cote eau	Description
8X0005	Hambers le Tertre	eau	395,657	2 365,899	166,00	16,00		Arène granodioritique plus ou moins argileuse
						22,00		Granodiorite cadomienne saine avec filon de quartz.
						28,00		Granodiorite cadomienne
						36,00		Granodiorite cadomienne avec filon de quartz et filon de dolérite
						40,00		Granodiorite fracturée avec filon de dolérite
						52,00		Granodiorite altérée
8X0007	Bais la Gueffière	eau	397,249	2 364,411	172,00	4,00	1,00	Briovérien supérieur : altérites (argiles ocre)
						10,00		Briovérien altéré : argiles avec éléments quartzeux et fragments de schistes
						20,00		Briovérien supérieur : cornéennes fracturées et altérées avec filon de quartz
						74,00		Granodiorite et cornéennes fracturées et altérées avec filon de quartz
8X0008	Bais la Gaillardière	eau	397,100	2 364,141	175,00	4,00		Briovérien supérieur : altérites
						26,00		Briovérien supérieur : siltites et grès cornéifiés et altérés
						61,00		Briovérien supérieur : cornéennes plus ou moins altérées avec localement filonnets de quartz
8X0014	Hardanges Chasseguerre	eau	397,783	2 372,721	165,00	12,00		Granodiorite altérée, arénisée
						50,00		Granodiorite cadomienne mylonitisée
2X6010	la Haie- Traversaine Chevray	eau	382,249	2 377,977	100,00	4,00		Quaternaire : alluvions de la Mayenne (sables, graviers, argiles)
						14,00		Briovérien supérieur : siltites et grès métamorphisés, altérés
						97,00		Briovérien supérieur : siltites et grès métamorphisés (schistes tachetés et cornéennes)
						121,00		Granodiorite cadomienne

N° BSS	Commune Lieu	Objet	X Lambert II	Y Lambert II	Z Lambert II	Prof. fin de passe	Cote eau	Description
3X6002	Marcillé-la-Ville la Pelleterie	eau	392,940	2 376,736	257,64	4,00		Cambrien-altérites du conglomérat de base : sable argileux ocre-rouille à éléments gréseux
						18,00	14,98	Granodiorite cadomienne arénisée
						25,00		Granodiorite grise à grain fin
3X6005	Marcillé-la-Ville la Pelleterie	eau	392,980	2 376,586	251,34	2,00		Quaternaire : terre végétale puis blocs de grès (heads)
						18,00	10,82	Ordovicien : grès moyen à grossier gris (Grès armoricain)
						19,00		Granodiorite altérée
5X6005	Saint-Baudelle la Petite-Hairière	eau	378,150	2 370,540	143,00	17,00		Cénomaniens à Pliocène : sables et graviers
						65,00		Granodiorite cadomienne
6X6006	Mayenne	BTP	380,885	2 372,347	125,00	0,30		Quaternaire : terre végétale
						1,10		Quaternaire : limons bruns
						2,50		Pliocène : graviers et limons
						6,10		Arène granodioritique avec passées indurées et blocs de quartz
						17,50		Granodiorite cadomienne altérée
7X6007	Aron le Grand-Messe	eau	386,800	2373,800	134,00	3,00		Cénomaniens à Pliocène : sables
						91,00		Granodiorite cadomienne bleue

N° BSS	Commune Lieu	Objet	X Lambert II	Y Lambert II	Z Lambert II	Prof. fin de passe	Cote eau	Description
4X0016	Le Ribay le Maupas	eau	394,900	2 377,079	265,00	4,00		Quaternaire : terre végétale puis matériaux lithiques avec graviers et éléments gréseux émoussés
						16,00	10,02	Ordovicien : grès fin à moyen très altéré, jaunâtre à brun (Grès armoricain)
4X0017	Le Ribay le Maupas	eau	394,960	2 377,009	263,48	2,00		Quaternaire : terre végétale puis matériaux lithiques avec graviers et éléments gréseux émoussés
						18,00	10,58	Ordovicien : grès fin à moyen très altéré, jaunâtre à brun (Grès armoricain)
						19,00		Ordovicien : grès beige à blanchâtre, dur. Grès armoricain.
4X0020	Hardanges la Roche	eau	395,153	2 374,889	215,00	4,00		Quaternaire : terre végétale puis matériaux argileux bruns à jaunâtres avec éléments gréseux (colluvions)
						10,00	6,54	Ordovicien : grès fin quartzitique, altéré, gris à beige
						13,00		Granodiorite cadomienne plus ou moins altérée, grisâtre à brunâtre
4X0022	Hardanges la Roche	eau	395,173	2 375,089	240,00	3,5		Quaternaire : terre végétale puis argiles limono-sableuses ocres à éléments gréseux
						13,00	10,42	Ordovicien : grès beige à brunâtre, homogène, à grain fin, plus ou moins altéré (Grès armoricain).
						19,00		Ordovicien : grès plus résistant avec pyrite (Grès armoricain).
5X0013	Contest la Matraie	eau	373,673	2 367,024	129,00	8,00	4,00	Briovérien supérieur : cornéennes argilisées
						25,00		Briovérien supérieur : cornéennes bleutées, saines
						50,00		Granodiorite cadomienne

N° BSS	Commune Lieu	Objet	X Lambert II	Y Lambert II	Z Lambert II	Prof. fin de passe	Cote eau	Description
5X0015	Moulay la Touche, la Brosse	eau	378,615	2 365,862	115,00	0,50		Quaternaire et Cénomaniens à Pliocène : terre végétale et sables et galets indifférenciés
						0,80		Cénomaniens à Pliocène : argiles ocres
						7,50		Granodiorite cadomienne arénisée
						16,00	13,05	Granodiorite altérée
6X0004	Aron Belle-Vue	sables, graviers	384,850	2 372,000	133,00	0,5		Quaternaire : remblais du chemin
						2,50		Quaternaire : limons argileux beiges finement sableux
						3,00		Cénomaniens à Pliocène : sables argileux légèrement graveleux
						5,50		Cénomaniens à Pliocène : graves sableuses et argileuses devenant plus grossières à la base.
7X6009	Saint-Fraimbault-les-Prières la Giraudière	eau	386,308	2 368,680	126,00	4,00		Cénomaniens à Pliocène : argiles à galets
						6,00		Cénomaniens à Pliocène : sables et graviers
						14,00		Briovérien supérieur : siltites et grès métamorphisés, altérés
						18,00		Briovérien supérieur : cornéennes altérées
						25,00		Briovérien supérieur : cornéennes saines
7X0002	Marcillé-la-Ville les Poteries	sables, graviers	388,225	2 372,758	133,00	1,20		Quaternaire : limons argileux
						3,00		Cénomaniens à Pliocène : sables grossiers argileux rouges et sables grossiers
						5,70		Cénomaniens à Pliocène : graves argilo-sableuses rouges et sables grossiers

N° BSS	Commune Lieu	Objet	X Lambert II	Y Lambert II	Z Lambert II	Prof. fin de passe	Cote eau	Description
8X0005	Hambers le Tertre	eau	395,657	2 365,899	166,00	16,00		Arène granodioritique plus ou moins argileuse
						22,00		Granodiorite cadomienne saine avec filon de quartz.
						28,00		Granodiorite cadomienne
						36,00		Granodiorite cadomienne avec filon de quartz et filon de dolérite
						40,00		Granodiorite fracturée avec filon de dolérite
						52,00		Granodiorite altérée
8X0007	Bais la Gueffière	eau	397,249	2 364,411	172,00	4,00	1,00	Briovérien supérieur : altérites (argiles ocre)
						10,00		Briovérien altéré : argiles avec éléments quartzeux et fragments de schistes
						20,00		Briovérien supérieur : cornéennes fracturées et altérées avec filon de quartz
						74,00		Granodiorite et cornéennes fracturées et altérées avec filon de quartz
8X0008	Bais la Gaillardière	eau	397,100	2 364,141	175,00	4,00		Briovérien supérieur : altérites
						26,00		Briovérien supérieur : siltites et grès cornéifiés et altérés
						61,00		Briovérien supérieur : cornéennes plus ou moins altérées avec localement filonnets de quartz
8X0014	Hardanges Chasseguerre	eau	397,783	2 372,721	165,00	12,00		Granodiorite altérée, arénisée
						50,00		Granodiorite cadomienne mylonitisée
2X6010	la Haie- Traversaine Chevray	eau	382,249	2 377,977	100,00	4,00		Quaternaire : alluvions de la Mayenne (sables, graviers, argiles)
						14,00		Briovérien supérieur : siltites et grès métamorphisés, altérés
						97,00		Briovérien supérieur : siltites et grès métamorphisés (schistes tachetés et cornéennes)
						121,00		Granodiorite cadomienne

N° BSS	Commune Lieu	Objet	X Lambert II	Y Lambert II	Z Lambert II	Prof. fin de passe	Cote eau	Description
3X6002	Marcillé-la-Ville la Pelleterie	eau	392,940	2 376,736	257,64	4,00		Cambrien-altérites du conglomérat de base : sable argileux ocre-rouille à éléments gréseux
						18,00	14,98	Granodiorite cadomienne arénisée
						25,00		Granodiorite grise à grain fin
3X6005	Marcillé-la-Ville la Pelleterie	eau	392,980	2 376,586	251,34	2,00		Quaternaire : terre végétale puis blocs de grès (heads)
						18,00	10,82	Ordovicien : grès moyen à grossier gris (Grès armoricain)
						19,00		Granodiorite altérée
5X6005	Saint-Baudelle la Petite-Hairière	eau	378,150	2 370,540	143,00	17,00		Cénomaniens à Pliocène : sables et graviers
						65,00		Granodiorite cadomienne
6X6006	Mayenne	BTP	380,885	2 372,347	125,00	0,30		Quaternaire : terre végétale
						1,10		Quaternaire : limons bruns
						2,50		Pliocène : graviers et limons
						6,10		Arène granodioritique avec passées indurées et blocs de quartz
						17,50		Granodiorite cadomienne altérée
7X6007	Aron le Grand-Messe	eau	386,800	2373,800	134,00	3,00		Cénomaniens à Pliocène : sables
						91,00		Granodiorite cadomienne bleue