

CARTE
GÉOLOGIQUE
DE LA FRANCE
À 1/50 000

SAINT-MÉEN- LE-GRAND

par

E. THOMAS, A. CARN



BRGM
SERVICE GÉOLOGIQUE NATIONAL

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

Président : J.-M. LARDEAUX ; *Vice-Président* : J. DUBREUILH ;
Secrétaire Général : D. JANJOU ; *Membres* : A. AUTRAN,
J.-P. BARBEY, T. BAUDIN, M. BRUNEL, J. CHANTRAINE,
J.-L. DURVILLE, M. FAURE, D. GRANDPERRIN, P. GUENNOC,
F. GUILLOCHEAU, F. HANOT, P. LEDRU, J. MARCOUX,
J. LE MÉTOUR, D. MARQUER, P. NEHLIG, P. ROSSI,
J. THIERRY, D. VASLET, R. WYNS

**NOTICE EXPLICATIVE DE LA FEUILLE
SAINT-MÉEN-LE-GRAND À 1/50 000**

par

E. THOMAS, A. CARN

**avec la collaboration de
J.-M. RIVIÈRE**

2008

**BRGM Éditions
Service géologique national**

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

– *pour la carte* : THOMAS E., OUTIN J.-M., (2008) – Carte géol. France (1/50 000), feuille Saint-Méen-le-Grand (315). Orléans : BRGM. Notice explicative par Thomas E., Carn A. avec la collaboration de Rivère J.-M. (2008), 98 p.

– *pour la notice* : THOMAS E., CARN A., avec la collaboration de RIVÈRE J.-M. (2008) – Notice explicative, Carte géol. France (1/50 000), feuille Saint-Méen-le-Grand (315). Orléans : BRGM, 98 p. Carte géologique par Thomas E. et Outin J.-M. (2008).

© BRGM, 2008. 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 : 978-2-7159-1315-8

SOMMAIRE

RÉSUMÉ	5
ABSTRACT	6
INTRODUCTION	9
<i>SITUATION GÉOGRAPHIQUE – MORPHOLOGIE</i>	9
<i>CADRE GÉOLOGIQUE RÉGIONAL – PRÉSENTATION DE LA CARTE</i>	10
<i>TRAVAUX ANTÉRIEURS – CONDITIONS D'ÉTABLISSEMENT DE LA CARTE</i>	11
DESCRIPTION DES TERRAINS AFFLEURANTS	14
<i>PROTÉROZOÏQUE SUPÉRIEUR – PALÉOZOÏQUE ANTÉ-ORDOVICIEN : BRIOVÉRIEN</i>	14
<i>ROCHES PLUTONIQUES</i>	22
<i>PALÉOZOÏQUE</i>	23
<i>FORMATIONS FILONIENNES</i>	25
<i>FORMATIONS SUPERFICIELLES</i>	26
<i>QUATERNAIRE</i>	39
CONDITIONS DE FORMATIONS DES ENTITÉS GÉOLOGIQUES	47
<i>SÉDIMENTS BRIOVÉRIENS : CARACTÉRISATION DES DÉPÔTS ET GÉODYNAMIQUE</i>	47
<i>SÉDIMENTS PALÉOZOÏQUES</i>	49
<i>GRANITE DE MÉNÉAC</i>	50
<i>SÉDIMENTS CÉNOZOÏQUES</i>	54
ÉVOLUTION TECTONO-MÉTAMORPHIQUE	56
<i>STRUCTURES TECTONIQUES</i>	56
<i>TECTONIQUE RÉCENTE</i>	60
<i>MÉTAMORPHISME</i>	62
<i>APPORTS DE LA GÉOPHYSIQUE AÉROPORTÉE</i>	63
SYNTHÈSE GÉODYNAMIQUE RÉGIONALE	66
GÉODYNAMIQUE RÉCENTE	68
<i>NÉOGÈNE</i>	68
<i>TRANSITION NÉOGÈNE – QUATERNAIRE</i>	70
<i>QUATERNAIRE</i>	71
GÉOLOGIE DE L'ENVIRONNEMENT	72
<i>SOLS ET OCCUPATION DU SOL</i>	72
<i>RESSOURCES EN EAU</i>	75
<i>SUBSTANCES UTILES, CARRIÈRES</i>	79
<i>GITES ET INDICES MINÉRAUX</i>	81

DOCUMENTATION COMPLÉMENTAIRE	82
<i>PRÉHISTOIRE ET ARCHÉOLOGIE</i>	82
<i>SITES CLASSIQUES ET ITINÉRAIRE GÉOLOGIQUE</i>	84
<i>DOCUMENTS CONSULTABLES</i>	88
<i>BIBLIOGRAPHIE</i>	88
AUTEURS	97

LISTE DES FIGURES

Fig. 1 - Carte des pentes	hors-texte
Fig. 2 - Carte des replats	hors-texte
Fig. 3 - Domaines structuraux du Massif armoricain	hors-texte
Fig. 4 - Profil d'altération schématique sur roche schisteuse	30
Fig. 5 - Géométrie des corps sédimentaires de Mauron	hors-texte
Fig. 6 - Extrait de la carte gravimétrique du Massif armoricain – Bretagne centrale	hors-texte
Fig. 7 - Implantation des coupes de magnéto-tellurie et interprétation	52
Fig. 8 - Les plates-formes d'érosion de Bretagne centrale, selon Gautier (1947)	hors-texte
Fig. 9 - Carte de répartition et estimation de l'altitude du mur des altérites meubles	hors-texte
Fig. 10 - Carte de l'anomalie du champ total réduit au pôle superposée à son ombrage	hors-texte
Fig. 11 - Carte des concentrations en potassium	hors-texte
Fig. 12 - Carte des teneurs en thorium	hors-texte
Fig. 13 - Carte du rapport potassium/thorium	hors-texte
Fig. 14 - Carte des discontinuités spectrométriques	hors-texte
Fig. 15 - Évolution de l'altitude du Massif armoricain depuis le Crétacé	hors-texte

LISTE DES TABLEAUX

Tableau 1 - Tableau de synthèse des notations utilisées pour le Briovérien de Bretagne centrale	17
Tableau 2 - Caractéristiques des différents groupes géologiques de la feuille 315	78

RÉSUMÉ

La feuille de Saint-Méen-le-Grand se situe au cœur du domaine structural varisque centre-armoricain. 80 % des terrains concernés font partie du vaste ensemble du Briovérien de Bretagne centrale, épaisse succession apparemment monotone et rythmique de silts et de grès dont l'âge de dépôt se situe selon toute vraisemblance à la fin du Protérozoïque supérieur et au début du Paléozoïque, en tout état de cause antérieurement à l'Ordovicien. Le milieu de dépôt des sédiments briovériens et leur géométrie restent encore largement méconnus : on envisage un environnement de type delta ou pro-delta marin avec venues turbiditiques dans un bassin subsident dont la nature réelle reste à découvrir. Les terrains paléozoïques *s.s.* sont confinés à l'extrême sud-est de la feuille, en discordance sur les terrains protéro-paléozoïques antérieurs : ils constituent la terminaison occidentale des Séries paléozoïques du Sud de Rennes et on y retrouve les faciès classiques de conglomérats et de siltites rouges chapeautés par la Formation du Grès armoricain.

L'avancée significative sur la feuille Saint-Méen-le-Grand concerne l'âge du monzogranite de Ménéac, terminaison orientale du massif de Plémet – Gomené. Longtemps défini comme varisque, l'âge de ce granite est reconsidéré puisqu'une datation U-Pb sur zircon lui confère un âge ordovicien (468 ± 5 Ma) : ce nouveau fait d'importance amène à revoir l'histoire géodynamique de Bretagne centrale où les déformations tectoniques ordoviciennes ont sans doute été largement sous-estimées jusqu'à aujourd'hui. Corollairement, l'âge du thermo-métamorphisme de contact dans l'encaissant briovérien est réévalué.

Le monzogranite de Ménéac rejoint ainsi, en âge, des plutons peu éloignés géographiquement que sont la granodiorite de Saint-Lublin et l'orthogneiss de Plouguenast (feuille Loudéac) mais à l'opposé de ces derniers, il n'a été que très peu affecté par les événements hercyniens ou éohercyniens (Dévonien – Carbonifère) qui ont structuré l'ensemble de la région, certes modérément : ces déformations plicatives de grande longueur d'onde sont contemporaines d'une schistosité régionale unique dont les trajectoires moulent le massif et contemporaines d'un métamorphisme anchi- à épizonal.

Comme partout en Bretagne centrale, le hiatus est très important entre les sédiments paléozoïques et les sédiments suivants attribués au Tertiaire (Éocène à Pliocène), ceci ne signifiant pourtant pas forcément une absence de sédimentation au Jurassique et au Crétacé (érosion). On sait cependant qu'une grande partie du Massif armoricain est définitivement émergée à la fin du Crétacé, même si plusieurs invasions marines se succéderont au cours du Tertiaire. Les terres émergées vont subir, de par leur position

altitudinale haute (poussée pyrénéenne, flambage lithosphérique) et des climats hydrolisants agressifs, une altération météorique importante dont les produits (allo- et isaltérites) couvrent une grande partie de la feuille Saint-Méen-le-Grand, notamment au Nord.

ABSTRACT

The St-Méen-le-Grand sheet is located at the centre of the Armorican structural domain of Variscan age. About 80% of the rocks are part of the vast Brioverian unit of central Brittany, a thick succession of monotonous rhythmic deposits of siltstone and sandstone, whose age is most likely Late Proterozoic to Early Palaeozoic, but in any case pre-Ordovician. Their depositional environment and its geometry are still mostly unknown; it may well have been a deltaic or marine pro-delta environment with turbiditic influx in a subsiding basin whose real nature remains to be elucidated. Palaeozoic *s.s.* rocks are confined to the extreme southeast of the sheet, where they unconformably overlie the older Proterozoic-Palaeozoic succession. These classic conglomerates and red siltstone, overlain by the Armorican Sandstone Formation, are the western termination of the Palaeozoic succession south of Rennes.

The significant geological breakthrough on the St-Méen-le-Grand sheet concerns the age of the Ménéac monzogranite, *i.e.* the eastern termination of the Plémet – Gomené Massif. Long considered as Variscan, the age of this granite has now been redefined as Ordovician on the basis of a U-Pb on zircon date of 468 ± 5 Ma. This new fact is of major importance as it revises the geodynamic history of central Brittany, where Ordovician tectonic deformation has no doubt been largely underestimated until now. For the same reason, the age of thermal contact metamorphism in the Brioverian hostrock has to be re-evaluated as well.

The Ménéac monzogranite thus can be compared in age to the nearby plutons of the St-Lublin granodiorite and the Plouguenast orthogneiss on the Loudéac sheet, but, contrary to these two, it was very little affected by the (eo)-Hercynian (Devonian – Carboniferous) events that structured the region as a whole. In any case this deformation was moderate, consisting of large-wavelength folding with development of a single regional cleavage, which moulded the Massif and was contemporaneous with anchi- to epizonal metamorphism.

As elsewhere in Brittany, a very large hiatus exists between Palaeozoic rocks and the overlying Tertiary (Eocene to Pliocene) deposits. However, this does not mean that no Mesozoic deposits ever existed as they may well have been removed by intervening erosion. It is known, however, that much

of the Armorican Massif was certainly above baselevel by the end of the Cretaceous, even though several marine incursions took place during the Tertiary. The emerged rocks were subjected to strong meteoric weathering because of their high elevation (Pyrenean uplift, lithospheric buckling) and aggressive hydrolizing climatic conditions; such weathering products cover much the St-Méen-le-Grand sheet, especially in its northern part.

INTRODUCTION

SITUATION GÉOGRAPHIQUE – MORPHOLOGIE

La feuille de Saint-Méen-le-Grand est à cheval sur trois départements : le Morbihan au Sud, les Côtes-d'Armor au Nord-Ouest et l'Ille-et-Vilaine à l'Est. Il s'agit d'une région essentiellement rurale dont l'activité est surtout axée autour de l'industrie agro-alimentaire et du pastoralisme. Les domaines boisés sont encore assez nombreux avec cinq secteurs importants : la forêt de la Hardouinais au Nord de Merdrignac, la forêt de Paimpont à l'extrême sud-est de la feuille, la forêt de Saint-Méen et ses prolongements au Nord, le bois de la Basse Haie au Nord de Mauron et les vastes secteurs boisés situés sur le granite de Ménéac.

Dans l'ensemble, il s'agit d'une région à faibles reliefs et à rugosité modérée. Les pentes (fig. 1, hors-texte) les plus fortes jalonnent les limites du contact entre Briovérien et Paléozoïque au Sud-Est de la feuille, dans la région de Concoret (8 à 10 %) et au sein du granite de Ménéac à l'Ouest où les valeurs maximales sont atteintes (> 20 %). Les flancs de la vallée du Ninian (bordure ouest de la feuille) sont généralement accusés avec des pentes qui dépassent régulièrement 15 %. En revanche, les autres rivières sont relativement peu encaissées : les vallées du Meu, du Léverin et de l'Yvel ne présentent que de rares secteurs, en partie nord de la feuille et systématiquement orientés vers le Sud-Ouest, où les pentes atteignent des valeurs autour de 10 %.

Ceci se traduit sur la carte des replats (fig. 2, hors-texte) par l'individualisation de vastes domaines où les pentes sont inférieures à 2 %. En éliminant les secteurs à pentes supérieures à 2 %, on peut distinguer clairement trois niveaux altimétriques particuliers :

- un niveau où les altitudes dépassent 260 m, localisé sur le granite de Ménéac, sur les micaschistes à l'Ouest de Merdrignac et sur les interfluves, notamment entre l'Hivet et le Meu. Ces replats sont bien individualisés, peu étendus, excepté dans la forêt de la Hardouinais ;
- un niveau où les altitudes varient entre 150 et 120 m. Ce niveau, établi selon une bande SW-NE, se compose des principaux replats observés au Nord de Saint-Méen-le-Grand et des replats en interfluve entre le Meu, le ruisseau de Muel, l'Yvel et le Léverin ;
- un troisième niveau moins bien individualisé à des altitudes proches de 80 m s'établit selon une bande située au Sud de la bande précédente et orientée de la même manière. Les replats qui constituent ce niveau sont particulièrement bien marqués au Sud d'Évriguët, dans la région de Saint-Brieuc-de-Mauron, en interfluve entre Gaël et Mauron. Ils jalonnent aussi les flancs sud de la vallée du Meu et de son affluent le ruisseau de Muel.

Les passages d'un niveau à l'autre sont généralement bien marqués ; les niveaux sont dissociés, séparés les uns des autres par des domaines à pentes parfois fortes (> 5 %) et où la courbure du profil est nettement imprimée. À l'Est de la forêt de la Hardouinais cependant, le niveau supérieur semble rejoindre très graduellement le niveau intermédiaire dans le secteur de Trémoriel et à la naissance du ruisseau de Muel. De la même manière, les deux niveaux inférieurs semblent se raccorder au niveau d'Évrignet et dans le secteur de la Ville-Caro au Nord de Mauron.

L'analyse du Modèle Numérique de Terrain de l'IGN au pas de 50 m (carte des pentes et cartes des replats) n'amène pas à considérer que les ruptures de pentes observées ou que les séparations entre les différents niveaux de replats soient liées au passage d'accidents cassants. Il est ainsi mal aisé de mettre en évidence, par le biais de l'analyse numérique, les failles en relais qui constituent le linéament « Quessoy – Nort-sur-Erdre » bien connu en Bretagne et particulièrement en Bretagne centrale, et qui pourtant traversent la feuille selon une direction NW-SE (N140-150°). Seule une cartographie détaillée de la base des altérites (encore faut-il admettre que l'altération se soit produite sur un relief non différencié) permettra éventuellement de mettre en évidence ces failles réactivées.

CADRE GÉOLOGIQUE RÉGIONAL – PRÉSENTATION DE LA CARTE

La zone couverte par la feuille Saint-Méen-le-Grand est située au cœur du « domaine structural centre-armoricain » (Cogné, 1962, 1972) ou, si l'on se réfère à une nomenclature plus récente (fig. 3, hors-texte) et articulée autour des domaines orogéniques hercyniens, au cœur du « domaine varisque de Bretagne centrale » (Chantraine *et al.*, 2002). Le terme de « domaine cadomien intraplaque » (Chantraine *et al.*, 1980 ; Chantraine *et al.*, 1988), par référence à l'organisation de la chaîne cadomienne, peut éventuellement être utilisé. Cette zone est bordée au Nord par les massifs de diorites quartzitiques de Saint-Jacut-du-Mené et de Lanrelas, considérés comme les témoins d'un magmatisme d'âge ordovicien entraînant le métamorphisme des sédiments encaissants. Ces sédiments font partie du puissant ensemble du « Briovérien de Bretagne centrale » qui s'étend depuis le Finistère sud jusqu'au Maine-et-Loire, au Nord d'Angers. Les sédiments paléozoïques couvrent une superficie nettement moindre et se localisent dans l'angle sud-est de la feuille. Ils constituent la terminaison de plis de faible amplitude, mais de longueur d'onde pluri-hectométrique à kilométrique.

Les sédiments mésozoïques sont absents (lacune de sédimentation ou érosion) tandis que les sédiments cénozoïques sont très faiblement représentés sur la carte, comme en général en Bretagne centrale. Un seul ensemble, vraisemblablement tertiaire (Éocène, Pliocène ?), est connu à la Ville-Caro et

encore exploité de nos jours. Au Cénozoïque, mais vraisemblablement au cours du Mésozoïque déjà, les roches ont subi des phases de profondes altérations. Dans la majeure partie septentrionale de la feuille, les altérites ont été préservées de l'érosion et l'on observe les profils parmi les plus épais et les plus complets de Bretagne centrale.

Plus peut-être que toute autre carte concernant la Bretagne centrale, la feuille Saint-Méen-le-Grand se singularise par l'abondance des formations quaternaires. Ce sont soit des formations de versant résultant du remaniement des formations d'altérations sous-jacentes soit des formations limono-loessiques qui constituent le dernier dépôt géologique couvrant en discordance toutes les formations antérieures sur la moitié nord de la feuille. Les formations alluviales quaternaires, ou antérieures, sont peu représentées.

Enfin, au Nord-Ouest de la feuille, affleure le granite dit de « Ménéac » faisant partie du massif de Plémet – Gomené. Ce massif, que l'on rapprochait antérieurement du massif de Pontivy et plus particulièrement du granite de Rostrenen *s.s.* (daté aux alentours de 320 Ma), s'est mis en place beaucoup plus précocement, au Cambrien terminal-Ordovicien basal. Une datation, effectuée par la méthode U-Th-Pb sur monazite, a livré un âge de 493 ± 5 Ma et une datation par méthode U-pb/Zr a donné un âge de 468 ± 5 Ma (carte géologique de Loudéac, à paraître). Le granite de Ménéac est ainsi pénécotemporain du massif de Plouguenast (orthogneiss) situé immédiatement au Nord-Ouest, mais il semble avoir été relativement préservé lors des épisodes tectonométamorphiques varisques.

TRAVAUX ANTÉRIEURS – CONDITIONS D'ÉTABLISSEMENT DE LA CARTE

L'essentiel des levés cartographiques de la feuille Saint-Méen-le-Grand à 1/50 000 ont été effectués en 2003 et 2004 par E. Thomas, ingénieur géologue au BRGM. Ces levés se sont appuyés sur ceux de J.-M. Outin, alors géologue indépendant (Rennes), et de N. Brault, alors doctorant à l'université de Rennes 1. Une campagne de sondages (22 sondages) de reconnaissance géologique a été menée en janvier 2004. Elle visait essentiellement la reconnaissance des formations superficielles et notamment la détermination de l'altitude de la base des altérites. Les données ponctuelles antérieures, archivées à la banque du sous-sol (BSS), ont été localement utilisées mais la faible densité des sondages a freiné toute extrapolation convaincante. Enfin, les levés ont pu bénéficier des vastes travaux d'aménagement de l'axe Saint-Méen-le-Grand – Loudéac en route à quatre voies. Par endroits, les talus bordant cet ouvrage ont permis une observation plus fine sur des profils d'une puissance supérieure à quinze mètres.

Il s'agit de la première édition au 1/50 000 de la feuille Saint-Méen-le-Grand. D'une manière générale, il n'a été effectué que peu de travaux de cartographie dans ce secteur de Bretagne centrale. Les seuls documents en carte antérieurs sont les feuilles à 1/80 000 de Rennes (1^{re} éd. ; Barrois et Lebesconte, 1894) et de Pontivy (1^{re} éd. ; Pruvost, 1959a).

Une partie importante des formations du socle de la feuille est rapportée au Briovérien supérieur ; celui-ci est classiquement rattaché au Protérozoïque supérieur, mais des données acquises sur le Briovérien mayennais, laissent envisager un âge cambrien pour sa partie terminale (Guerrot *et al.*, 1992). Dans le Briovérien, comme pour les feuilles à 1/50 000 récemment publiées (Chateau-Gontier, Janzé, La Guerche-de-Bretagne, Montfort-sur-Meu, Rennes, Ploërmel) ou en cours de réalisation (Vitré, Josselin et Loudéac), il a été possible de distinguer de grands ensembles lithostratigraphiques. Nos travaux s'appuient en partie sur les résultats d'une étude (Chantraine *et al.*, 1980) menée dans le cadre de « l'inventaire lithologique et structural du Briovérien de Bretagne centrale et du Bocage normand pour la recherche des guides métallogéniques », et en particulier sur la « coupe Sérent » qui intéresse, sur la feuille Saint-Méen-le-Grand, une portion comprise entre le Sud de Mauron et Gaël.

Les sédiments du Briovérien sont recouverts en discordance par les sédiments terrigènes de l'Ordovicien inférieur. Cette discordance a fait l'objet d'études détaillées (Le Corre, 1977) qui ont donné naissance au modèle d'extension ordovicienne (Ballard *et al.*, 1986 ; Brun *et al.*, 1991).

Le granite de Ménéac, prolongement oriental du massif de Plémet – Gomené, affleure dans le Nord-Ouest de la feuille. Ce granite, d'âge radiochronologique proche de 495 Ma (monazite), occupe une position centrale particulièrement éloignée des ceintures granitiques bretonnes. Il a été autrefois rattaché à la famille du massif de Pontivy et plus particulièrement au granite de Rostrenen avec lequel il présente de nombreuses similitudes mais il semble qu'il faille aujourd'hui le rattacher à la famille des plutons ordoviciens, moins nombreux mais bien connus en Bretagne. Une étude, située plus à l'Ouest (Chantraine *et al.*, 1984), a montré l'existence probable d'un batholite de grande dimension sous le Briovérien de la région de la Chèze (reconnaissance géophysique par la méthode magnéto-tellurique) auquel on était tenté de rattacher le granite de Ménéac. Les cartes gravimétriques (BRGM, 1967) et les données du magnétisme (BRGM, 1998) suggèrent que le massif de Plémet – Gomené n'est pas la terminaison affleurante d'un puissant assemblage plutonique, non affleurant par ailleurs.

Les effets thermo-métamorphiques de mise en place de ce pluton dans son encaissant sédimentaire protérozoïque sont assez facilement observables sur cette feuille mais n'ont jamais été particulièrement documentés ; ces roches, à

métamorphisme de contact ordovicien, sont en tout point semblables à celles situées autour des plutons varisques sur les feuilles Moncontour (Chantraine *et al.*, 1979) et Broons (Régnauld, 1984).

L'expression de la déformation hercynienne (plissement et schistogenèse) a été étudiée par C. Le Corre (1977, 1978). Les limites géographiques de cette étude viennent frôler la partie sud-est de la feuille Saint-Méen-le-Grand, mais les conclusions sont très largement extrapolables ici. Très récemment (Gumiaux, 2003), à l'aide entre autres d'une restauration basée sur l'interpolation des mesures de schistosité et de données de géophysique (sismique, tomographie), des arguments nouveaux ont été proposés pour expliciter une partie de l'histoire hercynienne (impact des cisaillements sud-et nord-armoricains, expression de la déformation, rotation...) en Bretagne centrale. Des mesures d'âge ont été effectuées sur le leucogranite de Saint-Gouéno (immédiatement au Nord-Ouest, voir schéma structural) et sur la granodiorite orthogneissique de Plouguenast. Les âges obtenus (Gumiaux, 2003) éclairent les interprétations antérieures (en particulier le magmatisme et métamorphisme ordovicien) et précisent le contexte géodynamique de cette partie de la Bretagne centrale lors de l'orogénèse hercynienne.

Comme pour les cartes récemment publiées (Montfort-sur-Meu, Rennes, Ploërmel, Saint-Brieuc), ou en phase de réalisation (Josselin, Loudéac), une attention particulière a été apportée à une cartographie la plus précise possible des formations superficielles et particulièrement des formations d'altération. Cette démarche s'inscrit dans la reconnaissance, la caractérisation et la quantification des ressources en eau disponibles dans les aquifères superficiels de Bretagne. Elle s'inscrit également dans la détermination et l'utilisation des paléosurfaces dans la caractérisation des déformations de grande longueur d'onde (flambage lithosphérique par exemple) ou de plus courte longueur d'onde (réactivation de failles) ayant affecté le Massif armoricain, essentiellement au cours du Cénozoïque.

Des études sur le sujet ont été conduites aux limites de la feuille Saint-Méen-le-Grand. Ainsi, dès 1947, M. Gautier s'est attaché à caractériser l'évolution post-hercynienne de la Bretagne centrale, et plusieurs chapitres de son travail s'organisent autour de la détermination des paléosurfaces, des conditions de leur formation et de leur démantèlement. Une chronologie succincte des événements est proposée. Les conclusions sont reprises et étoffées dans un article à Norois en 1964. Les formations superficielles, et notamment les épandages de galets, les conglomérats silicifiés riches en fer au Nord-Ouest et Sud-Ouest de Merdrignac, ont fait l'objet de citations (Aufrère, 1938 ; Durand, 1960) et d'une courte étude en 1975 (Guilcher *et al.*, 1975). Plus récemment encore, dans le cadre d'une thèse de doctorat sur la caractérisation des réservoirs aquifères du Massif armoricain, N. Brault (2000,

2002) a entrepris la cartographie des formations d'altération sur un vaste secteur couvrant les Landes du Mené en incluant la zone couverte par la feuille 1/25 000 IGN (10180) de Merdrignac. Nous nous sommes inspirés de cette étude cartographique, bien que nos conclusions quant à la géométrie des objets (mur des altérites) et à la chronologie diffèrent quelque peu de celles de l'auteur.

Les rares sédiments attribués au Tertiaire (si l'on excepte les conglomérats concrétionnés mentionnés ci-dessus) ont fait l'objet d'études à la Ville-Caro, avec levés de coupes détaillées et descriptions approfondies des faciès et de l'architecture sédimentaire (Brault, 2000 ; Babault, inédit).

DESCRIPTION DES TERRAINS AFFLEURANTS

PROTÉROZOÏQUE SUPÉRIEUR – PALÉOZOÏQUE ANTÉ-ORDOVICIEN : BRIOVÉRIEN

Pendant longtemps, les connaissances sur la stratigraphie du Briovérien de Bretagne centrale étaient principalement issues des travaux de C. Barrois. La colonne stratigraphique du Briovérien, établie « feuille à feuille » par cet auteur, a souvent conduit à des raccordements imparfaits entre les différentes cartes 1/80 000. Une nomenclature identique (Xa, Xb et Xc) était utilisée pour toutes les feuilles, alors que le « contenu » de cette classification évoluait en même temps que les levés. De plus, un des principes ayant guidé l'élaboration des distinctions dans le Briovérien était l'acceptation de la concordance entre le Briovérien et le Paléozoïque (Lebesconte, 1886 et 1888 ; Barrois et Pruvost, 1931). Sur cette base, des ensembles de faciès dont les contours devaient se mouler harmonieusement sur ceux du Paléozoïque ont été cartographiés (voir par exemple la feuille Rennes au 1/80 000). Si P. Lebesconte dès 1900, puis F. Kerforme en 1915, adoptent l'idée d'une discordance cartographique, ce n'est que très tardivement que C. Barrois et P. Pruvost (1935b) admettront au moins « une interruption de sédimentation ».

Pour les auteurs des cartes au 1/80 000 de la région (Barrois et Pruvost), le Briovérien Xa était constitué par les « Phyllades, grauwackes et phtanites de Saint-Lô » (feuilles Pontivy, Rennes), le Briovérien Xb assez homogène sur l'ensemble des feuilles (« Schistes et poudingue de Gourin », feuille Rennes ; « Grès et poudingues de Gourin », feuille Pontivy) et l'ensemble Xc constitué des « Dalles de Néant » (feuille Pontivy), des « Schistes de Néant » (feuille Rennes).

Par la suite, ces ensembles ont été regroupés en un Briovérien moyen (Xa et Xb) et un Briovérien supérieur (Xc). Le Briovérien moyen était défini comme un ensemble dans lequel étaient interstratifiés des niveaux de

phtanite ; le Briovérien supérieur était quant à lui défini comme un ensemble dans lequel étaient remaniés des fragments de phtanite, mais où il n'existait pas d'intercalation (Le Corre, 1977 ; Chantaine *et al.*, 1980). Mais cette subdivision lithostratigraphique, basée sur la présence d'intercalations phtanitiques ou de clastes remaniés, peut être elle-même remise en cause : la présence de niveaux de phtanites interstratifiés n'a jamais été décrite en Bretagne centrale, « même dans les formations réputées Xa » (Le Corre, 1977). De plus, des travaux récents (Dabard, 1996) ont également montré que la présence de phtanites remaniés ne peut constituer un argument irréfutable pour distinguer le Briovérien moyen du Briovérien supérieur. Les sédiments renfermant des clastes de phtanite peuvent, selon l'auteur, être contemporains des dépôts de plate-forme à phtanites interstratifiés attribués au Protérozoïque terminal.

Si la limite « basse » semble être particulièrement difficile à positionner en Bretagne centrale, la limite « haute » est un peu mieux contrainte : des analyses de populations de zircons (Guerrot *et al.*, 1992) ont montré que les formations briovériennes de Mayenne remanient deux populations de zircons : l'une datée à 1 700 Ma, l'autre à 540 Ma. Compte tenu des nomenclatures actuellement en vigueur, le Briovérien de Mayenne est donc, pour partie, Cambrien. Par analogie, on peut penser que la majeure partie des terrains briovériens de Bretagne centrale, qui prolongent à l'Ouest les terrains mayennais, sont d'âge Protérozoïque supérieur et vraisemblablement en partie Paléozoïque inférieur, le diachronisme des dépôts pouvant certainement être important d'un secteur à l'autre.

Le Briovérien supérieur correspond à une puissante série azoïque dont les variations verticales et latérales, ainsi que la sédimentologie de détail, sont encore largement méconnues, principalement du fait de la rareté en affleurements de bonne dimension et surtout de niveaux repères stratigraphiques bien définis. Ce Briovérien se caractérise principalement par des alternances de bancs gréseux et de bancs silto-argileux. Les niveaux conglomératiques lenticulaires sont fréquents et quelques niveaux de grès calcareux peuvent localement être mis en évidence (feuille Rennes, Montfort-sur-Meu). Aucune étude sédimentologie régionale n'a encore été entreprise pour déterminer les environnements de dépôts des sédiments briovériens, mais, comme pour leur âge, les hypothèses sont multiples et ne s'excluant pas forcément les unes les autres. Ainsi, dans la région de Rennes, F. Trautmann *et al.* (2000) assimilent les dépôts du Briovérien à des sédiments de plate-forme distale qui se mettent en place dans des environnements turbiditiques avec apports d'éléments fluvio-deltaïques (conglomérats). À la suite des travaux menés sur la feuille de Montfort-sur-Meu, E. Thomas *et al.* (1999) suggèrent plutôt des environnements de type pro-delta où une partie du matériel est soumis à l'action des vagues de tempêtes.

Au début des années 1980, une importante étude a été menée sur le Briovérien de la région de Ploërmel (coupe Sérent ; Chantraine *et al.*, 1980). Cette étude s'inscrivait dans une tentative d'inventaire et de corrélation régionale (Bretagne et Normandie) des caractéristiques pétrographiques, lithostratigraphiques et structurales des sédiments du Protérozoïque supérieur. Les résultats majeurs de cette investigation ont conduit les auteurs à séparer deux unités à caractères sédimentaires et géochimiques différents et à styles tectono-métamorphiques distincts. Les sédiments briovériens de la feuille Saint-Méen-le-Grand font partie de l'unité nord (ou Unité de Néant). Cette unité est caractérisée par des conglomérats (graviers à galets) immatures et par des grès quartzeux à grains moyennement usés, auxquels sont associés des grès feldspathiques et lithiques riches en quartz volcanique et biotites détritiques. Ces sédiments alternent avec des siltites où s'individualisent les associations de type « Néant-sur-Yvel » riches en figures sédimentaires. Elle correspond à un domaine de faible déformation caractérisé par des plis de longueur d'onde hectométrique associés à une schistosité du type fracture, généralement de plan axial. Les résultats apportés par cette étude ont largement contribué à la distinction des différents faciès rencontrés lors du levé de la feuille Ploërmel au Sud. Les mêmes critères et la même nomenclature ont été adoptés sur la feuille Saint-Méen-le-Grand. On a ainsi défini des ensembles b1 (faciès « Néant ») et b2 (alternances silto-gréseuses). Comme pour les feuilles au 1/50 000 récemment publiées, il a été possible de distinguer deux grands groupes au sein de l'ensemble b2. Les critères distinctifs sont l'abondance et la puissance des niveaux gréseux ; on définit ainsi b2S (siltites dominantes et bancs de grès d'épaisseur inférieure généralement à 20 cm) et b2G (grès [ou anciennement grauweekes] dominants en bancs d'épaisseur supérieure à 20 cm). Au Nord de la feuille, les conditions d'affleurement sont nettement moins bonnes que dans la région de Mauron. De plus, les roches sont largement altérées et recouvertes de façon quasi ubiquiste par des formations superficielles. Les rares affleurements ne suffisent généralement plus à construire des ensembles continus et cohérents. Pour cette raison (comme sur la feuille Montfort-sur-Meu à l'Est), la notation bi (Briovérien indifférencié) a été adoptée. À l'issue de la campagne de sondages cependant, une étroite bande (quelques centaines de mètres) de siltites ardoisières a pu être mise en évidence (ardb).

Pour des raisons de compréhension et dans l'esprit d'harmonisation future des levés au 1/50 000, il est nécessaire d'explicitier ici les similitudes et les différences de notations avec les cartes récemment publiées (voir aussi Trautmann *et al.*, 2000). La feuille de Ploërmel a servi de base à l'établissement de la nomenclature actualisée des terrains briovériens à l'Ouest de la terminaison des plis paléozoïques « du Sud de Rennes ». La feuille Saint-Méen-le-Grand reprend la classification (excepté pour l'ensemble b3, non présent). b2S et b2G correspondent respectivement aux

ensembles bS et bG cartographiés sur la feuille Montfort-sur-Meu. Sur la feuille de Rennes, deux ensembles bC et bS bien distincts ont été cartographiés. b2S (Ploërmel, Saint-Méen-le-Grand) et bS (Montfort-sur-Meu) correspondent en partie à l'ensemble bS (Rennes). Les ensembles b2G (Ploërmel, Saint-Méen-le-Grand) et bG (Montfort-sur-Meu) correspondent grossièrement à l'ensemble bC + bCw défini sur Rennes. Il convient ainsi d'être prudent dans le raccordement entre les différentes cartes et bien garder à l'esprit que ce ne sont pas strictement les mêmes critères qui ont servi lors des regroupements de faciès.

OUEST					EST			
Josselin (in prép.)	St-Méen-le-Grand (2006)	Ploërmel (2004)	Montfort-sur-Meu	Pipriac (1987)	Rennes (1999)	Janzé	La Guerche-de-Bretagne	Bain-de-Bretagne
Rare	b1	b1	non présent	non présent	non présent	non présent	non présent	non présent
b2S	b2S	b2S	bS	bC	bS		bSA (+ bSX)	b2-3 + b2-3X
b2G	b2G	b2G	bG		bC + bCw		bCs + bCw	
b2Cg	b2Cg	b2Cg	bP	bP	bCp	bCp	bSp	
b3S	non présent	b3S	non présent	non présent	non présent	non présent	non présent	non présent
b3G	non présent	b3G	non présent	non présent	non présent	non présent	non présent	non présent
b3Cg	non présent	b3Cg	non présent	non présent	non présent	non présent	non présent	non présent
non présent	non présent	non présent	Cal	non présent	Cal	Cal	Cal	non présent

Tableau 1 - Tableau de synthèse des notations utilisées pour le Briovérien de Bretagne centrale.

b1. Formation des « Dalles de Néant » : siltites. Le groupe de faciès, connu régionalement sous le nom de « Dalles de Néant », n'est représenté sur la feuille Saint-Méen-le-Grand, que par son pôle silto-argileux. Ce faciès est observable dans de très bonnes conditions au lieu-dit le Pont Gérard, au Nord de Concoret, où une excavation récente permet en outre l'observation du contact Briovérien/Formation de Pont-Réan. On l'observe aussi dans de bonnes conditions sur la D2, à l'Ouest de Concoret, à la Touche-ès-Bouviers, au Sud de Mauron, sur tout le plateau entre le Désert et la Rochette à l'Est de Mauron, ainsi que dans deux anciennes carrières situées à Carhaillan, au Sud-Est de Saint-Brieuc-de-Mauron. Le faciès, unique, est constitué de siltites et d'argilites finement rythmées, de couleur vert sombre caractéristique. Dans tout le secteur, le (quasi)parallélisme entre schistosité et stratification rend difficile l'observation des figures sédimentaires.

b2S. Alternances silto-gréseuses à siltites dominantes. Ce faciès, constitué d'alternances de niveaux argilo-silteux et de niveaux gréseux, est caractérisé par un rapport siltites-argilites/grès élevé. Il peut être rapporté au groupe bS cartographié sur la feuille voisine de Montfort-sur-Meu (Thomas *et al.*, 1999), mais ne peut pas être, en première approximation, rapporté au groupe bS cartographié sur la feuille Rennes. L'ensemble b2S regroupe les

lithofaciès différents, dont les extrêmes sont une argilite fine et des grès quartzitiques. Le faciès le plus courant est une siltite argileuse, de couleur sombre si elle est saine, à petits éléments anguleux de quartz, illite, chlorite, dispersés dans une matrice quartzo-phylliteuse abondante. Les déterminations effectuées pour l'inventaire lithologique ont montré une proportion en albite non négligeable (jusqu'à 10 %) et une pauvreté en carbone organique et en calcium, ceci s'accordant bien avec l'absence d'occurrences carbonatées dans ce secteur. Les minéraux lourds sont représentés en traces par du zircon, de la limonite. Quelques échantillons présentent des traces d'anatase, de rutile ainsi que d'apatite.

Les bancs de grès (arénites feldspathiques) sont relativement fréquents, mais d'épaisseur généralement inférieure à la dizaine de centimètres. La composition minéralogique est voisine de celle des siltites. À l'échelle de l'affleurement, les bancs sont subparallèles, d'épaisseur quasi-constante, et les contacts en base et sommet de bancs sont nets. Localement, les bancs gréseux ravinent faiblement les niveaux argileux sous-jacents. Les figures sédimentaires observées dans les niveaux argileux sont généralement des lamines planes suparallèles. Les faciès gréseux sont généralement massifs, sans figure sédimentaire et sans granoclassement : il n'a pas été mis en évidence de séquences de Bouma ou de figures de courant comme dans les faciès similaires de la feuille Rennes où ces sédiments sont interprétés comme des turbidites distales (Trautmann *et al.*, 2000).

b2G. Alternances silto-gréseuses à grès dominants. Les alternances silto-gréseuses à siltites dominantes passent localement à des alternances silto-gréseuses à grès dominants. Ces faciès, où les grès forment souvent des bancs métriques, s'observent dans de bonnes conditions au Sud de Mauron et au Nord du Paléozoïque où ils sont bien développés, occupant des bandes orientées approximativement N80. Quelques récurrences de ces faciès peuvent être observées au Nord de Mauron (La Ville-Davy) ou à l'Ouest d'Évriguet, mais les bancs de grès, toujours nombreux, y sont beaucoup moins épais. Les siltites, en intercalations entre les bancs de grès, ont une composition similaire à celles des siltites de l'ensemble b2S. Les grès sont des grès massifs subfeldspathiques, grossiers, généralement non classés. Les éléments remaniés sont des fragments lithiques de microquartzites, de phtanites, de quartz en écharde ou craquelés de facture volcanique, des éléments phylliteux (muscovite, chlorite) et des grains de feldspath. Ce faciès est l'équivalent du faciès bCw (« alternances silto-wackeuses dures à wackes dominantes ») décrit sur la feuille Rennes. En outre, il se rapporte au groupe indicé bG de la feuille Montfort-sur-Meu. Il constitue donc le point de départ dans l'élaboration d'une cartographie harmonisée du Briovérien de Bretagne centrale.

b2Cg. Conglomérats à galets de quartz. Les conglomérats à galets de quartz, fréquents au Sud de la feuille Ploërmel, continuent de se raréfier vers le Nord, suivant ainsi ce qui a pu être observé sur les feuilles de Montfort-sur-Meu et Rennes. Une seule intercalation a pu être mise en évidence : elle forme une bande de quelques mètres à une dizaine de mètres de large, dans le Sud-Ouest de la feuille. Ces conglomérats ne sont jamais visibles à l’affleurement mais apparaissent en blocs de taille plus ou moins variés au sein des labours ; leur délimitation est ainsi relativement délicate. Sur la feuille Saint-Méen-le-Grand, il s’agit de conglomérats à petits galets, essentiellement de quartz, très arrondis. La matrice, quartzo-phylliteuse, est relativement peu abondante. Les autres éléments ont des origines diverses : grains de quartzites, de phanites, de grès et localement des grains de feldspath. Compte tenu de l’absence d’affleurement, aucune organisation sédimentaire n’a pu être observée. Dans les rares blocs un peu volumineux, aucun granoclassement et aucune figure sédimentaire n’ont pu être décelés.

bi. Formations sédimentaires indifférenciées : siltites et grès. Au Nord de la feuille, le recouvrement par les formations superficielles devient trop important pour espérer établir une carte détaillée des lithofaciès. Les rares affleurements se situent à proximité des vallées, mais, dans la majorité des cas, l’état de la roche (fauchage, cryofracturation, altération) et l’absence de continuité entre affleurements demeurent des problèmes dans l’identification et l’établissement de limites fiables. Le plus souvent, le Briovérien observé est constitué de siltites et d’argilites tendres, jaunâtres à l’affleurement. Les niveaux gréseux, souvent centimétriques, sont relativement nombreux ; les contacts entre bancs sont rarement érosifs, les figures sédimentaires limitées le plus souvent à des lamines planes subparallèles. Très localement, les bancs gréseux montrent des figures de granoclassement frustré. En bordure du granite de Ménéac, à Groutel au Nord de la Ville Thédain (D305), une butte isolée ressort clairement de la topographie. Elle est constituée de grès feldspathiques (**bg**) massifs verts, grossiers et non classés. On y retrouve les fragments lithiques identiques à ceux de l’ensemble b2G : quartzites, phanites, quartz, grains de feldspath et localement des éléments phylliteux (muscovite, biotite). La matrice est relativement abondante (40 %).

bg. Formations sédimentaires indifférenciées à dominante gréseuse.

Des faciès sensiblement similaires sont décrits sur la feuille Rennes (Trautmann *et al.*, 2000). Regroupés sous l’indice bS, ils constituent la fraction la plus importante du Briovérien observée sur cette feuille. Le groupe b observé ici pourrait être rapporté à l’ensemble bS de la feuille Rennes (mais différent de l’ensemble bS de Montfort-sur-Meu).

ardb. **Formations sédimentaires indifférenciées à faciès ardoisier à pyrite.** À la faveur de la campagne de reconnaissance par sondages, une bande plus ou moins étroite (limites incertaines) a été mise en évidence au Nord du Meu. Les rares cuttings qui ont pu être remontés montrent qu'il s'agit d'argilites ardoisières de couleur noire en profondeur. Elles ne sont pas visibles à l'affleurement dans leur état sain et leur altération ne les distingue en rien des argilo-siltites briovériennes voisines. Elles sont riches en pyrite (quelques cubes millimétriques isolés ont été observés) et sont parcourues d'une multitude de filonnets de quartz blanc qui semblent plus ou moins concordants avec la schistosité. Les structures sédimentaires n'ont pas pu être observées.

Ces argilites à faciès ardoisier n'ont vraisemblablement pas une origine différente des siltites et argilites communes rencontrées sur la feuille Saint-Méen-le-Grand. De tels cas de figure semblent relativement fréquents : la feuille Ploërmel montrant des faciès sensiblement équivalents aux alentours de Côté où les ardoises furent exploitées autrefois. Le faciès observé est sans doute lié à la présence de failles sur lesquelles se sont concentrées les déformations et les intrusions quartzieuses. Comme dans le cas de Côté où la bande ardoisière est parallèle au contact Briovérien – Paléozoïque, la bande de Saint-Méen est orientée E-W, parallèle à la Rance et au contact entre Briovérien/massif dioritique de Lanrelas. Dans la région, cette structuration E-W n'est pas mise en évidence sur le terrain, mais l'étude menée sur les levés magnétiques réalisés sur la feuille Ploërmel (Debégliat et Perrin, 2000) a montré qu'il existe une série d'orientations magnétiques N80-100°, éventuellement liée à la présence d'un champ filonien de nature imprécise (basique ?).

bξ. **Schistes satinés épimétamorphiques.** ξb. **Schistes à muscovite – Briovérien métamorphisé par le granite de Ménéac.** Les intrusions des massifs dioritiques de Saint-Jacut-du-Mené – Lanrelas (feuilles Broons et Montcontour) et du granite de Ménéac ont, sur le pourtour des plutons, modifié les sédiments encaissants par métamorphisme de contact (thermo-métamorphisme).

Métamorphisme lié aux diorites quarzites : au Nord de la feuille, selon une bande orientée E-W, qui moule grossièrement le massif dioritique de Lanrelas, apparaissent des schistes satinés dont les caractères pétrographiques et structuraux sont difficiles à préciser sur la feuille Saint-Méen-le-Grand, compte tenu des médiocres conditions d'affleurement et du recouvrement par les formations superficielles. Ces roches peuvent en revanche être bien observées un peu plus au Nord, sur les feuilles de Broons (Régnauld, 1981, 1984) et Montcontour notamment. Les limites reportées sur la feuille Saint-Méen-le-Grand ne sont que des limites indicatives : ces schistes satinés

passant très graduellement aux schistes peu métamorphiques vers le Sud. Sur le terrain, ces roches correspondent à des schistes à muscovite (quelquefois en grandes lamelles) et chlorite où la schistosité est très distinctement imprimée. Il n'a pas été observé de micaschistes francs dans ce secteur, pas plus que de trace d'un métamorphisme d'un grade supérieur (micaschistes à sillimanite ou micaschistes à andalousite) tel qu'il apparaît immédiatement plus à l'Ouest autour du complexe de Plouguenast.

Métamorphisme lié au granite de Ménéac : l'auréole de contact liée à l'intrusion du massif de Ménéac au sein des séries briovériennes est bien développée sur la feuille Saint-Méen-le-Grand où elle décrit une couronne de quelques centaines de mètres qui moule sensiblement les limites cartographiques du granite. Le passage des schistes à micas blancs (thermométamorphisme franc : ξb) aux roches moins métamorphiques ($b\xi$) est très progressif, par appauvrissement de la proportion en micas. De même, la transition vers les séries épimétamorphiques briovériennes est très graduelle ; les limites indiquées traduisent la perte (macroscopiquement) de l'aspect satiné de la roche. Les schistes métamorphiques ont une structure généralement grano-lépidoblastique (taille des grains $< 200 \mu$) où la schistosité de type flux est soulignée par les muscovites, les chlorites et parfois par les biotites. Le quartz peut être localement abondant.

$b\xi c$. Schistes tâchetés à silicates d'alumine. Sur le flanc sud du massif de Ménéac, les schistes s'enrichissent en porphyroblastes de silicate d'alumine (cordiérite ou andalousite) ; cela leur donne un aspect de schistes tachetés et ils perdent complètement leur aspect satiné. Le meilleur point d'observation, bien que localisé dans des roches altérées ou/et très diaclasées, se situe au croisement vers Bos-Calers. Sur les quelques fragments en bon état, les minéraux du métamorphisme peuvent être distingués : silicates sub-automorphes de cordiérite (ou d'andalousite), pseudomorphosés en séricite et chlorite, biotite en petites paillettes, lames de muscovite.

Kb. Cornéennes. Sur le flanc nord du massif granitique de Ménéac, les roches briovériennes ont subi des recristallisations plus poussées avec formation de cornéennes. Elles sont particulièrement bien observables depuis Saint-Guénaël, dans les talus de la route qui descend vers la N165, mais les meilleurs points d'observation se situent entre la Lande aux Chiens et le Bas Couesland où elles sont exemptes de recouvrement superficiel. À l'Est de Roquetton et au Nord du Fosso, les affleurements sont rares, mais elles apparaissent très nettement en nombreuses pierres volantes à la surface des champs. De structure granoblastique, leur composition est proche de celle des schistes satinés.

ROCHES PLUTONIQUES

Massif de Plémet – Gomené

$\gamma M^{1,2}$ **Monzogranite de Ménéac à biotite et muscovite (468 ± 5 mA u-Pb/Zr)**. Sur la feuille Saint-Méen-le-Grand affleure la terminaison orientale du granite de Ménéac. Le granite, circonscrit dans les schistes métamorphisés plus tendres, forme une hauteur topographique nettement distincte dans le paysage, mais les contacts avec l'encaissant sédimentaire sont souvent difficiles à positionner, à l'opposé de ceux avec les cornéennes. On peut observer le contact au Sud du granite, dans la région du Tray et plus à l'Ouest, dans la petite vallée qui remonte vers la Heudière ; à cet endroit, le granite est en contact avec des schistes à cordiérite. Les contacts avec des « réapparitions » du granite, certainement peu profond sous le Briovérien métamorphisé, peuvent être observés à la Créhaudais au Sud de Lérignac ainsi que, dans de moins bonnes conditions, au Sud des carrières qui s'alignent le long de la N164 au Sud de la Hersonière. À la Créhaudais, les contacts sont nets : sur la D22, on passe d'argiles à micas structurées (isaltérites des schistes satinés) à une arène granitique grenue selon un contact franc.

Le granite de Ménéac est en général bien observable ; il affleure très largement au niveau de Roquetton (carrière au Nord) et Gomené, et il existe de beaux affleurements sur les D175 et D106, mais le meilleur point d'observation, que ce soit pour la roche saine ou pour les faciès altérés, se situe au niveau de la nouvelle carrière à la Rosette Bazin (Ouest de Ménéac) et le long de la route récente qui mène à l'exploitation depuis Landual.

Le granite de Ménéac est reporté sur la carte avec un faciès unique ; il existe cependant des secteurs (Roquetton, les Fontelles...) où le granite présente un faciès proche d'un faciès porphyroïde vrai (il avait par ailleurs déjà été mentionné comme granite porphyroïde (Barrois, 1885)). Il n'a pas paru possible de limiter ces secteurs de façon précise ; en outre, il semble que les variations observées ne soient que des variations de texture, la composition minéralogique ne varie pas. Les filons de quartz, les filons aplitiques ou les venues pegmatitiques si fréquents dans les granites bretons n'ont pas été observés ici.

En règle générale, le granite, de couleur gris clair à gris-bleu, présente une texture grenue à grain grossier (grenue porphyroïde par endroits). Les éléments qui le composent, bien discernables à l'œil nu, sont le quartz, les feldspaths en grands cristaux automorphes (microcline, plagioclase), la biotite et la muscovite. Les minéraux lourds (analyse MEB) sont représentés par de la magnétite, de l'apatite, de la pyrite et d'abondants zircons fumés. Bien qu'aucune analyse modale n'ait été effectuée dans le détail, la proportion des

éléments permet de classer ce pluton dans une classe intermédiaire entre un monzogranite et un syénogranite.

Généralement, les éléments ne semblent pas clairement orientés et le granite ne montre souvent aucune structure planaire ; tout au plus peut-on localement discerner une très fruste foliation par endroits : ceci traduirait une mise en place dans un contexte exempt de contraintes particulières.

PALÉOZOÏQUE

Les terrains paléozoïques ne sont représentés que dans une petite structure synclinale à l'extrême sud-est de la feuille. Ces structures, bien plus développées sur les feuilles voisines à l'Est et au Sud-Est, constituent les fermetures périclinales ouest des plis paléozoïques du Sud de Rennes. Le Paléozoïque à l'affleurement est constitué de deux formations : la Formation de Pont-Réan dont les sédiments amorcent la sédimentation ordovicienne en Bretagne centrale et, lui faisant suite en concordance stratigraphique, la Formation du Grès armoricain.

Formation de Pont-Réan (Arénig inférieur)

· Membre de Montfort

O2B. Siltites rouges. À l'affleurement, les siltites de couleur rouge caractéristique constituent le seul faciès de la Formation de Pont-Réan qui a été observé sur la feuille Saint-Méen-le-Grand. Ces roches sont bien exposées dans le village de Concoret et dans sa région, notamment dans le secteur du château de Comper et dans la carrière de Trékoët. Il existe aussi de bons affleurements à la Ville-aux-Feuvres, au Nord-Ouest de Concoret. Ce sont des siltites grossières, à classement granulométrique variable, à quartz (parfois d'origine volcanique) anguleux ou arrondis, fragments de quartzites, micas blancs, zircons, tourmaline et minéraux opaques. La matrice recristallisée est constituée de quartz, de muscovite, de chlorite et de séricite. Leur couleur lie-de-vin typique est liée à la présence d'un pigment d'hématite. Elles peuvent être décolorées localement par réduction du fer, ce qui les rend alors assez difficilement distinguables des sédiments du Briovérien. Comme habituellement pour ces siltites, l'identification de la stratification à l'échelle de l'affleurement est souvent difficile, car les limites entre les bancs sont très mal marquées (pas de joints argileux ou joints discrets). L'observation se fait généralement à plus grande échelle ou lorsqu'un banc plus gréseux diffracte la schistosité. Un des traits caractéristiques des siltites est leur débit en lames subverticales, lié à une schistosité grossière bien développée et dont l'aspect amygdaloïde est occasionné par l'hétérogénéité du sédiment à l'échelle centimétrique.

Une campagne de sondages menée lors de l'implantation d'un réseau de piézomètres dans le bois de Trékoët montre que cette partie de la Formation de Pont-Réan correspond en réalité à une série très rythmique où alternent les bancs de siltites et les bancs de grès bien que ceux-ci n'aient pas été reconnus à l'affleurement.

Sur la feuille Saint-Méen-le-Grand, les sédiments comportent en général peu de traces de vie. Les plus fréquentes sont celles de vers marins (*Tigillites* ou *Skolithos*). Ces faciès, à apport terrigène réduit et à bioturbation associée, sont caractéristiques d'une sédimentation côtière de faible énergie et d'un milieu marin peu agité.

Formation du Grès armoricain (Arénig moyen – Caradoc)

O2. Quartzites massifs à interlits argileux. En Bretagne centrale, au Sud de Rennes, la Formation du Grès armoricain a été divisée en trois membres distinctifs qui ont été cartographiés sur plusieurs feuilles : Malestroit (Plaine *et al.*, 1981), Pipriac (Dadet *et al.*, 1995), Janzé (Trautmann *et al.*, 1994), Bain-de-Bretagne (Herrouin *et al.*, 1987)... Il s'agit du Membre du Grès armoricain inférieur, du Membre du Congrier et du Membre du Grès armoricain supérieur. Comme sur la feuille Ploërmel, le Membre du Congrier, formé par des pélites schisteuses micacées, n'a pas été reconnu. Il ne nous a pas non plus paru possible d'effectuer une distinction entre le Membre supérieur et le Membre inférieur de la Formation du Grès armoricain : ils sont tous deux constitués d'alternances de quartzites et de psammites avec augmentation des niveaux pélitiques et psammitiques et diminution de l'épaisseur des bancs quartzitiques pour le Membre supérieur. De plus, les épisodes de sédimentations ferrugineuses (Chauvel, 1968) n'affleurent pas sur cette feuille. Sur la feuille Rennes, au niveau du synclinal de Liffré (Trautmann *et al.*, 2000), un conglomérat basal à petits galets de quartz a été reconnu notamment dans les environs de Gosné. Ce niveau particulier n'a pas été reconnu sur la feuille Saint-Méen-le-Grand, mais la concordance stratigraphique incite à penser que l'on observe sur la feuille Saint-Méen-le-Grand, le Membre inférieur de la Formation du Grès armoricain (O2a).

À la surface, la Formation du Grès armoricain est le plus souvent représentée par sa forme d'altération qui correspond à une argile sableuse blanche à ocre emballant de nombreux blocs de grès blanchâtres résiduels. Cependant, des grès épars sont visibles sur les hauteurs de la forêt domaniale de Gaël – Paimpont et plus difficilement dans le bois de Trékoët. La route qui mène à la carrière de Trékoët où sont exploitées les séries rouges laisse entrevoir quelques bancs gréseux rougeâtres, en concordance stratigraphique avec les niveaux de siltites rouges sous-jacentes et montre le passage, ici progressif, entre la Formation de Pont-Réan et la Formation du Grès

armoricain. La rareté et le mauvais état des affleurements, et surtout leur recouvrement par une végétation abondante, excluent toute tentative de description très détaillée. Néanmoins, la Formation du Grès armoricain peut être décrite ici comme une succession de bancs décimétriques de grès et de quartzites fins, à matrice réduite. Ces grès et quartzites sont composés de grains de quartz, de grains lithiques, et de micas de type muscovite. Les interbancs sont formés par des lits centimétriques de psammites blanchâtres. Les études microscopiques ont permis de mettre en évidence des minéraux accessoires tels que le zircon, la tourmaline et le rutile (Plaine *et al.*, 1981 ; Trautmann *et al.*, 1994). Sur la feuille Ploërmel, ainsi que sur la feuille Guer encore non documentée, des affleurements remarquables possèdent des niveaux riches en traces de vie : ichnofossiles (*Cruziana*) de grande taille et d'une conservation exceptionnelle, *Daedalus*, terriers verticaux (*Skolithos*) ; sur la feuille Saint-Méen-le-Grand, aucune trace de vie fossile n'a pu être observée. Ces formes de vie n'ont pas de valeur chronostratigraphique et l'âge arénigien est proposé par comparaison avec les feuilles voisines et selon l'attribution traditionnellement retenue dans cette partie de la Bretagne (Paris, 1981).

FORMATIONS FILONIENNES

Q. Quartz. Seuls les filons importants ont été reportés sur la carte, mais les filons sont bien plus nombreux et se rencontrent encaissés quasiment sur tous les affleurements où le Protérozoïque est observable. À cela, on peut ajouter les quartz d'exudation rencontrés localement dans les micaschistes. Excepté sur sa bordure sud, au contact avec les micaschistes, le granite de Ménéac, à l'opposé de ce qui est observé sur le granite de Lizio (feuilles Malestroit et Ploërmel) ou sur le granite de Pontivy (feuilles Pontivy et Rostrenen), n'est que très rarement parcouru de filons quartzeux.

Même dans le cas de filons importants, il n'existe généralement pas d'affleurement franc : les filons sont marqués par de gros blocs qui les jalonnent en surface. Cependant, à la faveur des travaux routiers à l'Ouest de Saint-Méen-le-Grand, des filons assez continus dans leur partie profonde peuvent être observés aux lieux-dits la Gautraie, la Congraix ou la Hussaie. En tout état de cause, il s'agit de filons de faible épaisseur (inférieure au mètre le plus souvent), orientés principalement selon des directions N50-80 et généralement sécants sur la schistosité. Aucun filon de taille importante n'a pu être associé à la direction structurale N140-160. Dans les épandages et les filons en place, seuls trois habitus du quartz ont été reconnus :

– brèche hétérogène à éléments de quartz gris ou blanchâtre dans un ciment finement cristallin ;

- quartz porté, caverneux, associés à des oxydes (généralement oxydes de fer) ;
- quartz blanc, massif, homogène (faciès le plus fréquent), rarement déformé (peu de fractures).

Les éléments cristallisés n'ont pas été observés sur cette feuille, mais il semble que le filon du Vot, où l'or fut autrefois exploité, présentait quelques « géodes » à quartz cristallin.

Le démantèlement de ces filons a nourri une grande partie des formations superficielles de versant (voir chapitre suivant) ; la morphologie des fragments est le plus généralement subanguleuse, ce qui traduit des transports faibles. Quelques blocs et galets très émoussés sont parfois observés au sein des formations de versant. Ceci traduit un transport et un façonnage beaucoup plus long, éventuellement même en contexte fluviale (galets pouvant provenir de conglomérats de gisements du type Ville-Caro, aujourd'hui totalement érodés).

Sur la feuille Saint-Méen-le-Grand, il n'a pas été mis en évidence de filons basiques, alors qu'ils sont bien développés sur la feuille Broons au Nord. Localement, on pourra éventuellement être amené à discerner ces roches, à la faveur de travaux ou de terrassements futurs. Quelques fragments de diabase ont été trouvés, essentiellement dans la partie nord de la feuille, fortement émoussés et incorporés aux formations de versant ; il s'agit de fragments allochtones dont il n'a pas été possible de déterminer avec exactitude le lieu de provenance.

FORMATIONS SUPERFICIELLES

Le terme de « formations superficielles » désigne un ensemble de formations de natures et d'origines très différentes. Ces formations sont regroupées en fonction des processus qui les ont formés plutôt qu'en fonction de leur âge, généralement largement méconnu ou très incertain (formations azoïques pour la plupart). On distingue ainsi quatre ensembles :

- les *formations résiduelles* regroupant les altérites et les cuirasses sommitales ;
- les *dépôts de versants* correspondant aux formations provenant du remaniement des formations meubles (altérites, limons anciens...) ;
- les *dépôts fluviaux* regroupent les sédiments déposés par les rivières (alluvions) ainsi que les sédiments fins présents dans le fond des vallées des drains secondaires du réseau hydrographique actuel (colluvions de fond de vallon) mais aussi des sédiments à façonnage fluvio-deltaïques plus anciens ;

– les *dépôts éoliens* sont représentés principalement par des loess qui proviennent de la remobilisation et accumulation par les vents de fines particules (silts) sous des climats secs et froids.

Les formations résiduelles : altérites et cuirasses. La cartographie détaillée des formations dites « résiduelles », s'intègre dans la volonté du programme de la carte géologique de France de faire figurer des informations capitales pour les collectivités locales. Ces données concernent notamment la protection de l'environnement, la détermination des secteurs agricoles à risques (vulnérabilité aux polluants) et corollairement, la connaissance des chemins (alimentation) et réservoirs (étendues, capacités...) de l'eau souterraine en Bretagne. Elles sont indispensables à une gestion durable de la ressource et à son retour à une qualité appréciable.

Un autre intérêt de la cartographie de ce type de formations superficielles, et notamment des altérites (ou plus exactement de l'altitude de la base du profil d'altération), est de mettre en évidence les variabilités à l'échelle régionale. Le décalage du mur des altérites ou de la zone fissurée sous-jacente peut servir de repère, pour révéler l'existence de discontinuités structurales autrement difficilement discernables (et éventuellement même de proposer des rejets verticaux). Cette cartographie détaillée peut être ainsi le point de départ ou apporter des éléments capitaux dans tout essai de reconstitution paléogéographique.

Excepté au niveau des travaux routiers entre Saint-Méen-le-Grand et Loudéac, les conditions d'affleurement sur la feuille Saint-Méen-le-Grand sont relativement médiocres et l'observation se limite, dans la plus grande partie des cas, aux premiers mètres, sinon moins, de la couche dite « superficielle ». Dans un tel cas de figure, le recouvrement est souvent surestimé en superficie et en épaisseur. Nous avons essayé, dans la mesure du possible, de trouver le compromis le mieux adapté, afin que les informations de « socle » ne soient pas intégralement masquées par les informations se rapportant aux formations superficielles. Ainsi, l'épaisseur considérée comme représentative se situe sur cette feuille aux alentours de 1,5 m. De plus, le lever de la carte s'est appuyé sur les levés des cartes périphériques récentes comme celle de Montfort-sur-Meu (Thomas *et al.*, 1999) et Ploërmel (Thomas *et al.*, 2004), ceci afin d'assurer une cohérence cartographique à l'échelle régionale. Le tracé de la nouvelle route entre Saint-Méen-le-Grand et Loudéac permet l'observation sur des épaisseurs plus importantes, de l'ordre de 15 m au lieu-dit la Gautraie à l'Est de Trémoré. Ces grands affleurements permettent aussi d'observer la succession des formations superficielles et les différentes transitions, depuis les loess limoneux sommitaux jusqu'aux altérites (ici isaltérites) en passant par les formations déplacées.

Altérites : les formations d'altération dérivent de l'action principale des eaux météoriques qui modifient *in situ* les propriétés physiques et chimiques des roches-mères (méta)sédimentaires ou plutoniques. Localement, on peut être amené à différencier géochimiquement (Boulvais *et al.*, 2000) des altérations issues de l'action et la circulation de fluides de moyenne ou haute température d'origine endogène (*i.e.* profonde). Dans les processus supergènes (qui se déroulent en surface), les climats chauds et humides peuvent être d'excellents catalyseurs des transformations physico-chimiques. Plusieurs périodes d'altération se sont vraisemblablement succédées au cours du Mésozoïque et du Cénozoïque, engendrant des surfaces polyphasées et des talus de raccordement qu'il est extrêmement difficile de mettre en évidence. On attribue généralement la genèse des derniers profils épais au Tertiaire (Durand, 1960 ; Estéoule-Choux, 1967 ; Ollivier-Pierre, 1980) où les agents météoriques ont, sur tout le Massif armoricain, généré de véritables profils latéritiques à kaolinite, parfois épais (40 m en moyenne dans la région de Scaër dans le Finistère Sud, 20 à 30 m dans les zones effondrées à l'Ouest de Rennes). On pense maintenant (Wyns, 1991a, 1996 ; Quesnel, 1997 ; Thomas, 1999 ; Guillocheau *et al.*, 1999) que c'est aussi la position altimétrique de la surface continentale par rapport au niveau marin relatif, associés à l'absence de pentes fortes à l'échelle régionale, qui ont pu conditionner très largement le développement ou la destruction des profils d'altération, peut-être même sous des climats dits « hydrolysants ».

Cuirassements : des lambeaux de surface continentale subsistent très localement sur la feuille Saint-Méen-le-Grand, dans le secteur de Ménéac (Brault, 2002) et au Sud-Ouest de Merdrignac. Ces lambeaux peuvent être repérés par la présence de formations silicifiées, d'origine pédologique, en dalles ou le plus souvent en blocs épars sur des points hauts. L'apparition de ces formations marque l'arrêt du fonctionnement du profil d'altération, consécutivement à des changements climatiques et à un affaissement de l'altitude moyenne de la surface continentale. Elles sont donc les témoins d'une histoire postérieure à la latérisation et peuvent constituer un repère stratigraphique dans les séries azoïques (Thiry, 1999). À côté de ces transformations supergènes, vraisemblablement tertiaires (anté-Éocène supérieur, âge communément admis pour les silcrètes armoricaines), il est probable que d'autres périodes d'altération aient pu intervenir, postérieurement au Tertiaire, éventuellement sous les climats tempérés du Plio-Quaternaire (Estéoule-Choux, 1967, 1968b, 1982).

Les dépôts de versants sont constitués par des éléments qui ont subi un transport, généralement de faible ou moyenne amplitude, et qui sont temporairement immobilisés sur des glacis à pente variable (mais souvent faible). Sur la feuille Saint-Méen-le-Grand, ces formations de versants occupent une vaste superficie et peuvent masquer sur plusieurs kilomètres

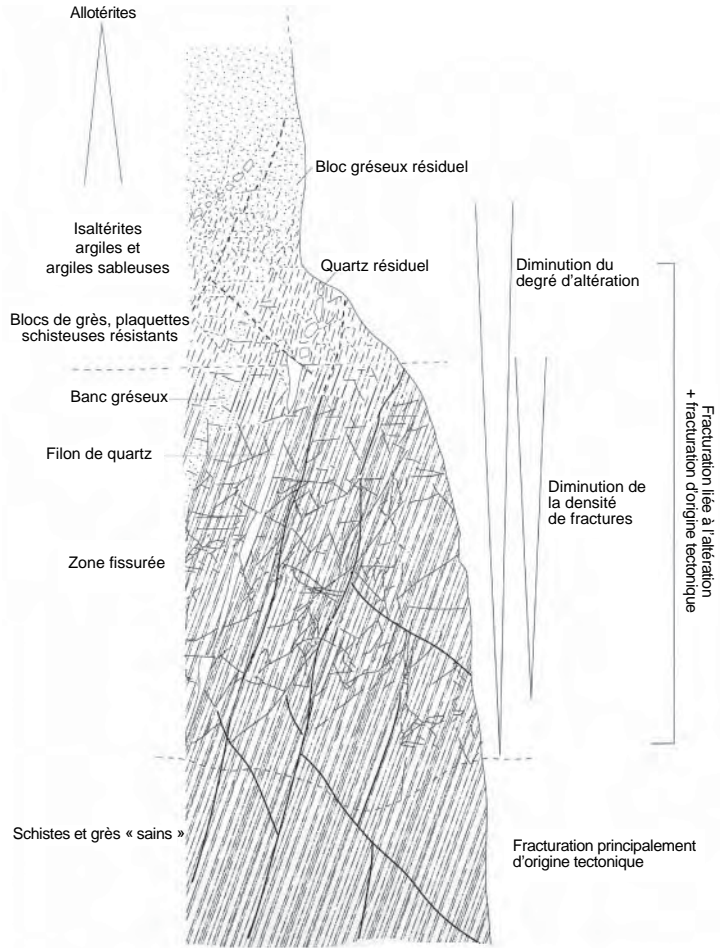
carrés les contacts entre différentes formations de socle, les accidents structuraux, les contacts entre altérites en place et roche sous-jacente.

Plusieurs ensembles peuvent être distingués :

- les dépôts (S) situés le long des vallées du réseau hydrographique actuel ou dans les dépressions, à la naissance des cours d'eau permanents ou intermittents, qui incorporent des fragments anguleux du socle sous-jacent. Ces dépôts ont des extensions généralement restreintes ;
- les dépôts formés par remaniement des formations meubles, qu'il s'agissent d'altérites (A_m) ou d'un mélange altérites, limons, quartz (A-C_{Er}). Ces formations remaniées couvrent des secteurs étendus au Nord d'une ligne Gaël – Ménéac.

Les dépôts fluviaux n'ont pas toujours été considérés comme formations superficielles ; en fonction des cartes et des auteurs, ils apparaissent comme des formations sédimentaires au sens large. De par leur âge récent à actuel, leur épaisseur souvent métrique à inframétrique, et généralement de leur non-consolidation à l'affleurement, nous prenons, sur cette feuille, le parti de les regrouper avec les formations superficielles. Le groupe est ainsi composé des sédiments déposés par les rivières (Fx, Fy, Fz, L : alluvions), ainsi que les sédiments fins présents dans le fond des vallées des drains secondaires du réseau hydrographique actuel (C : colluvions de fond de vallon). Sur la feuille Saint-Méen-le-Grand, les dépôts alluvionnaires sont rares et associés aux rivières actuelles principales. Ils jalonnent le Meu et l'Hivet, ainsi que le Leverin au Sud d'Évriguet. Ces dépôts, quelle que soit leur altitude par rapport au cours d'eau, sont peu épais et très généralement peu étendus. Un ensemble à galets roulés, localement ferruginisé et/ou silicifié (RcgF), prend une importance particulière au Nord-Ouest de Merdrignac. Ils ont été associés aux dépôts fluviaux, bien qu'il existe un doute quant à une histoire strictement fluviale et leur rattachement soit au réseau actuel, soit à un paléoréseau (polyphasage, origine marine ?).

Les dépôts éoliens représentent le dernier groupe. Dans le cas de la feuille Saint-Méen-le-Grand, le recouvrement par les formations limono-loessiques (CE) prend une importance assez considérable sur les vastes interfluves entre l'Hivet et le Meu d'une part, entre le Meu et la Rance, d'autre part. Ceci semble confirmer ce qui est observé sur les feuilles voisines, avec un gradient Sud-Nord bien marqué. Il n'existe ainsi que peu ou pas de recouvrement sur Ploërmel, la partie sud de la feuille Montfort-sur-Meu, la partie sud de la feuille Rennes et la partie sud de la feuille Saint-Méen-le-Grand. En revanche, les formations briovériennes de la partie nord de Rennes et de la partie nord de Saint-Méen-le-Grand sont largement oblitérées par ces formations argilo-silteuses. La couverture limoneuse a dû être plus importante et plus continue ; on retrouve des lambeaux de cette formation dans le bois de Montfort par



**Fig. 4 - Profil d'altération schématique sur roche schisteuse.
Les épaisseurs des différents domaines ne sont que figuratives**

exemple mais l'établissement du réseau hydrographique actuel a largement participé à l'érosion progressive de ces dépôts meubles.

Formations résiduelles

Schématiquement, sur le Massif armoricain, un profil d'altération complet se décrit comme la superposition de deux ensembles à limites verticales graduelles (fig. 4). De la base au sommet, on distingue ainsi d'abord : (1) le domaine fissuré, faisant encore partie de la roche « dure », puis (2) les isaltérites et (3) les allotérites. Faisant partie de ce profil, mais très rarement conservées sur le Massif armoricain, on peut associer les formations cuirassées sommitales (silcrètes et ferricrètes). Sur la feuille Saint-Méen-le-Grand, quelques reliques cuirassées ont pu être mises en évidence.

1 – **Le domaine fissuré** s'individualise au-dessus de la roche-mère, mais lui reste associé. Il ne s'agit pas encore d'altérites. Sur tout type de lithologie, le domaine fissuré est caractérisé par une fracturation importante qui décroît en profondeur et qui provient de l'éclatement de la roche sous l'effet des contraintes produites par les changements de phases des minéraux (hydratation des ferro-magnésiens avec augmentation de volume, oxydation des sulfures, etc.). Cette zone fissurée, particulièrement bien mise en évidence dans les domaines à roches plutoniques grenues (cette fissuration est horizontale et donc facilement observable dans les roches isotropes ou semi-isotropes) telles que localement dans le granite de Ménéac, est beaucoup plus difficile à caractériser dans les domaines métasédimentaires (Briovérien-Paléozoïque), notamment en raison de la fragmentation importante de la zone généralement observable (moins de 10 m le plus souvent, absence de carrières...). Pour des raisons d'homogénéité sur l'ensemble de la feuille, cette zone fissurée n'a pas été reportée en tant que telle.

Sur les domaines granitiques, lorsque l'affleurement présente une fracturation horizontale intense et une lithologie proche des altérites, on parle de zone feuilletée. Cette zone feuilletée peut être regroupée avec les isaltérites ; elle n'a que très rarement été observée sur le granite de Ménéac.

2 – **Les isaltérites** sont des roches meubles où la texture originelle de la roche et les relations spatiales entre les minéraux sont préservées. Dans les premiers stades de l'altération d'une roche, la structure originelle est conservée. Excepté pour le quartz ou la muscovite notamment, un grand nombre de minéraux sont remplacés par des minéraux secondaires ou par des pores qui possèdent la forme externe des minéraux primaires remplacés. Les relations spatiales entre minéraux préexistants dans la roche originelle sont ainsi maintenues. Dans le détail, il s'avère néanmoins que la conservation du volume d'origine n'est pas toujours respectée. La néoformation de silicates, comme ceux du groupe des montmorillonites ou des vermiculites par exemple, introduit dans l'assemblage minéralogique des perturbations

mécaniques car ces minéraux « gonflent » ou « se contractent » en fonction de l'état d'hydratation du profil. Certains minéraux, essentiellement argileux, néoformés dans les parties profondes, ne sont pas nécessairement stables dans la partie superficielle du profil. Ils sont le plus souvent remplacés par des argiles plus stables, des oxydes ou hydroxydes. Ces transformations et remplacements sont généralement accompagnés d'une disparition des structures minéralogiques des isaltérites qui se transforment progressivement en allotérites.

3 – **Le terme d'allotérites** est par définition réservé pour désigner les horizons où les structures de la roche-mère (stratification, litages, schistosité ou foliation...) ne sont plus visibles. Certains minéraux, stables dans les parties profondes du profil d'altération, ne le sont pas dans les parties les plus superficielles. Ces minéraux argileux sont alors remplacés par des minéraux argileux plus stables (kaolinite), des oxydes et hydroxydes. Ceci s'accompagne généralement d'une disparition progressive de la structure de la roche originelle (*i.e.* des isaltérites sous-jacentes) et d'une modification (perte) de volume.

Le passage entre une isaltérite et une allotérite est graduel. Certains niveaux altérés observés sur le terrain et déterminés comme des niveaux d'allotérites peuvent très bien s'avérer être des niveaux d'isaltérites : les changements de couleurs liés à une redistribution ou à une dissolution partielle de certains constituants (oxyhydroxydes de fer, par exemple), ou aux accumulations d'éléments allochtones (silice et calcite) ou encore le remplissage des pores par des éléments mobiles (oxydes de manganèse, par exemple) ou encore le remaniement de surface, peuvent gommer le caractère isaltéritique.

Pour ce travail, nous avons retenu les deux termes dans leur application la plus usuelle : les isaltérites sont des matériaux meubles présentant à l'œil nu des structures visibles ; les allotérites sont des matériaux meubles où ces structures (stratifications, schistosité...) ne sont plus décelables sur le terrain. De plus, pour les allotérites, seuls ont été retenus les affleurements permettant l'observation sur une épaisseur significative.

Isaltérites

b_{1A} et b_{2SA}, b_{2GA}, b_{1A}. Isaltérites des roches briovériennes silto-gréseuses : argiles blanches et argiles sableuses. Le Briovérien présente des faciès altérés sur toute la moitié nord de la feuille Saint-Méen-le-Grand. Les meilleurs affleurements se situent sur la route en construction entre Saint-Méen-le-Grand et Loudéac, entre les lieux-dits la Gautraie et la Carmédiais. Ailleurs, et notamment au Sud de la feuille, il faut souvent se contenter des quelques rares fossés dégagés afin d'apprécier la

partie supérieure du profil. Une campagne de sondages a été menée afin d'estimer les épaisseurs de roches meubles (dépôts de versants + altérites) dans les secteurs où l'absence d'affleurements (*i.e.* plateaux) empêche l'estimation de l'altitude de base des altérites.

À la Gautraie, les produits d'altération du Briovérien se présentent sous forme d'argiles [il n'a pas été mis en évidence de niveaux gréseux (sableux) sur cet affleurement] dont les teintes varient verticalement de manière franche et latéralement, souvent de manière beaucoup plus diffuse. On passe ainsi, sous les niveaux à blocs de quartz, à des altérites de couleur beige en haut de profil à une couleur gris sombre en base de zone observable. La partie sud de l'affleurement du carrefour de la Gautraie montre, de part et d'autre d'un filon de quartz, des argiles grises à noires. La schistosité est encore parfaitement discernable sur l'ensemble de l'affleurement et suit une direction moyenne N90. Au pourtour du principal filon de quartz, les structures sont déformées, fortement plissées et dessinent des convolutions parfois difficiles à suivre. Les affleurements plus superficiels au Nord de Saint-Méen-le-Grand, de Trémoré et de Merdrignac montrent des affleurements à argiles plus ou moins bariolées où la distinction d'avec des allotérites ou des formations limono-argileuses devient difficile.

bξA, ξbA, KbiA. Isaltérites des roches épimétamorphiques : argiles plastiques et argiles blanches. Les isaltérites sont très développées sur les micaschistes qui ceinturent le granite de Ménéac et l'observation des roches d'origine est souvent limitée à de rares affleurements en fond de vallée. Les altérites présentent deux aspects assez distincts, sans qu'une relation avec la nature ou la composition de la roche parente ait pu être mise en évidence. Globalement, au Nord de la N164, sur la D16 et vers « les Bosses », ce sont des argiles plastiques très homogènes, de couleur gris métal. Exceptionnellement, on peut observer des faciès plus colorés. Dans ces argiles, les structures sédimentaires ne sont pas visibles ; en revanche, la schistosité est souvent clairement exprimée. Au Sud de la N164, les isaltérites se présentent sous un faciès rappelant très fortement celui des isaltérites du Briovérien ; il s'agit d'argiles blanches, ocre ou grises dont la composition consiste en un assemblage en proportions variables de kaolinite, d'illite, de micas et de traces de chlorite.

o2BA. Isaltérites des siltites de la Formation de Pont-Réan : argiles roses et blanches. Les isaltérites sur siltites paléozoïques sont rares. Sur la feuille Saint-Méen-le-Grand, elles se limitent à un seul affleurement visible le long de la D31, au Nord-Est de la Prise. Elles correspondent à des argiles rosâtres et blanches dans lesquelles les structures des siltites saines sont encore identifiables (schistosité conservée). Elles emballent également de nombreux reliquats de siltites saines sous-jacentes.

Localement, la base du profil peut être observée : l'épaisseur des altérites préservées est donc faible et dépasse certainement rarement 2 m. Les isaltérites rosâtres sont caractérisées par l'association mica dominant-kaolinite ; les argiles blanches sont composées de micas, de kaolinite et de chlorite en trace.

O₂ *ca*. Isaltérites de la Formation du Grès armoricain : argiles kaoliniques et argiles à blocs. La Formation du Grès armoricain est largement affectée par les phénomènes d'altération, mais l'absence de pente ou de vallée au niveau de la forêt domaniale de Gaël-Paimpont empêche une observation aisée. À l'Ouest du bois de Trékoët, ainsi qu'au Sud de Rénibal, ces altérites présentent le faciès caractéristique d'argiles blanches (kaolinite dominante) qui emballent de nombreux blocs de grès quartzitiques anguleux issus du Grès armoricain sous-jacent. L'épaisseur maximale est vraisemblablement faible (au maximum 5 m), par rapport à ce qui a pu être observé sur d'autres cartes, notamment sur Montfort-sur-Meu et Ploërmel (de l'ordre de 15 m).

***γM* *ca*. Isaltérites du monzogranite de Ménéac : argiles sableuses.** Le granite de Ménéac présente de vastes domaines où la roche a été transformée en une arène grenue. Les bons points d'observation se situent aux alentours de Ménéac, notamment sur la D783 vers Merdrignac et dans le secteur de Gomené. Le meilleur point d'observation se situe dans la nouvelle carrière située à l'Ouest de Ménéac, près de l'Épine Fort. L'affleurement (front de taille) montre 5 m d'arènes grenues, puis un niveau à altération en boules, observable sur une dizaine de mètres d'épaisseur (épaisseur réelle du niveau à boules inconnue ici). Sur la feuille Saint-Méen-le-Grand, cette altération en boule n'est observable qu'en cet endroit, mais la présence d'affleurements de type chaos (Bos-Calers à l'Est du Thay) laisse penser que cette forme d'altération est plus répandue. *A contrario*, dans la région de Gomené et dans les secteurs où le granite réapparaît au Sud de Tertignon, il ne semble pas y avoir d'altération en boule, les arènes reposant, parfois de façon assez brutale sans domaine de transition (zone feuilletée, zone indurée) sur le granite compact et résistant. Ceci ne semble pas lié à la nature, à la composition ou à la texture du granite : sans doute faut-il voir dans les secteurs à altération en boules un lien avec l'état de fracturation locale du granite.

Allotérites

***Ab*, *Ab*2S. Allotérites des roches briovériennes silto-gréseuses : argiles blanches kaoliniques.** Les allotérites des roches briovériennes ont été observées en deux points : l'un situé au Sud de Ménéac, sur la D783 à partir de Landual, l'autre au Nord-Ouest de Merdrignac, en

bordure de la forêt de la Hardouinais. Dans le premier cas (point d'observation remarquable à la sortie de Landual, sur la D789), il s'agit d'argiles blanches (essentiellement kaolinite) à ocre, parfois plus ou moins remaniées en surface, situées sur un replat légèrement incliné vers le Sud-Ouest. Elles peuvent incorporer localement des petits graviers de quartz très usés. La base des allotérites est estimée à des altitudes proches de 150 m au Nord, plutôt voisines de 135 m au Sud. Au Nord de Merdrignac, les sondages ont traversé des argiles homogènes rouges avant de passer dans des argiles rosâtres, puis blanches puis aux isaltérites sous-jacentes. La coloration est ici due à la pigmentation par des oxydes de fer (hématite) en imprégnation diffuse.

Αξβ, Αβξ. **Allotérites des roches épimétamorphiques : argiles kaoliniques blanches.** On rencontre les allotérites dérivant de l'altération poussée des schistes satinés en continuité avec celles des schistes briovériens moins métamorphiques au Sud-Est de Ménéac. Elles sont associées à des cuirasses ferrugineuses et des silicifications de surface. Leur composition est sensiblement voisine de celle des allotérites précédentes avec une proportion en micas légèrement supérieure.

Cuirasses

F. **Cuirassement ferrugineux.** Il convient de distinguer les gisements associés aux profils d'altération (ferricrètes vraies) des gisements de galets à cimentation secondaire par oxydes de fer (piégeage des sédiments transitant à la surface des profils). Les formations ferrugineuses des deux types sont présents sur la feuille Saint-Méen-le-Grand, mais seuls deux d'entre eux (Régnon, bois du Ferron) peuvent être rapportés au premier groupe [le deuxième groupe étant constitué par les formations indexées RcgF décrites au chapitre suivant]. Sans entrer dans la description, forcément complexe, des processus physico-chimiques régissant la mobilisation du fer et sa précipitation sous forme d'oxydes ou d'hydroxydes, il convient néanmoins de donner très succinctement les grandes étapes de formations d'une cuirasse ferrugineuse. Lors de l'altération, Na, K, Ca et Mg sont évacués très rapidement par lessivage. En revanche, l'aluminium est évacué très lentement et entre dans la composition de minéraux néoformés où il s'associe à la silice résiduelle. L'évacuation des ions solubles entraîne un enrichissement différentiel en Al qui se combine à la silice pour donner de la kaolinite. La goethite (FeO OH) est le résultat de l'altération d'autres minéraux ferrifères tels que la magnétite, la pyrite. Pendant le fonctionnement de l'altération, au fur et à mesure de l'enfoncement du profil d'altération, la cuirasse se forme par « en-dessous » et est détruite en surface. Dans la partie vadose du profil, c'est-à-dire la région non saturée entre la surface et le niveau hydrostatique, la déshydratation des goethites des altérites aboutit à la formation d'hématite

(Fe₂O₃). Lors de l'enneolement du profil, les hématites se transforment par réhydratation en limonite (Fe₂O₃ + 2H₂O => 2FeOOH).

À Régnon, au Sud-Est de Ménéac, la surface des champs est constellée de blocs de cuirasse ferrugineuse sans que celle-ci n'ait pu être observée « *in situ* ». Ce gisement est localisé sur un petit replat à des altitudes voisines de 150 m et surmonte les allotérites des micaschistes formant l'aurole de contact du granite de Ménéac. La nature de la cuirasse est ici en tout point semblable à la nature des ferricrètes localisées à la Ferrière (feuille Loudéac), connues depuis longtemps et exploitées autrefois. Le gisement de Régnon, de taille modeste, n'a, semble-t-il, pas fait l'objet d'une recherche (pour exploitation) particulière. Les fragments de cuirasse observés sont très pauvres en argiles (kaolinite) et micas et correspondent à un assemblage « presque pur » d'oxydes de fer selon, vraisemblablement, des processus d'accumulation en imprégnation au sommet du profil (pas d'apports latéraux). Il n'a pas été effectué d'analyse précise sur les échantillons de Régnon, mais celles réalisées sur des cuirasses morphologiquement identiques (Estéoule-Choux, 1967) montrent que les oxydes de fer sont essentiellement représentés par de l'hématite, tandis que la goéthite reste secondaire. Ce reliquat de cuirasse à hématite dominante serait ainsi le témoin direct des cuirassements ferrugineux originels.

Dans le bois du Ferron, le bien nommé, à la hauteur de la Ville Germain sur la D766, des fragments de cuirasse peuvent être localement observés. Il s'agit ici de formes scoriacées qui se sont développées au sein de la masse argileuse en englobant des lentilles d'argiles. Lorsque les matériaux meubles ont été déblayés, il est resté des alvéoles. Selon J. Estéoule-Choux (1967), ce type de structure dénote l'action d'un niveau hydrostatique sur un profil argileux : « c'est une accumulation absolue alimentée essentiellement par des apports latéraux dus à une nappe ».

S. Silicifications. Il est possible d'observer des dalles silicifiées le long de la D793, au Sud-Ouest de Ménéac. Elles sont localisées dans le petit bois qui borde la route juste avant le croisement avec le chemin du lieu-dit le Verger. Elles furent certainement exploitées autrefois, comme en témoigne les restes de front de taille artisanal, vraisemblablement pour servir de moellons de base aux constructions proches. Quelques fragments épars et allochtones se répartissent un peu plus au Sud, vers Couesnahan, emballés dans une argile silteuse ocre à petits fragments de quartz qui provient du remaniement, quasiment *in situ*, des altérites. Ces silicifications, qui se localisent au-dessus des allotérites de schistes briovériens, se composent de petits galets de quartz dont le diamètre est inférieur à 5 cm, très bien roulés. Ces galets sont assemblés par un ciment siliceux fin, l'ensemble ayant une couleur blanche assez franche. Les figures caractéristiques des silcrètes d'origine pédologique

(et notamment le débit en colonnes, les figures d'illuvation et les coiffes) n'ont pas été observées ; de par leur localisation géographique et leur positionnement au sommet du profil d'altération, nous prenons le parti de les ranger dans la catégorie des silcrètes, mais des observations ultérieures et plus poussées devront corroborer cette attribution. L'âge de ces silicifications a donné lieu à de nombreuses publications par le passé (voir à ce titre Durand, 1960 ; Klein, 1973 et Brault, 2002). En règle générale, on considère que les silicifications présentes sur le Massif armoricain, et qui montrent de nombreux caractères communs avec celles du bassin de Paris, ont un âge compris entre l'Éocène moyen et l'Éocène supérieur, postérieur de toute façon à la période latérisante. En effet, le développement de cuirassements siliceux nécessite des périodes d'évaporation pendant lesquelles la concentration des solutions du sol va augmenter durant leur migration vers la base du profil. La nécessité d'approvisionner les horizons silicifiés en silice amène à considérer des environnements marqués par des alternances de périodes humides et sèches, mais toujours chaudes. Le temps de développement du cuirassement siliceux (quelques millions d'années) implique des conditions géomorphologiques stables pendant cette période. On retrouve des fragments de silicifications, emballés dans une formation, principalement constituées d'argiles kaoliniques resédimentées sous l'Oligocène inférieur : la période propice à l'élaboration des silicifications s'est donc interrompue avant le Rupélien, peut-être déjà dès le Bartonien supérieur ou le Priabonien.

Néogène

e-P. Sables, sables argileux, sables grossiers, conglomérats (Éocène, Pliocène ?). Au Nord de la Ville-Caro, sont ouvertes des carrières exploitant des accumulations sédimentaires sablo-argileuses. Situés vers 110 m d'altitude, ces sédiments reposent en discordance stratigraphique sur le Briovérien, constitué ici de siltites localement très altérées (allotérites et isaltérites). Ces dépôts sont eux-mêmes recouverts par les formations de versants ROE-*A* généralement peu épaisses (de l'ordre de 1 à 2 m). La géométrie du gisement est parfaitement bien connue suite aux investigations liées à l'exploitation et aux nombreux sondages effectués par les carriers. L'épaisseur moyenne du gisement est de l'ordre de la dizaine de mètres, excepté sur son flanc ouest où les épaisseurs approchent les 20 m et où le contact avec le Briovérien se fait apparemment de manière très brutale (présence d'une faille ?).

Les accumulations sédimentaires de Mauron permettent de distinguer cinq types de faciès (fig. 5, hors-texte) dont la granulométrie varie des argiles silteuses aux blocs. Ces faciès sont principalement constitués de quartz et de quartzites et de nombreux galets kaolinisés. Les figures sédimentaires sont

principalement représentées par des imbrications de galets dans les faciès conglomératiques et des litages obliques de rides et de mégarides de courant 2D et 3D, voire composés 2D-3D dans les faciès les moins grossiers.

Faciès Cg1 : conglomérat à graviers et blocs jointifs ($5 \geq 20$ cm) mal classés. Les éléments sont du quartz, des quartzites parfois altérées et galets d'argiles. Ils sont généralement arrondis mais peuvent localement être anguleux. La matrice, dominée, est constituée par des sables grossiers argileux. Des lentilles de sables fins à grossiers viennent s'intercaler dans les conglomérats dont l'épaisseur varie de 0,8 à 1,8 m.

Faciès Cg2 : conglomérats à graviers ou à graviers et blocs ($1 \geq 20$ cm) mal classés, jointifs de quartz et de quartzites parfois en cours d'altération. Les graviers et blocs sont arrondis le plus souvent mais peuvent présenter localement une morphologie sub-anguleuse. La matrice, dominée, est formée de sables grossiers argileux. Les structures sédimentaires sont représentées par des mégarides intermédiaires de type 2D-3D et localement par de grandes mégarides 2D à la base des conglomérats. Des lentilles métriques de sables fins à graviers ou à argile, sans structure, s'intercale dans les conglomérats qu'ils semblent draper. L'épaisseur de cet ensemble se situe autour de 4 à 5 m.

Faciès Sg1 : sables grossiers à graviers ($1 \geq 10$ cm) de quartz et quartzites parfois altérées et à galets d'argiles. Les structures sédimentaires sont principalement représentées par des mégarides 2D, des mégarides 3D et des mégarides intermédiaires 2D-3D. L'épaisseur du niveau observé varie de 0,6 à 1,7 m.

Faciès Sf1 : sables fins à moyens, localement à graviers et parfois lentilles argileuses. Les figures sédimentaires sont constituées par des rides et des mégarides 2D.

Faciès Sf2 : silts et sables fins riches en lentilles argileuses blanches (kaolinite). Les figures sédimentaires sont constituées par des lamines ondulées subhorizontales, par des rides 2D et par de nombreuses surfaces de réactivation.

Les rides de vagues et les litages obliques en mamelons font défaut. Les traces fossiles sont également absentes. Ces deux observations, jointes au caractère grossier des sédiments et à leurs structures sédimentaires qui indiquent uniquement des écoulements unidirectionnels, permettent d'attribuer les dépôts sablo-conglomératiques au domaine continental.

Les faciès Cg1, Cg2, Sg1 et Sf1 sont, de par leur granulométrie (sables, graviers, blocs) et leurs figures sédimentaires (imbrications de galets et litages de courants unidirectionnels en accréation frontale pure), caractéristiques d'un

mode de transport des particules sur le fond des chenaux (Collinson, 1996) en tresse ou faiblement sinueux (Schumm, 1981). Ces chenaux sont soit isolés, soit constitutifs d'une plaine en tresse ou d'un cône alluvial (Orton et Reading, 1993). Les litages obliques de rides et de mégarides 2D du faciès Sf1 sont rapportés à des barres alternées ou à des barres longitudinales de réseau sableux faiblement sinueux (Miall, 1996).

L'association de litages obliques de mégarides 2D, 3D et 2D-3D dans le faciès Sg1 est typique des réseaux en tresse (Miall, 1977 ; Walken et Cant, 1984). L'association de ces dépôts avec des faciès sablo-conglomératiques mal classés (faciès Cg1 et Cg2), parfois à litages obliques de mégarides 2D et 2D-3D (faciès Cg2) typiques d'écoulements de débris distaux (Todd, 1989), suggère une appartenance à un cône alluvial gravitaire ou en tresse (Stanistreet et McCarthy, 1993).

Le faciès Sf2, de par sa granulométrie (silts et sables fins) et de par ses figures sédimentaires (lamines ondulées subhorizontales, litages obliques de rides de courant unidirectionnel 2D et surfaces de réactivation), indique un milieu de faible énergie et est interprété comme le comblement de lacs temporaires de fin de crue au sommet des cônes alluviaux.

Tous les faciès sont riches en kaolinite, soit matricielle, soit sous forme de galets. L'analyse au microscope électronique à balayage de ces kaolinites (Brault, 2000) montre des plages de minéraux non déformés et particulièrement sains ; ces plages sont typiques de kaolinites néoformées qui proviennent de l'altération des roches sous des climats latérisants (Estéoule-Choux, 1982). Il conviendrait donc d'envisager une période d'altération postérieure à la mise en place des sables. À une vingtaine de kilomètres au Sud-Est de Mauron, est connu un gisement de sables et conglomérats où la kaolinite est abondante. Les analyses palynologiques menées sur certains échantillons (Ollivier-Pierre, 1974) ont montré l'âge éocène (Cuisien) du gisement. Pendant longtemps, faute de références, le gisement de la Ville-Caro a été considéré comme Pliocène par analogie avec les sables disséminés sur l'ensemble du Massif armoricain ; il convient aujourd'hui d'être plus prudent et peut-être envisager un âge éocène (postérieur à la dernière phase d'altération latéritique) pour les sédiments de Mauron.

QUATERNAIRE

Dépôts fluviaux

En l'absence de grandes rivières, les dépôts fluviaux pléistocènes sont rares sur la feuille Saint-Méen-le-Grand. Quelques systèmes développés

parsèment le Meu à l'Est de Gaël et le Léverin dans sa partie aval. Ils apparaissent plus développés au voisinage des vallées de l'Hivet et de l'Yvel ; ces cours d'eau constituant le drainage nord-sud principal de la région.

RF. Nappes résiduelles à galets de quartz (localement à ciment ferreux et siliceux RcgF). Âge indéterminé. Ces formations, mentionnées à maintes reprises dans la littérature (Milon, 1932, 1936c ; Gautier, 1947 ; Nicolas, 1957 ; Durand, 1960 ; Estéoule-Choux, 1967 ; Klein, 1973 ; Guilcher *et al.*, 1975), ont été largement étudiées, non tellement pour leurs particularités sédimentologiques que pour leur localisation géographique et surtout leur disposition altimétrique. Sur la feuille Saint-Méen-le-Grand, on constate que l'altitude des niveaux conglomératiques est quasi-constante et se situe autour de la valeur moyenne de 185 m. Des gisements « célèbres » sont situés sur la feuille Saint-Méen-le-Grand, mais ils ne possèdent pas tous strictement les mêmes caractéristiques. Du Sud vers le Nord, on rencontre d'abord le gisement de Castelnouët. Localisé à environ 190 m d'altitude, il repose sur des argiles micacées provenant de l'altération des schistes métamorphiques qui ceinturent le granite de Ménéac, mais les contacts ne sont pas visibles. Il se compose de galets de quartz bien émoussés à cimentation d'oxydes de fer. Le diamètre des galets est moyen, inférieur le plus souvent à 10 cm. Plus au Nord, mais toujours au Sud de l'Hivet, aux environs de Trébède, la Rouarie et Sainte-Brigitte, les terrains agricoles (altitude moyenne : 180 m) sont constellés de galets de quartz très émoussés, parfois de diamètre important et localement supérieur à 30 cm. Comme dans le cas des conglomérats de Castelnouët, les contacts avec les formations sous-jacentes ne sont pas visibles. Ça et là, dans les fossés peu profonds bordant les rares petites routes qui parcourent le secteur, des blocs plus importants sont observables. Ils sont constitués de galets de quartz cimentés par une pâte ferrugineuse et/ou siliceuse. Un peu plus au Nord, vers Colleu, de grands fragments de dalles de conglomérats à ciment ferrugineux sont observables dans le petit chemin qui descend vers l'ancienne voie ferrée et l'Hivet. L'épaisseur du niveau conglomératique, qui repose ici sur des schistes peu altérés, n'est pas appréciable directement, mais l'observation de certains blocs suggère une épaisseur d'au moins 2 m. Selon S. Durand (1960), les « poudingues à ciment ferrugineux » peuvent renfermer des galets de grès lustrés ; ce fait important n'a malheureusement pas pu être vérifié sur le terrain. De l'autre côté de Merdrignac, au Nord de l'Hivet, quelques fragments épars jalonnent les champs (altitude : 190 m) dans les environs de la Haute Martinais, à l'Ouest des Bois des Champs Hamon, mais c'est la route D6 au Nord des petites Forges et au Sud du Bois de Belluet qui offre le meilleur point d'observation (altitude : 180 m). Le faciès est ici assez différent de ceux observés jusqu'à présent : il s'agit de galets de quartz de petit diamètre (inférieur à 5 cm) emballés dans une matrice sablo-argileuse. Même si l'affleurement présente une teinte rougeâtre, les galets ne semblent pas ici être liés par un ciment ferrugineux. Enfin, le

dernier complexe important est situé à l'Est de Saint-Vran, dans le creux topographique, au coude de la D76 (altitude : 185 m). Cet ensemble fait suite au gisement décrit sur la feuille Broons, comme une « formation à galets cimentés ou non par des oxydes de fer ». Dans ce secteur, de nombreuses autres localités montrent des galets émoussés de quartz épars à la surface des champs (Est de Saint-Launeuc, altitude 150 m) et certains sondages ont même traversé un ensemble limono-argileux à petits galets de quartz (03151X0028) très surfacique. Ces formations à galets sont donc très certainement plus répandues, mais le couvert forestier et pastoral de la région empêche d'en discerner clairement les limites. En revanche, les étendues de galets situées dans la région de Couéplin, à l'Ouest de Merdrignac, et mentionnées par A. Guilcher *et al.* (1975), n'ont pas été retrouvées.

Enfin, d'autres dépôts qui présentent des caractéristiques similaires ont été rattachés à ce groupe notamment au Vot (altitude 125-130 m) où le niveau à galets, très peu épais, occupe la crête entre l'Hivet et le Ruisseau de Ramée.

Fx. Alluvions des moyennes terrasses (+ 10 à + 25 m au-dessus du cours actuel) (Pléistocène moyen – Holsteinien). Quelques rares secteurs montrent un système alluvionnaire en position intermédiaire. C'est le cas au Sud-Ouest d'Évriguet sur le Léverin, au Nord de Merdrignac sur l'Hivet et à l'Ouest de Gaël, sur le Meu. Ce sont toujours des affleurements de dimensions réduites mais qui s'expriment généralement assez bien dans la topographie.

Outre le critère altimétrique, ces dépôts fluviaux sont moins alimentés par les coulées détritiques périglaciaires issues des versants que les alluvions des basses terrasses Fy. La taille des éléments est souvent bien inférieure à celle de ceux des basses terrasses et le matériel y est généralement beaucoup plus homogène : ce sont principalement des galets de quartz dont le diamètre ne dépasse pas 10 cm emballés dans une matrice sableuse rougeâtre. Au Sud-Est d'Évriguet, les niveaux à galets admettent des lentilles métriques contenant, soit des sables grossiers rougeâtres, mal classés et sans figure sédimentaire, soit des niveaux d'argiles grises ou ocre, relativement homogènes. Leurs épaisseurs sont assez difficilement appréciables, en l'absence de sondage de reconnaissance : au Sud-Est d'Évriguet, il est vraisemblable que les alluvions associées à la moyenne terrasse aient une puissance de l'ordre de 3 à 5 m. En revanche, l'épaisseur de ces sédiments à proximité de l'Hivet ou du Meu ne dépasse généralement pas 1 à 2 m. L'âge de mise en place est méconnu mais par analogie avec ce qui est proposé sur les feuilles avoisinantes, le dépôt pourrait s'être effectué entre le Saalien et le Cromérien (Holsteinien).

Fy. Alluvions des basses terrasses (+ 2 à + 10 m au-dessus du cours actuel) (Éémien à Weischélien). C'est le système de terrasses le

plus bas et le plus récent ; sa base passe sous le niveau des alluvions actuelles Fz. Il s'imprime nettement dans le paysage à travers de replats parfois assez étendus.

Les niveaux de maturité et de granulométrie de ces dépôts sont très hétérogènes. Le matériel varie de blocs anguleux décimétriques à du matériel alluvionnaire centimétrique, le tout emballé dans une matrice argilo-sableuse en pourcentage variable. Localement, ces alluvions présentent une coloration rougeâtre. Ponctuellement, viennent se superposer les produits d'écoulements gravitaires liés à la dynamique périglaciaire ayant affecté les versants. Ces épisodes détritiques se traduisent par la sédimentation de matériel très immature provenant du substratum proche. L'âge de ces alluvions est encore méconnu en l'absence de marqueur stratigraphique précis (objets...). Il est vraisemblable qu'elles soient diachrones sur l'ensemble de la feuille. Les alluvions rougeâtres pourraient avoir un âge saalien (période glaciaire), alors que les autres ensembles pourraient s'être mis en place au cours d'une période plus chaude (Wechsélien) succédant à la glaciation würmienne.

Fz. Limons de débordement, chenaux et alluvions récentes (Holocène à Actuel). Ces dépôts occupent le fond plat des vallées du réseau hydrographique actuel et leur extension correspond souvent aux zones inondables. Le matériel se subdivise en deux faciès particuliers : un faciès argilo-sableux, riche en fragments de quartz, subanguleux ou émoussés se rencontre de manière générale de façon assez éloigné du cours d'eau (bordure de vallée). Il provient principalement du remaniement des formations superficielles, telles que les altérites, les colluvions, les alluvions antérieures et de l'incorporation locale des éléments des dépôts de pente. Au sommet, on peut localement être amené à distinguer un niveau limono-argileux gris, riche en matière organique, correspondant aux sédiments déposés lors des crues lentes les plus récentes. Le second faciès, limité principalement aux abords immédiats des cours d'eau, est constitué de galets roulés hétérométriques et principalement quartzueux emballés dans une matrice sablo-argileuse en proportion très variable. Ces dépôts passent latéralement par endroits aux alluvions des moyennes terrasses, sans que les limites entre les deux systèmes soient clairement définies. L'âge de ces sédiments est imprécis sur la feuille Saint-Méen-le-Grand, mais les objets préhistorique et historique découverts dans les environs de Rennes permettent de proposer un âge holocène tardif.

C. Colluvions de fond de vallon (Holocène à Actuel). Le ruissellement diffus affectant les versants apporte des particules fines qui viennent progressivement colmater les fonds des vallées des ruisseaux intermittents ou des ruisseaux à faible débit. Ces sédiments, silto-argileux, localement sableux (quelques niveaux à galets de quartz centimétriques roulés peuvent être observés dans les parties supérieures des profils de rivière),

proviennent du remaniement de toutes les formations meubles situées à l'amont du réseau hydrographique : altérites en place, altérites litées, dépôts de pente, loëss... Elles sont généralement dépourvues de structures sédimentaires et s'enrichissent en matières organiques au niveau de replats.

L'âge du début de mise en place de tels dépôts ne peut être clairement avancé à partir des observations effectuées sur la feuille Saint-Méen-le-Grand. Un âge holocène peut être proposé dans la mesure où elles recouvrent des formations de dépôts de versant significatives des climats périglaciaires du Pléistocène. Le développement intensif d'une agriculture sur des parcelles de plus en plus vastes, les remembrements successifs qui se sont traduits par un défrichage quasi-généralisé, se répercutent par une plus grande vulnérabilité des premières dizaines de centimètres des sols aux attaques érosives. La charge particulaire fine, emportée depuis ces zones y est plus importante pour des ruissellements équivalents. Dans certains secteurs, des dépôts colluviaux, nourris indirectement par les activités de l'homme, sont actuellement en développement.

C-F Colluvions et alluvions étroitement associées, alluvions remaniées. Dans certaines rares localités, et généralement en tête de versant, des petits galets à façonnement fluvial (anciennes alluvions) sont emballés dans une matrice argileuse qui provient directement de l'érosion des argiles d'altération situées en amont sur le profil topographique. Sur la feuille Saint-Méen-le-Grand, les galets sont essentiellement des galets de quartz blanc mais il est possible de rencontrer des galets de grès, de quartzites ou même parfois de schistes assez résistants. Interstratifiés dans ces faciès ou localement plus développés, mais aussi souvent à la base des formations à galets, des petits bancs de sables argileux d'une puissance maximum de 15 à 20 cm peuvent être observés. Là encore, il s'agit d'un remaniement quasiment « *in situ* » de produits de démantèlement des altérites qui se distinguent des dépôts de versants, car ils sont issus de l'action conjointe de processus gravitaires et de processus de ruissellement (transport et sédimentation).

L. Zones temporairement ennoyées, zones hydromorphes, marécages (Actuel) : limons gris. Quelques secteurs montrent de fines accumulations limono-argileuses, riches en matières organiques. Ces dépôts gris-noirs particuliers combrent de petites cuvettes de rétention des eaux de ruissellement qui abandonnent leur charge en particules à la faveur de baisse d'énergie de l'agent de transport et de l'évaporation. Ces dépôts sont développés sur tous les types de substratum : granite (la Gallibourdière à l'Est de Quénegat) et arène granitique (l'Épine Fort, à l'Ouest de Ménéac), Briovérien (Loscoët-sur-Meu, Évriguet, la Hardouinais), Paléozoïque (étang de Comper). L'âge de ces dépôts est récent à actuel. Les tourbières vraies (holocènes) n'ont pas été mises en évidence.

Dépôts de versants

A^{III}. Altérites remaniées, solifluées. Il a paru judicieux de distinguer cette formation des altérites « classiques » du Briovérien, car elles si elles sont « génétiquement » équivalentes aux altérites en place, ces formations argileuses remaniées ont subi un déplacement qui aboutit à la non-conservation des structures originelles (stratification et schistosité) et du volume de la roche. Bien que son transport ait été souvent faible, cette formation ne correspond pas au profil d'altération *sensu-stricto*. Ces altérites déplacées couvrent les altérites en place, la transition entre altérites meubles et roches « saines » ou plus ou moins altérées sur parfois plusieurs mètres et se stabilisent sur les zones en replats à l'approche des vallées, en amont de la rupture de pente. Elles possèdent les mêmes caractéristiques que les altérites quant à leur description pétrologique, ce qui permet une distinction assez nette d'avec les formations de versants généralement situées topographiquement plus haut (A-C^{ER} et C^E). De plus, leur couleur, même si c'est un critère à manipuler avec prudence, les rapproche très largement des altérites (gris, blanc). Elles emballent fréquemment des fragments de quartz anguleux et généralement de dimension réduite, ainsi que des plaquettes de schistes jaunâtres très tendres provenant d'un substratum immédiat mais en quantité bien moindre que les formations de pied de pente (S).

A^{III}(Q) Altérites remaniées à blocs de quartz. De manière assez répandue sur la carte de Saint-Méen-le-Grand, les altérites remaniées (A^{III}) emballent des fragments ou blocs sub-anguleux à émoussés de quartz. Même si certains d'entre eux semblent avoir subi un transport relativement important (forme arrondie), ils proviennent de l'altération et du démantèlement des très nombreux filons de quartz intrusifs dans les sédiments briovériens immédiatement adjacents. Ces blocs sont parfois très nombreux, constellent la surface des champs et sont laissés sur place lorsque les particules les plus fines (argiles et silts d'altération) sont dégagées.

A-C^E. Altérites et limons remaniés sur versant. C'est l'assemblage le plus répandu sur la feuille Saint-Méen-le-Grand. Sous les limons éoliens sommitaux, il nappe la plus grande majorité des versants dans le quart nord-est de la feuille. Le parti a été pris de le distinguer des autres formations quaternaires sur des critères de composition et sur l'observation des contacts géométriques avec les formations sus et sous-jacentes. Les affleurements de la Gautraie, à l'Ouest de Saint-Méen-le-Grand, ont servi de base au modèle de cartographie qui a ensuite été développé sur l'ensemble de la feuille. Avant le recouvrement par les végétaux, disposés dans un but de stabilisation des bords de route, on pouvait observer, au-dessus d'alternances d'argiles grises et blanches structurées (schistosité – isaltérites des formations briovériennes), un

ensemble épais de 2,5 à 3 m constitué de blocs de quartz emballés dans une matrice silto-argileuse ocre à brune. Les blocs de quartz, de dimensions extrêmement variables (métriques parfois) montrent des caractères d'un transport long (très émoussés) dans les premiers mètres, puis apparaissent de moins en moins usés vers le sommet de la formation. Le mur de cette formation ravine distinctement, à cet endroit, les altérites sous-jacentes alors que les limons sus-jacents semblent en discordance nette par endroits, quasiment en continuité stratigraphique à d'autres endroits. Une telle formation a déjà été décrite aux alentours de Rennes (Estéoule *et al.*, 1972), mais elle semble ici bien plus riche en blocs quartzeux de grande dimension. L'origine de ces blocs de quartz est certainement à rechercher dans le démantèlement du puissant cortège filonien très important dans ce secteur. La fraction argileuse de la matrice silto-argileuse enveloppant ces blocs est constituée d'un complexe vermiculite-chlorite qui devient prépondérant en sommet de formation sur un assemblage kaolinite-micas blancs. C'est l'apparition de ce complexe (critère distinctif) qui traduit directement, et de façon apparemment générale en Bretagne centrale, le passage aux limons quaternaires (Estéoule *et al.*, 1972). Comme pour les limons ocre qui les surmontent, l'origine des silts argileux est allochtone (voir **Œ**), mais ils ont été repris une seconde fois dans un cycle gravitaire qui est à l'origine de l'incorporation des blocs quartzeux avec remaniement de la partie supérieure des profils d'altération. L'âge du dépôt des premiers limons s'est vraisemblablement effectué en période froide, peut-être au cours du Saalien (Riss) ou au début de l'Éemien, le remaniement pouvant s'être opéré à l'Éemien (interglaciaire tempéré – Riss-Würm) ou au début du Périglaciaire inférieur (Weichsélien).

E. Dépôts de versants, éboulis dominants. Sur les pentes septentrionales de la forêt de Gaël-Paimpont, ou encore sur les pourtours paléozoïques, au niveau de la Ville-aux-Feuvres, il est très fréquent de rencontrer un domaine généralement assez étroit qui présente des dépôts non consolidés formés de blocs parfois pluri-décimétriques emballés dans une matrice argilo-sableuse ocre, en proportion beaucoup plus faible que pour les dépôts indicés **S**. Les éléments de grande taille proviennent principalement des formations paléozoïques (Formations de Pont-Réan et du Grès armoricain) ou des formations briovériennes gréseuses, alors que les fragments plus réduits sont généralement issus des séries briovériennes argilo-silteuses. Le contact entre Protérozoïque et Ordovicien est souvent largement masqué par ces dépôts. Localement, les vallées étroites situées notamment à l'Est du granite de Ménéac montrent, aux pieds des pentes, des accumulations de blocs granitiques (non reportés sur la carte) emballés dans une matrice peu abondante d'arènes limoneuses.

S. Dépôts de versant, solifluxion, pente (Weichsélien à actuel). Les approches du lit des cours d'eau montrent fréquemment, à partir de la rupture de pente de la vallée, des dépôts hétérométriques qui masquent les formations du socle. Dans la majorité des cas, ces dépôts se situent bien au-dessous de la limite altérites/roche saine. Ils résultent d'une dynamique périglaciaire amorcées vraisemblablement lors de la dernière glaciation (Pléistocène supérieur, Weichsélien) mais qui manifestement se poursuit, lentement, aujourd'hui. Dans la littérature armoricaine, ces dépôts ont souvent pris le nom de « Head », mais la référence implicite de ce terme à des conditions glaciaires ou interglaciaires empêche théoriquement son utilisation ici. Ces dépôts sont constitués de fragments du substratum issus vraisemblablement de processus de fauchage. Les fragments sont emballés dans une matrice sablo-argileuse provenant des formations superficielles antérieures (altérites). Comme pour la totalité des dépôts de versant, le transport est faible et se fait généralement lentement sous l'action de la gravité et du ruissellement. De par leur ubiquité aux bordures des vallées actuelles, seuls les secteurs où l'épaisseur est certainement plurimétrique ont été représentés.

Dépôts éoliens

CE. Limons, loess. La couverture limoneuse prend ici, par rapport aux feuilles méridionales, une importance considérable. Cela suit ce qui a été observé sur les feuilles Montfort-sur-Meu et Rennes situées dans le prolongement oriental de la feuille Saint-Méen-le-Grand. Ces sédiments couvrent régulièrement tous les interfluves et une bonne partie des versants au Nord de Mauron et sont très largement répandus dans le secteur de Saint-Méen-le-Grand. En revanche, ils semblent disparaître aux approches du granite de Ménéac et sont absents sur le glacis incliné qui descend des Landes du Mené, jusqu'au voisinage de Merdrignac. Cette formation est en discordance souvent très nette sur les formations antérieures, même quaternaires. Les meilleurs exemples pouvaient être observés le long de la nouvelle route à quatre voies à la sortie de Saint-Méen-le-Grand vers Loudéac, mais la mise en herbe des talus dans un but de rétention de ces sédiments meubles, empêchent maintenant une observation fine. Un autre point d'observation remarquable se situe au contact de la feuille Broons, au Nord du Chénot où 3 à 4 m de ces sédiments surmontent les schistes métamorphiques briovériens plus ou moins altérés.

Dans l'ensemble, ces dépôts n'offrent pas une puissance très grande. Le long de la N164, l'épaisseur a pu être estimée entre 2 et 3 m. Les forages de reconnaissance géologique (voir tableau), implantés sur des hauts topographiques, ont montré que l'épaisseur de ces formations avoisinait souvent 3 m et ne dépassait que très rarement 5 m.

L'organisation et les faciès sont, en règle générale, très homogènes sur l'ensemble de la feuille. Ils se présentent quasiment toujours comme la succession verticale de deux faciès : un ensemble de base constitué de silts argileux ocre-brun emballant des petits graviers quartzeux très émoussés de taille modeste (diamètre de l'ordre du centimètre). Ce niveau passe insensiblement à l'ensemble supérieur constitué de silts argileux très homogènes de couleur caractéristique ocre-jaune. Les études menées dans la région de Rennes (Estéoule *et al.*, 1972) ont montré que la fraction argileuse est composée par un assemblage kaolinite-micas blancs et un ensemble complexe à 14 Å, essentiellement constitué de feuillets de vermiculite auxquels s'ajoutent de petites quantités de chlorite et de chlorite-vermiculite. Les minéraux lourds résistants essentiels sont la tourmaline et le zircon et, dans les environs de Rennes, la hornblende verte dans des proportions variables. L'origine de ces limons est encore sujette à discussion, mais récemment (Trautmann *et al.*, 2000), une provenance allochtone éolienne (présence de hornblende verte, courbe bimodale) en relation avec la région du batholite mancellien a été proposée. Bien que les limons de la feuille Saint-Méen-le-Grand soient assez éloignés de la granodiorite de Fougères et du granite cadomien de Hédé, une origine similaire est envisageable. Cette formation s'est déposée pendant une période froide et sèche et pourrait être contemporaine ou légèrement postérieure à la dernière glaciation (Würm – Weichsélien).

Dépôts anthropiques

X. Blocs et sables. Si l'on excepte les zones urbanisées de Mauron, Merdrignac et Saint-Méen-le-Grand, les dépôts anthropiques sont très rares sur la feuille de Saint-Méen-le-Grand. L'accumulation la plus perceptible est celle qui forme le barrage de l'étang de Loscoët, sur le Meu. Les travaux récents pour l'aménagement de la carrière de l'Épine Fort (granite de Ménéac) ont donné lieu à des aplanissements avec remaniement quasiment « *in situ* » des matériaux (blocs granitiques et sables provenant des arènes).

CONDITIONS DE FORMATIONS DES ENTITÉS GÉOLOGIQUES

SÉDIMENTS BRIOVÉRIENS : CARACTÉRISATION DES DÉPÔTS ET GÉODYNAMIQUE

Le découpage entre un Briovérien moyen et un Briovérien supérieur, basé entre autres sur la présence ou l'absence de niveaux phtaniques interstratifiés, reste encore utilisé aujourd'hui. En Bretagne centrale, où de telles

intercalations siliceuses n'ont jamais été décrites, les terrains briovériens sont rapportés au Briovérien supérieur.

Le substratum du Briovérien de Bretagne centrale est inconnu. Ce substratum pourrait être un socle ancien, antérieur à la période cadomienne et dont certaines reliques très anciennes ont été mises en évidence dans le Trégor (Icartien). Il pourrait également s'agir d'un socle « cadomien », avec un âge alors proche de 600-650 Ma. En revanche, les terrains métamorphiques et cristallins de la région de Plouguenast ne peuvent représenter le soubassement du Briovérien en Bretagne centrale (Saunier, 1986).

Dans le domaine nord-armoricain (région de Saint-Brieuc), les plutons tardi-cadomiens, datés aux alentours de 595 Ma (Vidal *et al.*, 1974) scellent les déformations qui affectent les sédiments attribués au Briovérien inférieur : le Briovérien de Bretagne centrale a donc un âge postérieur à 595 Ma. Les sédiments sont recouverts en discordance par les dépôts sédiments de la Formation de Pont-Réan. Des mesures effectuées sur des volcanites interstratifiées dans ces séries proposent un âge de 486 ± 28 Ma (méthode Pb/Pb sur monozircon) à Réminiac (Guerrot *et al.*, 1992). Plus à l'Est, en Mayenne, les datations effectuées sur des zircons remaniés dans un Briovérien détritique (Guerrot *et al.*, 1992) ont donné, pour la population la plus récente, un âge de cristallisation avoisinant 540 Ma (âge du batholite mancellien). Ainsi, les terrains, attribués au Protérozoïque supérieur, ont probablement un âge postérieur à 595 Ma et antérieur à 485 Ma : une partie des dépôts s'est vraisemblablement effectuée postérieurement à la limite entre Protérozoïque et Paléozoïque. Il n'est donc pas exclu que sur la feuille Saint-Méen-le-Grand, comme d'ailleurs partout en Bretagne centrale et en Mayenne, certaines parties du Briovérien aient un âge cambrien. Il est de même parfaitement vraisemblable que, comme l'a récemment et fort justement proposé F. Trautmann *et al.* (2000), les sédiments briovériens soient diachrones sur l'ensemble du domaine centre-armoricain.

En 1978, C. Le Corre invoque, pour l'origine de la sédimentation du Protérozoïque supérieur, un démantèlement rapide et une érosion profonde du socle (niveau d'érosion dans le domaine de la schistosité) d'une chaîne plus ancienne, plissée et métamorphisée et non seulement le décapage d'une cordelière précoce. Pour l'auteur, il ne s'agit pas d'un flysch (ce qui suppose une tectonique synsédimentaire), mais plutôt d'une molasse (dépôts anorogéniques ou en fin de tectogénèse). Cependant, ces deux termes sont aujourd'hui employés implicitement pour caractériser des dépôts de bassin d'avant-pays ou des zones de piémont des chaînes de collision ou d'accrétion, donc dans des contextes géodynamiques plutôt de nature compressive.

J.-F. Saunier et J.-J. Chauvel, en 1986, décrivent, au sein des sédiments du Briovérien supérieur, des volcanites d'affinité tholéïtique interstratifiées dans

des dépôts briovériens localisés près du « dôme » cristallin de Plouguenast. Ces volcanites se mettraient en place dans un environnement géodynamique plutôt de nature extensive. Le consensus est difficile à trouver, et la feuille de Saint-Méen-le-Grand, où les affleurements du Briovérien sont masqués par des formations quaternaires, ne permet pas d'apporter d'arguments nouveaux. Il est vraisemblable que les sédiments briovériens correspondent à une ou plusieurs mégaséquences de comblement d'un bassin en domaine intraplaque aminci au Sud de la chaîne cadomienne. Il est à noter que la disparition progressive du matériel conglomératique vers le Nord (voir aussi feuilles Janzé, Montfort-sur-Meu, Rennes et Ploërmel), en même temps qu'une décroissance de la granulométrie pourrait traduire une composante d'alimentation continentale résultant de l'érosion de reliefs situés au Sud du Massif armoricain.

L'organisation sédimentaire est, de la même façon, difficile à appréhender dans sa globalité. Les sédiments constituant l'ensemble des séries briovériennes sont immatures en texture, mais généralement matures en composition. Le caractère rythmique de la sédimentation, avec des évidences de granoclassement, la présence locale de chenaux, d'intercalations conglomératiques et de figures de charge, conduisent à imaginer un environnement turbiditique de bathymétrie difficilement appréciable, même si quelques rares affleurements montrent des HCS (Hummocky Cross Stratification), témoins de l'action des vagues de tempêtes (profondeur sous tranche d'eau de l'ordre de 120 m). Excepté un microbios (microsphères proches des cyanophycées genres *Paleocryptidium* et *Favosphaera*, Mansuy, 1983) difficilement utilisable et des traces relativement énigmatiques (*Montfortia filiformis*, Lebesconte, 1886), la série est dépourvue d'organismes et de traces fossiles qui pourraient renseigner sur l'environnement (milieux de vie) et la bathymétrie des dépôts.

SÉDIMENTS PALÉOZOÏQUES

Jusqu'à récemment, les dépôts des séries de base du Paléozoïque étaient considérés comme des produits de démantèlement de reliefs peu accentués ; les variations locales dans l'épaisseur des séries étaient considérées comme la conséquence de l'existence de « paléo-creux » progressivement comblés. Or, les développements récents en matière de connaissance des environnements de dépôts incitent à penser que ces sédiments pourraient être des dépôts de beaucoup plus haute énergie, se mettant en place dans des cônes alluviaux du type anastomosé (« braided alluvial fans » in Miall, 1996). Pour cette période, les modèles récents (Ballard *et al.*, 1986) proposent une instabilité du socle médio-armoricain, avec une dynamique en extension qui structure de grands blocs basculés. Dans cette hypothèse, les séries rouges pourraient se déposer

au droit des failles normales, le matériel provenant alors de la destruction de reliefs créés par cette tectonique.

Au Sud de Rennes, J.-J. Chauvel et J. Deunff (1970) recensent *Eremochitina baculata brevis* au sommet du Grès armoricain inférieur, ce qui lui confère donc un âge Arénig moyen (Paris *et al.*, 1982). Les séries rouges sous-jacentes ont ainsi un âge au moins anté-Arénig moyen. Ceci est confirmé par des mesures de datations sur les émissions volcaniques de la Formation de Marsac (486 ± 28 Ma ; Guerrot *et al.*, 1992, voir feuille Ploërmel), plus ou moins synchrones de la sédimentation des séries paléozoïques initiales. Aux dépôts de cônes alluviaux succèdent progressivement les dépôts de sédiments arénacés matures qui inaugurent une longue période de stabilité sur la plate-forme continentale de Bretagne centrale. L'étude des associations de faciès, des figures sédimentaires et des associations fauniques (Chauvel, 1968 ; Robardet, 1981 ; Régnauld, 1981 ; Durand, 1984 ; Vannier, 1986) montre que cette plate-forme est peu profonde, soumise à l'influence des vagues (permanentes et tempêtes), et plus localement sensible aux marées et aux courants côtiers.

GRANITE DE MÉNÉAC

Le granite de Ménéac (massif de Plémet – Gomené) occupe une position particulière par rapport aux granites et leucogranites dans cette partie de la Bretagne. Cette localisation singulière, éloignée des plutons hercyniens nord-armoricains de Montcontour et Quintin, et encore plus « détachée » des granites syntectoniques qui jalonnent le cisaillement sud-armoricain en fait un massif comparable (géographiquement) à celui du Pertre (massif dévonien : 372 Ma), plus à l'Est (environs de Laval) ou équivalent à celui de Pontivy (et plus particulièrement au granite de Rostrenen *s.s.*), 80 km plus à l'Ouest. Les anciens cartographes, mais aussi des études plus récentes (Chantraine *et al.*, 1984), rattachaient d'ailleurs le granite de Ménéac au granite de Pontivy. Alors qu'il en faisait un granite d'âge hercynien, M.-J. Graindor (1967) avait déjà noté la disposition particulière des granites de Ménéac et de Saint-Gouéno par rapport aux « dislocations majeures » du socle armoricain et, à son époque, en faisait un secteur clef de l'étude de la structure armoricaine.

On sait depuis très récemment (feuille Loudéac, à paraître) que le granite de Ménéac est d'âge ordovicien : son histoire est donc clairement à relier à celle des Orthogneiss de Plouguenast et des massifs dioritiques et tonalitiques de Saint-Jacut-du-Mené et de Lanrelas. Cette période particulière de l'Ordovicien de Bretagne centrale est encore largement méconnue et les événements tectoniques et plutoniques y sont encore sous-estimés. Les relations géodynamiques entre le plutonisme ordovicien de Bretagne centrale et le

plutonisme ordovicien de Bretagne sud n'ont encore pas fait l'objet de recherches particulières.

Gravimétrie : la carte du fond gravimétrique (fig. 6, hors-texte), BRGM, 1967) montre clairement les anomalies négatives associées aux plutons hercyniens méridionaux (massif de Pontivy – Rostrenen ; massif de Guéhénno) et aux plutons hercyniens septentrionaux (Montcontour, Quintin...). Le leucogranite de Saint-Gouéno est aussi bien individualisé. Les modélisations effectuées par Vignerresse (1983) ont permis une meilleure reconnaissance de la structure profonde de ces batholites, une évaluation de leurs contours lorsqu'ils n'étaient pas à l'affleurement, et aux incertitudes de calcul près, une approximation de leur profondeur d'enracinement située généralement entre 7 et 10 km. Le granite de Ménéac a une signature gravimétrique très peu marquée comparativement à celle de ces granites. Les isanomaes positives « traversent » le massif, sans connaître de variations ou d'organisations locales liées à la présence d'un corps dense à enracinement « profond ». Ceci peut avoir globalement deux explications : 1) le granite a une densité proche de celle de son encaissant et les faibles variations ne sont pas perceptibles à l'échelle de l'échantillonnage ou 2) le granite ne présente pas d'épaisseur significative qui permette de le discriminer par rapport à son encaissant.

Magnéto-tellurie – existence d'un batholite en profondeur : les résultats essentiels (Chantraine *et al.*, 1984) des sondages magnéto-telluriques (fig. 7) réalisés dans cinq stations, suivant un profil E-W allant de Rohan à Mauron, semblent montrer la présence, peut-être à moins de 1 km de profondeur, d'un important massif granitique dont la limite orientale pourrait correspondre à une faille majeure reconnue en surface (faille de la Chèze, feuille Loudéac). À l'Est de cette faille, c'est-à-dire sur la feuille Saint-Méen-le-Grand, aucun corps granitique ne semble être présent (dans les limites d'investigation de la méthode).

L'interprétation des sondages magnéto-telluriques semblent ainsi conforter ceux obtenus en gravimétrie (ceci étant par ailleurs corroboré par la datation toute récente du granite de Ménéac) : il n'y a pas « continuité » (c'est-à-dire éventuellement un batholite pluriphasé), en profondeur sous les sédiments briovériens, entre le massif de Pontivy et le massif de Ménéac. En revanche, il pourrait y avoir une relation entre le massif de Pontivy et un corps granitique non affleurant situé sous les sédiments briovériens de Bretagne centrale dans les secteurs de Rohan et de la Chèze, cela n'étant pas particulièrement souligné par la gravimétrie.

Les sondages magnéto-telluriques montrent aussi, entre les stations 3 et 4, une importante discontinuité séparant deux blocs à « signature » très différente. Cette discontinuité ne paraît pas avoir d'image géologique en

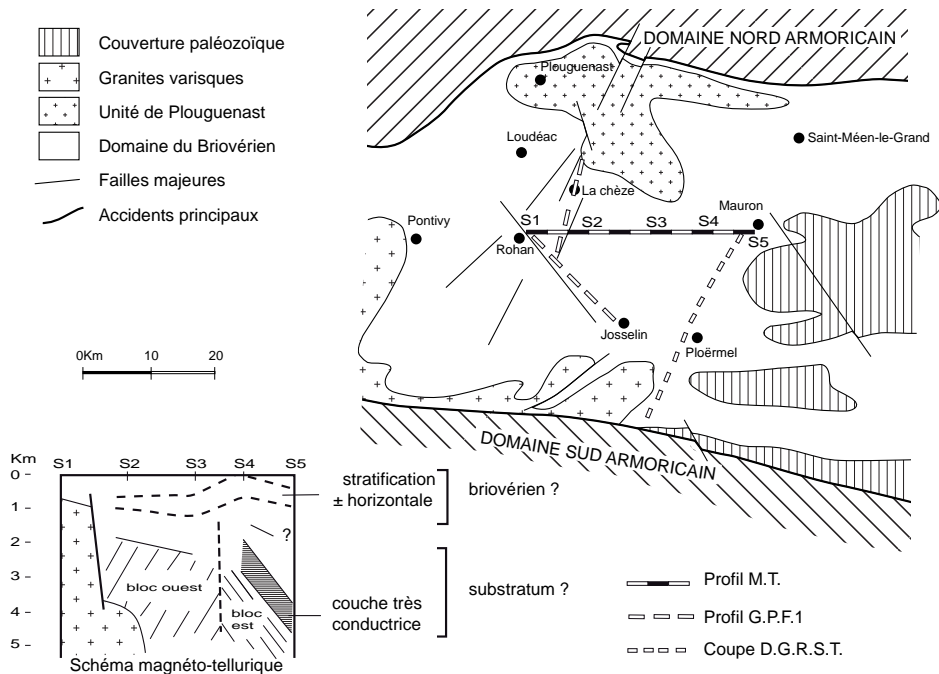


Fig. 7 - Implantation des coupes de magnéto-tellurie et interprétation (d'après Chantraine *et al.*, 1984)

surface. Il est probable que soit mise en évidence par cette méthode l'organisation du soubassement du Briovérien de Bretagne centrale qu'il est à l'heure actuelle, compte tenu des connaissances géologiques et techniques, impossible de préciser.

Âge du massif: la datation du massif granitique de Plémet – Gomené et, plus particulièrement du monzogranite de Ménéac, a été effectuée par la méthode U-Th-Pb sur monazite et U-pb sur zircons. La première a donné un âge de 493 ± 5 Ma, la seconde, sans doute plus fiable, un âge de 468 ± 5 Ma. Le granite de Ménéac est ainsi pénécontemporain ou un peu plus jeune que l'Orthogneiss de Plouguenast, situé immédiatement au Nord-Ouest. Le granite de Ménéac s'est mis en place dans un encaissant sédimentaire où se sont développées en auréole des paragenèses typiques d'un métamorphisme de contact : andalousite + biotite + muscovite + chlorite + quartz + cordiérite pinnitisée.

Origine et mise en place : l'histoire ordovicienne du granite de Ménéac est à rattacher à celle des plutons occidentaux de Plouguenast et sans doute de Saint-Lubin mais le contexte géodynamique du plutonisme ordovicien de Bretagne centrale reste encore à étudier, de même que les relations avec les productions magmatiques de même âge en Bretagne méridionale.

En Bretagne centrale, les connaissances acquises sur l'histoire ordovicienne témoigneraient plutôt en faveur d'un contexte distensif à l'Ordovicien et cet épisode intrusif magmatique pourrait être mis en correspondance avec le volcanisme de la Formation de Marsac daté à 486 ± 28 Ma (Guerrot *et al.*, 1992) un peu plus au Sud (région de Réminiac). Les premiers sédiments ordoviciens, selon l'hypothèse la plus vraisemblable retenue aujourd'hui, seraient aussi contemporains d'une tectonique en extension particulièrement mise en évidence à l'Est de la carte (feuille Ploërmel, Montfort-sur-Meu, Rennes...).

Tous ces plutons d'âge très voisin ont des compositions chimiques relativement différentes : ainsi, le protolite des orthogneiss de Plouguenast [la gneissification du protolite intervient vraisemblablement au cours de la déformation hercynienne postérieure] correspond à une diorite quartzitique à caractère trondjhémitique, les massifs de Saint-Jacut-du-Mené et de Lanrelas à des diorites tonalitiques, le massif de Plémet – Gomené à une association de diorites (diorite de Saint-Lubin) et de granites (Plémet et Ménéac). Ils proviennent vraisemblablement de la cristallisation de liquides différenciés générés par une fusion partielle en profondeur de la croûte hydratée, soit en contexte d'épaississement crustal (ce qui irait à l'encontre des observations mentionnées plus haut) lié à une subduction méridionale, soit en contexte d'amincissement crustal, en arrière peut-être d'une zone de subduction (Bretagne sud), en domaine d'arc ou intraplaque. Les

connaissances fondamentales de cette région ne sont pas aujourd'hui encore assez développées pour permettre de proposer un modèle cohérent qui rende compte de toutes les observations antérieures.

À l'opposé de ce qui semble se dessiner à la lumière des connaissances nouvelles pour le massif de Plouguenast et sa région (Gumiaux, 2003), il apparaît que le granite de Ménéac a été préservé lors des épisodes tectono-métamorphiques varisques. Les déformations principales ont épargné ce granite qui s'est alors comporté comme un objet non déformable que la schistosité a contourné (voir les trajectoires de schistosité). Les raisons n'en sont pas encore connues, mais peut-être est-ce lié à la localisation de la déformation le long de couloirs cisailants (« Strain partitioning » des anglosaxons) comme cela semble être le cas pour le massif de Plouguenast déformé, gneissifié et exhumé à la même période, en même temps que se développait l'intrusion leucocrate de Saint-Gouéno ?

SÉDIMENTS CÉNOZOÏQUES

L'origine des dépôts de conglomérats à galets de quartz, cimentés ou non par des oxydes de fer et de la silice, et situés, sur la feuille Saint-Méen-le-Grand, à des altitudes voisines systématiquement de 185 m est encore méconnue, mais a donné lieu à de nombreux débats. De tels dépôts ont été cartographiés un peu partout dans ce secteur de Bretagne centrale, les plus connus étant ceux de la Belle Étoile et du Porcolois dans la région de Plumieux (feuilles Loudéac et Josselin), le bois du Minerai au Nord de la Ferrière (feuille Loudéac), Quévrin au Nord de Lauréan (feuille Loudéac), la Bosse et la forêt de Bocquen au Nord de Saint-Jacut-du-Mené. Beaucoup de ces dépôts ont été indicés Pb par les premiers cartographes (feuille 1/80 000 de Pontivy, 1959) qui les attribuaient donc distinctement au cycle pliocène. Cependant, la question de l'âge de ces dépôts n'a jamais trouvé de solution satisfaisante. Dès 1947, suivant L. Aufrère (1938 « le faux pliocène est peut-être éocène »), M. Gautier avance un âge plus ancien, peut-être éocène et en 1975, A. Guilcher *et al.* évoquent un âge « crétacé ou helvétien » et attribuent, en première hypothèse il est vrai et sans arguments convaincants, les argiles kaoliniques sous-jacentes au Wealdien. Depuis la parution de la carte Broons cependant, l'observation établit que des dépôts similaires ravinent les argiles lacustres attribuées au Stampien (Oligocène inférieur). Si l'on admet, sans preuve établie, que ces dépôts sont partout contemporains, ils sont alors au moins post-Oligocène. Ceci ne traduit pas forcément que le façonnement des matériaux et notamment des galets émoussés soit attribuable à une période postérieure à l'Oligocène. On connaît (Estéoule-Choux et Ollivier-Pierre, 1973 ; Ollivier-Pierre, 1974) à la Trinité-Porhoët un gisement à sables et galets clairement daté du Cuisien (analyse palynologique). Il est donc fort probable que ces dépôts remanient d'anciens sédiments, éventuellement Éocène

inférieur voire antérieurs. L'observation, non reproduite, de galets de grès lustrés (Durand, 1960), parmi les galets de quartz, pourrait être un indicateur complémentaire dans le sens où, jusqu'à aujourd'hui, les grès lustrés sont considérés Éocène terminal, ce qui abonde de toute façon dans le sens d'un dépôt post-Éocène.

La mise en place de ces dépôts a elle aussi donné lieu à plusieurs hypothèses. M. Gautier (1947) y voyait des sédiments purement marins et plaçait, « quelque part » dans cette région, un ancien rivage éocène. Cette idée a été reprise ultérieurement par A. Guilcher *et al.* (1975) où un âge cénomaniens a même été avancé (Hallégouët, 1972). D'autres, tels que C. Klein (1973) qui suit en cela C. Barrois, proposent que seule la dernière transgression, dont le maximum se situe au Pliocène supérieur, ait été suffisamment importante pour permettre les dépôts de tels sédiments. Cependant, à la suite d'études plus récentes, il apparaît que le caractère marin du dépôt semble improbable. Pour les auteurs de la carte de Broons, l'étude granulométrique a montré qu'aucune fraction sableuse d'origine ou d'influence marine ne peut y être distinguée.

Sur d'autres feuilles de la région, des sédiments similaires sont observés. Sur la feuille Ploërmel, au Sud, le petit assemblage noté P-IV pourrait faire partie de cet ensemble. Sur la feuille Montfort-sur-Meu, des conglomérats ferrugineux apparaissent dans le quart nord-est de la feuille. Certains d'entre eux surmontent le Miocène du bassin de Landujan. Des formations équivalentes sont indicées B sur la feuille Caulnes. Enfin, sur la feuille récente de Rennes, des dépôts indicés RF sont situés en interfluves, à des altitudes voisines de 100 m. Il est à noter qu'aucun de ces gisements ne semble cependant montrer de cimentation siliceuse et que le rapprochement avec les conglomérats observés ici doit être fait avec prudence.

Il apparaît fort probable que ces conglomérats, postérieurement cimentés par des oxydes de fer et localement de la silice, constituent des alluvions résiduelles ; les caractères fluviaux des dépôts n'empêchant pas un façonnement marin des éléments. L'âge du dépôt est évidemment inconnu : ils pourraient être au moins post-Serravalien (âge des faluns), compte tenu des observations mentionnées au paragraphe précédent et correspondre soit (1) aux dépôts d'un système fluvio-deltaïque ancien (Plio-Pléistocène) peut-être intermédiaire entre les dépôts pliocènes fluvio-estuariens des « sables rouges » et le dépôt des alluvions des terrasses anciennes (Pléistocène moyen) associées à l'hydrographie actuelle soit (2), malgré l'altitude élevée des dépôts, à l'ensemble basal souvent observé sous les « sables rouges » et qui porte le nom de *roussards* ou *renards* en Bretagne centrale et rapportés au Mio-Pliocène. Il reste que la silice, localement abondante dans le ciment assemblant les galets de quartz, ne peut avoir été mise en solution, concentrée

et précipitée que sur des paléopaysages plus ou moins plats, stable avec des périodes d'évaporation et des environnements marqués par des alternances de périodes humides et sèches mais toujours chaudes, à l'image des régions semi-arides actuelles.

Les sédiments constitués de sables grossiers, d'argiles et de niveaux conglomératiques de la Ville-Caro ne sont pas datés. Ils ont longtemps été considérés comme pliocènes, par défaut. Ces dépôts surmontent les altérites des formations briovériennes pour lesquelles un âge éocène est couramment retenu. Ces dépôts sont donc postérieurs à la période latérisante principale, mais un âge éocène terminal ne peut être écarté. La préservation des dépôts à cet endroit reste encore énigmatique. Le flanc occidental du gisement borde apparemment de façon linéaire et brutale les schistes (ou dérivés altérés) briovériens. Ainsi, la préservation du gisement à cet endroit, mais peut-être même déjà son dépôt, a pu être contrôlée par le jeu d'une faille, qu'il est difficile de mettre en évidence sur le terrain. En revanche, le dépôt se situe directement sur le faisceau de failles en relais « Quessoï – Nort-sur-Erdre » dont on sait qu'il fut réactivé à plusieurs reprises au cours du Cénozoïque.

Comme nous l'avons mentionné dans un chapitre précédent, les rides de vagues et les litages obliques en mamelons font défaut. Les traces fossiles sont également absentes. Ces deux observations, jointes au caractère grossier des sédiments et à leurs structures sédimentaires qui indiquent uniquement des écoulements unidirectionnels, permettent d'attribuer les dépôts sablo-conglomératiques au domaine continental. Les structures sédimentaires, nombreuses, indiquent des modes de transport sur le fond de chenaux en tresse ou faiblement sinueux, isolés ou constitutifs d'une plaine alluviale ou d'un cône alluvial. Les silts et sables fins de l'ensemble supérieur indiquent des milieux de faible énergie (comblement de lacs temporaires de fin de crue au sommet des cônes alluviaux).

ÉVOLUTION TECTONO-MÉTAMORPHIQUE

STRUCTURES TECTONIQUES

Déformation anté-schisteuse

Le territoire de la feuille Saint-Méen-le-Grand a été particulièrement peu étudié par le passé. Les études de C. Le Corre (1977) et J. Chantraine et al. (1984) se sont limitées à la partie sud-est de la feuille, où les affleurements sont de qualité et en nombre suffisant pour permettre le report significatif des mesures sur stéréogramme.

Sur les feuilles de Bretagne centrale récemment publiées (Bain-de-Bretagne, Château-Gontier, Janzé, Montfort-sur-Meu, Rennes) ou en cours de lever (Josselin, Vitré), la cartographie des différents faciès du Briovérien met en évidence de grandes structures d'ordre hectométrique à kilométrique pouvant être assimilées à des plis, dont les axes seraient orientés N70-90. Sur la feuille Saint-Méen-le-Grand, de telles structures ne peuvent être mises en évidence de façon immédiate. En revanche, la carte proposée par rassemblement de lithofaciès sensiblement équivalents permet le dessin de grandes bandes parallèles, orientées en moyenne N70-80. Cette structuration particulière met en valeur la discordance cartographique des séries paléozoïques sur les séries antérieures. La terminaison périclinale de l'Unité de Paimpont, à l'Est de Concoret, a une direction moyenne de l'ordre de 110°N ; l'écart angulaire est donc voisin de 30-40°.

Une phase de structuration du Briovérien antérieure aux dépôts des séries rouges initiales est généralement admise (Le Corre, 1977 ; Plaine *et al.*, 1981 ; Dadet *et al.*, 1995), mais elle est minimisée par J. Chantraine *et al.* (1980) qui admettent des basculements anté à syn-Ordovicien sans déformation pénétrative. La datation récente du granite de Ménéac aux alentours de 490 Ma, la confirmation de l'âge ordovicien du protolithe des Orthogneiss de Plouguenast (Gumiaux, 2003), indiquent cependant une forte activité magmatique et métamorphique à la limite Cambrien – Ordovicien, peu de temps avant la mise en place, en contexte extensif probable, des séries rouges paléozoïques. Une première structuration du Briovérien pourrait ainsi être liée à ces événements tectono-métamorphiques et plutoniques encore très mal appréhendés en Bretagne centrale. L'ensemble des sédiments briovériens de la feuille de Saint-Méen-le-Grand ne montre d'évidence de métamorphisme régional antérieur au métamorphisme de bas grade hercynien. Ils sont en cela très différents des métasédiments qui ceinturent le massif de Plouguenast, sans que les relations entre les deux formations soient distinctement établies. Si l'ensemble des sédiments briovériens de la feuille de Saint-Méen-le-Grand a subi un métamorphisme régional épizonal lors de l'orogénèse varisque, certains de ces sédiments ont cependant dans un premier temps été affectés localement par le thermo-métamorphisme de contact lié à la mise en place du granite de Ménéac à l'Ordovicien.

Déformation syn-schisteuse

Les formations briovériennes et paléozoïques sont affectées par un événement thermo-métamorphique principal qui se traduit par une schistosité régionale S1 développée en contexte épizonal.

Sur l'ensemble de la feuille, la schistosité, quelles que soient les formations considérées excepté pour la Formation du Grès armoricain, est

toujours bien exprimée et les mesures ne posent pas de problèmes majeurs. Sur le terrain, il n'existe *a priori* qu'une seule schistosité (S1), le plus souvent oblique sur la stratification. Une schistosité de crénulation (S2), mentionnée plus au Sud, ou sur d'autres feuilles de Bretagne centrale, ne semble pas s'exprimer ici. Cette schistosité S2 a été pourtant observée non loin, sur des affleurements bordant la Chèze où elle a été mise en relation avec le fonctionnement tardif de grands décrochements senestres (faille de la Prénessayé). Dans le Briovérien, l'intensité de la schistosité S1 est variable, mais il s'agit le plus souvent d'une schistosité de fracture avec localement début de recristallisation. Très ponctuellement, la schistosité est de type flux (pouvant aller jusqu'à une schistosité de type flux ardoisier), notamment aux alentours de Mauron ou au Nord de Saint-Méen-le-Grand. Sur l'ensemble de la feuille, si l'on excepte les alentours immédiats du massif de Ménéac, les directions de schistosité sont généralement concentrées statistiquement autour d'une direction N110°, cette direction ne variant pas lorsque l'on passe du Briovérien au Paléozoïque. Les pendages sont généralement élevés, entre 70° et 85°. Au Nord d'une ligne Ménéac – Illifaut – Gaël, les pendages sont assez systématiquement orientés vers le Nord; en dessous de cette ligne, les pendages sont généralement plus forts (souvent dépassant 80°) et orientés globalement vers le Sud, mais les variations d'orientation sont extrêmement fréquentes. L'observation conjointe de la schistosité et de la stratification permet de mettre en évidence des plis P1, de longueur d'onde variable, mais généralement peu resserrés.

La déformation synchisteuse majeure, qui affecte ainsi l'ensemble des terrains briovériens et paléozoïques représentés sur la feuille Saint-Méen-le-Grand, est liée à l'orogénèse hercynienne. Les structures tectoniques ont pu être interprétées comme le résultat d'un cisaillement dextre entre le cisaillement sud-armoricain et le cisaillement nord-armoricain qui délimitent le domaine centre-armoricain (Gapais et Le Corre, 1980). La schistosité S2, non observée sur la feuille Saint-Méen-le-Grand, pourrait être contemporaine du fonctionnement en cisaillement senestre de grandes failles conjuguées des cisaillements majeurs. Les trajectoires de schistosité, qui « moulent » le granite de Ménéac, montrent que celui-ci s'est vraisemblablement comporté comme un « objet indéformable » lors de la tectogenèse varisque. L'exhumation du granite est vraisemblablement à corrélérer avec la déformation et l'exhumation du dôme de Plouguenast, lors de la mise en place hercynienne du leucogranite de Saint-Gouéno, mais sur la feuille Saint-Méen-le-Grand, le métamorphisme et les déformations associées à cet événement ne sont pas caractérisés.

Déformation post-schisteuse

– **Failles.** Les failles principales sont rarement visibles sur le terrain. L'étude du modèle numérique de terrain en ombrage artificiel s'est avérée nécessaire pour localiser des linéaments majeurs dont la présence a ensuite généralement été confirmée sur le terrain (décalage de faciès, variation de la direction de la stratification, abondance de quartz filonien, etc.).

Les failles principales sont orientées selon des directions N80-90°, dans la partie nord de la feuille. Elles sont généralement jalonnées de filons de quartz et décalent localement la base des altérites, ce qui traduit un mouvement au moins post-éocène. Cette direction n'est pas anormale dans ce secteur de Bretagne centrale : elle correspond à l'orientation du cisaillement nord-armoricain présent à seulement quelques kilomètres au Nord. C'est aussi l'orientation du grand axe des massifs de Saint-Jacut-du-Mené et de Lanrelas, ce qui semblerait montrer l'antériorité de cette direction sur la direction secondaire N140-N160°. Ces failles N140-160° font partie de l'ensemble Quessoy – Nort-Sur-Erdre et constituent les structures cassantes majeures, bien que peu visibles ici, qui ont été réactivées à plusieurs reprises, notamment au Cénozoïque. Ce système est accompagné d'un système conjugué orienté N40-60° et qui a joué, pour la plupart des accidents, en décrochement senestre. Ce système de failles N140-160° est l'expression d'une tectonique en extension qui s'est manifestée vraisemblablement après le Silurien inférieur, mais avant la schistogenèse (Dadet *et al.*, 1995). Elles ont été réactivées en contexte extensif vraisemblablement au Permo-Trias (étalement gravitaire de la chaîne hercynienne ?) et au Cénozoïque (Éocène supérieur, Oligocène) lors de l'ouverture du Rift ouest-européen. L'importance de la participation de ces failles lors de l'ouverture de l'Atlantique et du golfe de Gascogne n'est pas connue.

Quelques chevauchements mineurs ont pu être mis en évidence dans le secteur de Mauron. De direction N90°, leurs rejets sont faibles. Ils pourraient correspondre à une phase de serrage tardive, postérieure à la schistogenèse et à la déformation principale.

– **Fractures et diaclases.** Bien que vraisemblablement omniprésentes dans toutes les formations, les zones de fractures (stries, plan de glissement, recristallisations) n'ont été que rarement observées sur le secteur cartographié, excepté dans les séries paléozoïques. Les familles de diaclases possèdent généralement des orientations identiques à celles des failles dominantes. Les pendages sont toujours subverticaux et les rejets faibles (quelques décimètres, au plus).

TECTONIQUE RÉCENTE

Comprendre l'évolution des reliefs (établissement des réseaux hydrographiques, creusements des vallées, élaboration des surfaces continentales) au cours du Cénozoïque dans l'Ouest du Massif armoricain a été abordé par de nombreux géographes dans la première moitié du XX^e siècle et notamment par R. Musset (1928, 1934), E. De Martonne (1906, 1942), A. Meynier (1940) et plus tard par A. Guilcher (1948, 1949a, 1975) et, dans la région de Bretagne centrale, par M. Gautier (1947) dans son « étude géographique de Bretagne centrale ». La conclusion en forme de résumé du chapitre 4 de M. Gautier, qui achève l'étude des vestiges de surfaces continentales, est assez explicite quant aux difficultés rencontrées : « un relief peu différencié, dont l'analyse nécessite, avec de la prudence, un effort d'abstraction et de schématisation, tel est le caractère topographique le plus évident de Bretagne centrale ».

Dans la région comprise entre Saint-Caradec à l'Ouest de l'Oust, Merdrignac, Ploërmel et Rohan, l'auteur reconnaît trois plates-formes d'érosion successives (fig. 8, hors texte) : la plate-forme du Mené (ou surface supérieure) qu'il compare à la plate-forme du Menez-Hom ou d'Arrée de Musset, la plate-forme de Guémené correspondant à l'équivalent oriental de la plate-forme de Sainte-Marie du Menez-Hom, décrite notamment par A. Guilcher, et s'étageant ici entre 180 et 200 m et une plate-forme basse, qu'il nomme surface inférieure, d'altitude inférieure à 120 m, et qu'il compare à la plate-forme du Léon de Musset.

Après avoir reconnu les lambeaux de surfaces continentales, l'auteur propose une évolution articulée autour de cinq étapes fondamentales avec : 1 – formation de la plate-forme du Mené, 2 – basculement de cette plate-forme autour des « grandes failles du Mené », 3 – formation de la plate-forme de Guémené, 4 – gauchissement de l'ensemble et 5 – érosion et formation d'une plate-forme plus basse. Pour M. Gautier, les deux premières plates-formes seraient mésozoïques et correspondraient grossièrement à deux états successifs de la « pénéplanation » post-hercynienne, la troisième surface étant considérée comme « éogène ». Cette chronologie, si elle a le mérite de jeter les premières bases à l'étude des mouvements méso-cénozoïques dans cette partie particulièrement mal documentée de Bretagne, est faillible sur au moins deux points : 1 – la reconnaissance des surfaces est uniquement conditionnée par l'altitude des lambeaux qu'il reconnaît, ce qui sous-estime vraisemblablement les effets d'une ou plusieurs tectoniques superposées méso-cénozoïques, 2 – les réseaux fluviaux sont considérés comme établis plus ou moins dans leurs caractéristiques actuelles.

Il est vrai que la feuille Saint-Méen-le-Grand se prête assez mal à une discussion poussée sur les mouvements verticaux au cours du Méso-

Cénozoïque. Les affleurements sont rares, recouverts par les formations quaternaires, les dépôts clairement attribués à un cycle stratigraphique précis font défaut et les failles ne s'expriment pas dans la topographie. Dans un tel cas de figure, on se sert depuis quelques années du mur des altérites comme marqueur de déformations verticales, localisées (failles) ou régionales (bombements et basculements).

La cartographie réalisée sur la feuille Saint-Méen-le-Grand (fig. 9, hors-texte) montre apparemment deux surfaces étagées, séparées par un talus de raccordement étroit où les roches plus ou moins saines affleurent. La surface supérieure est caractérisée par un mur des altérites qui se situe aux alentours de 250 m d'altitude. Ces altérites poursuivent vers le Sud le recouvrement des Landes du Mené où la base des altérites a été reconnue vers 270 m à l'Ouest de Bel-Air (Brault, 2002). Un placage peu épais d'altérites est aussi connu vers 240 m sur la Formation du Grès armoricain, à l'Est de Ploërmel (Thomas *et al.*, 2004). Au Sud-Est, les altérites recouvrent la majeure partie des surfaces planes comprises entre 200 et 80 m. Deux secteurs montrent des décalages de la base des altérites selon une direction proche de N100-110°. Le premier secteur est situé au Nord de Merdrignac. La faille mise en évidence, que la haute vallée du Meu suit dans sa partie aval, met en contact des allotérites avec des isaltérites. La base des altérites, obtenues par sondage se localise vers 150 m, alors que de l'autre côté, la base des isaltérites est atteinte vers 170 m. Le compartiment sud apparaît donc affaissé de l'ordre de 20 m par rapport au compartiment nord. Au Sud de Merdrignac, une seconde zone reproduit un schéma équivalent avec au Nord la base des altérites vers 150 m et au Sud vers 130 m, ce qui traduit là encore un mouvement vertical de l'ordre d'une vingtaine de mètres.

La surface basse se caractérise donc comme un vaste glacis incliné vers le Sud-Est, disséqué localement par des accidents orientés N100-110°. Au vu de la situation de la feuille, localisée directement sur la « trace » du faisceau de faille Quessoy – Nort-sur-Erdre, on s'attendrait ici plutôt à des directions proches de N150-160°, mais aucun décalage n'a pu être mis en évidence dans ce vaste secteur. Il est cependant probable que des jeux locaux de faible amplitude ou organisés plus ou moins en lanières parallèles existent comme dans de nombreux autres secteurs, notamment au Nord, sur les Landes du Mené (Brault, 2002). On peut cependant noter que les filons de quartz principaux ont aussi, le plus souvent des directions N90-110° (qui est aussi la direction générale des bandes ardoisières, celle du « synclinorium médian » juste au Nord et celle de la majorité des discontinuités magnétiques au Nord de la feuille), alors qu'aucun complexe filonien ne semble associé à la direction N150-160°.

En l'absence de repère stratigraphique [aucune dalle silicifiée n'a été décrite à de telles altitudes sur les Landes du Mené], l'âge de la surface supérieure ne peut être contraint. La surface la plus basse, qui porte encore ça et là les indices de silicifications, représente, si l'on accorde aux formations silicifiées un âge Éocène terminal, la prolongation vers l'Ouest de la surface paléogène bien mise en évidence au Sud-Est du Massif armoricain et jusqu'aux environs de Chateaubriant. Cette surface a ensuite été basculée et fragmentée selon des modalités que l'on ne peut discuter sur la feuille Saint-Méen-le-Grand, mais qui devrait avoir une origine dans la réactivation des directions structurales N150-160°, auxquelles il semble qu'il faille adjoindre les directions N90-110°. La feuille de Loudéac, située plus à l'Ouest, où les altérites, les silcrètes et les ferricrètes sont présentes, mais où le recouvrement quaternaire s'atténue grandement, devraient permettre de poser des jalons supplémentaires.

MÉTAMORPHISME

Sur la feuille Saint-Méen-le-Grand, l'ensemble des formations briovériennes et ordoviciennes est affecté par un métamorphisme régional synschisteux de faible grade, anchi à épizonal (P1, S1) qui ne montre pas d'évolution ordonnée du gradient. Le métamorphisme enregistré au pourtour des plutons correspond à un métamorphisme de contact lié à la mise en place du granite de Ménéac, des diorites de Saint-Jacut-du-Mené et de Lanrelas à l'Ordovicien. Autour du granite de Ménéac, il conduit à l'élaboration d'une auréole thermo-métamorphique de cornéennes, de schistes tachetés à silicates d'alumine qui passent progressivement à des schistes à chlorite-muscovite, puis à des schistes satinés à muscovite. Dans le même temps, mais extrêmement difficile à observer sur la feuille, une déformation D2 liée au fonctionnement tardif de cisaillements, affecte les séries proches des granites en développant une schistosité S2 qui crénele ou plisse S1 localement.

À l'échelle régionale, les mesures d'âges $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{ArK}$ obtenus (Gumiaux, 2003) pour le granite de Saint-Gouéno (entre 350 et 320 Ma) et la granodiorite orthogneissique de Plouguenast (330 Ma) conduisent à considérer que l'essentiel de la structuration en dôme et de l'exhumation du complexe de Plouguenast se déroule au cours du Carbonifère : le leucogranite de Saint-Gouéno peut ainsi être considéré comme un équivalent des leucogranites jalonnant les cisaillements hercyniens. Pour autant, plusieurs interrogations fondamentales demeurent : quels sont l'âge et les conditions de formation du protolite des « orthogneiss » de Plouguenast (magmatisme ordovicien dans un contexte de fusion partielle de croûte chevauchée en contexte de surépaississement crustal ou, au contraire, production dans un contexte de type amincissement crustal) ? Quelle est la nature exacte des micaschistes qui ceinturent le dôme (est-ce réellement la même unité que celle des schistes briovériens environnants ou s'agit-il d'une unité plus profonde, à

métamorphisme et structuration précoces, exhumée lors de la création du dôme – comment se traduit le passage de l’une à l’autre des formations – y a-t-il un métamorphisme régional ordovicien) ? Quel est le mécanisme à l’origine de l’exhumation du dôme de Plouguenast et du magmatisme associé (granite de Saint-Gouéno) ? Pourquoi la déformation hercynienne responsable de la gneissification des diorites de Plouguenast ne se manifeste pas dans le granite de Ménéac, pourtant de même âge : la déformation est-elle partitionnée dans cette partie de Bretagne centrale au Carbonifère ?

APPORTS DE LA GÉOPHYSIQUE AÉROPORTÉE

Une campagne de levés de géophysique aéroportée (espacement des lignes de vol : 500 m sur le secteur considéré) conduite par le BRGM, à la demande du Ministère de l’Industrie, a été réalisée dans le courant de l’année 1998 (Perrin, 1999). L’un des objectifs particuliers de cette campagne était la reconnaissance de l’organisation des systèmes de failles et de fractures profondes, qui ont un rôle prépondérant, sinon essentiel, dans la retenue et la canalisation des eaux souterraines profondes en domaine de socle. Deux types de levés simultanés ont été ainsi réalisés : des levés aéromagnétiques et des levés spectrométriques (teneurs équivalentes en Thorium [Th] et Uranium [U] et concentrations en Potassium [K]). Le traitement analytique des levés magnétiques, par des méthodes de tracés automatiques mises au point par N. Debéglià (2004), permet la mise en évidence de gradients magnétiques horizontaux et verticaux qui renseignent principalement sur la structuration profonde du socle ; les plus forts gradients et/ou les plus linéaires peuvent correspondre en première approximation soit à des zones faillées (abondance des ferro-magnésiens), soit à des passages lithologiques très tranchés, soit à des cortèges filoniens particuliers.

L’étude des levés spectrométriques, qui intéressent principalement le premier mètre, est susceptible de mettre en évidence des différenciations minéralogiques qui seraient difficilement perceptibles en dehors d’analyses géochimiques répétées. Une utilisation particulière des données de la spectrométrie aéroportée est envisagée depuis quelques années : l’étude du rapport entre ces différents éléments, et notamment du rapport K/Th, couplée à une analyse du modèle numérique de terrain, est aujourd’hui conduite dans la détermination des domaines altérés. Très succinctement, lors d’une altération (et *a fortiori* lors d’une altération de type latéritique comme il a pu se développer ici), le potassium, présent en abondance notamment dans les feldspaths potassiques et les micas, est un élément susceptible d’être lessivé dès les premiers stades, alors que le thorium est, vis-à-vis de l’altération, un élément beaucoup plus stable dont la teneur augmente dans les parties hautes des profils [la géochimie de l’uranium étant plus complexe, la réponse spectrométrique de l’élément ne sera pas abordée ici, mais elle est utilisée,

entre autres, dans l'étude des émanations radon (Perrin, 2001)]. Ainsi, au sein d'une même unité géologique (et pour des lithologies semblables), et en première approximation, plus le rapport K/Th est faible, plus grand est le degré d'altération. Ceci constitue, dans les zones où la géologie est méconnue, une solution intéressante de cartographie prédictive des zones de socle altéré. La mise en perspective des différentes interprétations (magnétisme, spectrométrie...) permet la conception d'un schéma structural géophysique dont les caractéristiques peuvent être différentes de celles du schéma structural établi à partir des observations de surface.

Les leviers aéromagnétiques : la carte (fig. 10, hors-texte) de l'anomalie du champ total réduit au pôle montre qu'il est difficile de distinguer le massif de Ménéac de ses enveloppes sédimentaires. Le socle apparaît très distinctement structuré au Sud du granite, selon des directions N80°, interrompues par des directions N140-160°. Cette structuration magnétique particulière ne correspond pas en surface à des transitions particulières : il semble donc que l'on observe là la signature d'éléments profonds, dont la nature reste indéterminée. Il pourrait s'agir soit de contacts plus ou moins faillés entre un batholite profond et ses enveloppes sédimentaires soit de l'organisation même du socle sous les sédiments briovériens. Ces fortes anomalies du champ semblent plus ou moins ceinturer une zone dont le centre serait occupé par le granite de Ménéac. Plus à l'Est, cette structuration particulière ne semble pas se poursuivre et, mise à part une légère anomalie au contact Protérozoïque/Paléozoïque, imputable éventuellement à une faille riche localement en ferro-magnésiens, l'ensemble oriental paraît homogène du point de vue magnétique. Au Nord de la feuille en revanche, de fortes anomalies du champ sont orientées selon des directions N90-110° qui se prolongent à travers l'ensemble de la feuille. En surface, c'est à ces endroits qu'ont été observés les faciès briovériens montrant une intensité de déformation la plus importante. Cet alignement magnétique pourrait donc correspondre en profondeur à un domaine faillé, parallèle au cisaillement nord-armoricain, distant de quelques kilomètres vers le Nord (voir schéma structural). La carte des tracés automatiques des discontinuités du gradient magnétique met bien en évidence cette structuration particulière N90-110° dans le Nord de la feuille. La structuration N80° est aussi clairement perceptible au Sud du granite de Ménéac. Quelques directions supplémentaires apparaissent : il s'agit des directions N140-160° au centre de la feuille et qui correspondent vraisemblablement à la trace du faisceau de faille dit de « Quessoy – Nort-sur-Erdre », bien moins imprimé ici que dans d'autres secteurs de Bretagne centrale. Il est à noter que les directions structurales N40-60° conjuguées ne sont pas mises en évidence. Enfin, au sein du massif de Ménéac, des directions N120-130° s'individualisent : c'est aussi la direction de la faille bordière à filon de quartz mise en évidence sur le terrain.

En résumé, la carte de l'anomalie du champ total et les tracés automatiques issus de la grille du gradient vertical réduit au pôle permettent de souligner :

- une structuration N80° dans le Sud de la feuille, qui correspond globalement à l'orientation en surface des couches briovériennes. Elle est très marquée au Sud du Granite et semble s'atténuer vers l'Est ;
- une structuration N90-110° très forte au Nord de la feuille qui « traverse » les micaschistes et les schistes briovériens. Il est à noter que le plus fort gradient observé correspond sommairement au domaine du talus de raccordement entre les deux surfaces. Il pourrait donc s'agir de répliques du cisaillement nord-armoricain, éventuellement réactivées récemment. Il s'agit aussi de la direction principale des filons de quartz dans ce secteur ;
- la faible représentativité de la direction N140-160°.

Les levés aéroradiométriques : la carte des concentrations en potassium (fig. 11, hors-texte) permet d'individualiser clairement les bordures du granite de Ménéac, ainsi que, pour des concentrations sensiblement équivalentes, le Briovérien non altéré au Sud de Mauron. Dans ce secteur, les sédiments paléozoïques pauvres en potassium ressortent distinctement. Il ne semble pas y avoir de différences notables entre les sédiments épimétamorphiques et les micaschistes qui ceignent le granite. Les déficits principaux sont observés au niveau des zones forestières au Nord de l'Hivet et du Meu, ainsi qu'au niveau du bois du Ferron, au Nord de Mauron. Si la couverture forestière peut représenter un élément particulier par rapport à la réponse « potassium », il reste que les forêts persistent en Bretagne centrale au-dessus de substrats fortement altérés et/ou à forte couverture limono-læssique. Les terrains briovériens de l'Est du secteur montrent des appauvrissements en potassium par rapport à leurs homologues méridionaux, ce qui permet d'apprécier en première approche les domaines altérés et/ou à couverture en formations superficielles importantes.

La carte des teneurs en thorium (fig. 12, hors-texte) permet de discerner clairement le granite de Ménéac qui montre néanmoins une zonéographie frustrée avec des teneurs plus faibles dans sa partie sud-est. Sur la majorité de la feuille, les teneurs en thorium apparaissent peu variables, excepté sur les terrains paléozoïques et globalement sur certains des mêmes secteurs que pour le potassium où les teneurs sont faibles. Toute la bande centrale des terrains briovériens, appauvris en potassium, n'apparaissent plus comme des domaines « anormaux » quant aux teneurs en thorium.

La carte du rapport des concentrations en potassium sur les teneurs en thorium (fig. 13, hors-texte) montre que les terrains de l'ensemble de la feuille, excepté les terrains briovériens au Sud-Est, ont des valeurs de rapport basses à très basses, même pour le granite de Ménéac. À l'exception des domaines

paléozoïques, pauvres en potassium et en thorium, les secteurs à très faible rapport correspondent en première approximation aux secteurs où la couverture d'altérites et de formations superficielles quaternaires est la plus développée. Ceci est particulièrement vérifié au Nord-Est de la carte. Lors des levés de terrain, une telle carte est donc un outil précieux dans la détermination des domaines à recouvrement de formations meubles.

Les cartes des tracés automatiques (fig. 14, hors-texte) des discontinuités spectrométriques permettent d'affiner encore l'estimation des contacts entre les différentes formations. Ainsi, sur la carte des discontinuités Potassium et sur celle du comptage total (ensemble des spectres radiométriques), les contours du massif granitique et les contours des unités paléozoïques sont clairement identifiables. En revanche, les discontinuités qui se positionnent au sein des terrains briovériens sont plus difficiles à caractériser. Elles pourraient correspondre à des variations locales de concentrations et teneurs ou signer des contacts géochimiques particuliers.

La superposition des éléments fondamentaux issus du traitement de la spectrométrie aéroportée et du magnétisme permet la réalisation d'un schéma structural géophysique qui doit servir de canevas aux levés géologiques.

SYNTHÈSE GÉODYNAMIQUE RÉGIONALE

L'histoire géologique anté-Protérozoïque supérieur n'est pas connue en Bretagne centrale et, en général, dans le domaine centre-armoricain. Les premières séries observées sont rapportées au Briovérien, défini classiquement comme l'ensemble des formations azoïques se situant sous la discordance du Paléozoïque régional rapportée à l'Arénig inférieur selon la nomenclature stratigraphique actuelle. La nature et l'âge du socle, sur lequel se déposent ces séries protéro-paléozoïques, ne sont pas connus aujourd'hui.

Les sédiments constituant l'ensemble des séries briovériennes sont immatures en texture, mais généralement matures en composition. Le caractère rythmique de la sédimentation, avec des évidences de granoclassement, la présence locale de chenaux et d'intercalations conglomératiques, ainsi que l'absence de figures sédimentaires caractéristiques de vagues, conduisent à imaginer un environnement turbiditique de type pro-delta, de bathymétrie difficilement appréciable. Les sédiments pourraient provenir de la destruction avancée du segment occidental de la chaîne cadomienne et l'axe d'alimentation pourrait avoir une direction NE-SW, comme le laisse envisager l'analyse des gradients de maturité des sédiments et d'apport de matériel d'origine volcanique dans tout le centre Bretagne (Chantraine *et al.*, 1988). Il est à noter que la présence (et la disparition progressive vers le Nord) du matériel conglomératique au Sud

(feuilles Janzé, Montfort-sur-Meu, Rennes, Ploërmel), en même temps qu'une décroissance de la granulométrie, selon ces mêmes axes géographiques, pourrait traduire une composante d'alimentation continentale résultant de l'érosion des reliefs situés au Sud du Massif armoricain et qui se manifesterait de moins en moins vers le Nord. Le contexte géodynamique qui prévalait en Bretagne centrale pendant ces périodes est mal documenté ; il est vraisemblable que la sédimentation au Protérozoïque supérieur-Paléozoïque basal se soit déroulée dans un domaine intraplaque aminci au Sud de la chaîne cadomienne.

La discordance infra-arénigienne a été interprétée comme le résultat d'une tectonique distensive synsédimentaire des premiers dépôts de l'Arénig. Le contexte géodynamique à l'Ordovicien est encore largement méconnu : s'agit-il d'une distension généralisée à l'ensemble du Massif armoricain ou d'une distension localisée en Bretagne centrale dans un contexte général compressif (Saunier, 1986 ; Saunier *et al.*, 1986) ? L'existence de domaines en distension semble être confirmée par la présence des laves rhyodacitiques de la Formation de Marsac (feuilles Pipriac, Ploërmel), dont les caractères s'accordent parfaitement avec ceux de laves émises lors d'un volcanisme effusif de contexte extensif.

Cela n'écarte pas la possibilité que le Briovérien ait subi une phase de structuration antérieure. Les travaux de cartographie les plus récents (feuilles Janzé, Montfort, Ploërmel) semblent mettre en évidence dans le Briovérien de grandes structures plicatives dont les axes sont décalés (entre 10 et 15°) par rapport à ceux des plis hectométriques affectant le Paléozoïque. À l'échelle de l'affleurement, il n'est pas rare d'observer un Briovérien plissé directement sous les séries ordoviciennes, plis localement tronqués par la surface de discordance. D'après les travaux de C. Le Corre (1978), une déformation anté-hercynienne est généralement admise pour la Bretagne centrale. Elle est caractérisée par son âge au moins anté-transgression, par l'absence de schistosité associée et par son orientation plutôt subméridienne. Cette déformation est difficile à caractériser du fait surtout de l'oblitération des structures par la déformation synschisteuse (hercynienne). Par comparaison avec les séries briovériennes du Finistère (Darboux, 1973 ; Darboux *et al.*, 1975), l'origine des plis observés n'est peut-être pas purement tectonique, mais résulterait d'un glissement gravitaire d'une couverture meuble par rapport à un socle (slumps). L'hypothèse d'une tectonique arénigienne en blocs basculés, émise à partir de l'observation des angles de discordance entre Briovérien et séries rouges (Ballard *et al.*, 1986), rendrait compte de l'organisation discontinue et hétérogène des sédiments arénigiens qui correspondraient alors à des dépôts de cônes alluviaux se disposant sur les talus des failles actives ; aujourd'hui, la configuration géométrique de ces

blocs (et notamment la localisation précise des failles normales principales) dans le domaine centre-armoricain n'est cependant pas connue avec précision.

Cette tectonique semble s'amortir à l'Arénig moyen avec le dépôt de la Formation du Grès armoricain (maximum transgressif) dont les dépôts gréseux matures assurent alors une transition vers une plate-forme épicontinentale stable qui s'installe avec les formations caradociennes [Fm de Traveusot (Arénig-Caradoc)].

Les structures majeures du domaine centre-armoricain se forment à la fin de l'orogénèse hercynienne. Les événements antérieurs, et notamment la subduction d'une croûte océanique à l'Ordovicien, pourraient avoir eu comme conséquences la différenciation et la mise en place du protolithe des granodiorites orthogneissiques de Plouguenast, le granite de Ménéac, auxquelles il faudra peut-être ajouter les diorites quartzitiques de Saint-Jacut-du-Mené et de Lanrelas, mais aussi la diorite de Saint-Lublin (en cours de datation). Au Siluro-Dévonien, l'épaississement crustal lié à une collision continentale (dévon-carbonifère) ne s'exprime clairement que dans le domaine sud-armoricain (collision Gondwana – Laurussia (micro-plaque Armorica)) et n'a que des échos très limités dans le domaine centre-armoricain. Dès la fin du Dévonien et pendant le Carbonifère, l'histoire varisque est une histoire intracontinentale avec intense production de granites et granitoïdes. Les caractéristiques principales de la déformation correspondent à un raccourcissement globalement N-S avec fonctionnement de grands cisaillements dextres auxquels sont associées les intrusions diapiriques leucogranitiques dont la venue est syntectonique de la déformation principale qui structure conjointement le Briovérien et le Paléozoïque. Le domaine centre-armoricain se comporte alors comme une vaste zone en cisaillement simple et, dans les restaurations proposées par C. Gumiaux (2003), le secteur de Plouguenast pourrait avoir été un domaine en extension à la jonction du cisaillement nord-armoricain et de la faille de la Montagne Noire. C'est cette localisation singulière qui aurait permis l'exhumation du dôme de Plouguenast et la mise en place du granite de Saint-Gouéno. Dans le domaine concerné par la feuille Saint-Méen-le-Grand, la déformation synschisteuse modérée s'accompagne d'un métamorphisme de faible grade (épizonal).

GÉODYNAMIQUE RÉCENTE

NÉOGÈNE

De par la rareté des témoins sédimentaires méso-cénozoïques (émersion ou érosion) dans cette partie de la Bretagne centrale, la connaissance de l'évolution de la région après les événements hercyniens comporte encore de

nombreuses lacunes, notamment en ce qui concerne l'évolution mésozoïque. La feuille Saint-Méen-le-Grand est dépourvue de tout sédiment anté-Pliocène (si l'on ne prend pas en compte les formations à galets de quartz roulés, dont l'âge inconnu incite à la prudence) et le recours aux observations effectuées d'une manière régionale devient nécessaire.

Des études récentes (Thomas, 1999 ; Guillocheau *et al.*, 1999 ; Brault, 2000, 2002) sur l'évolution cénozoïque du Massif armoricain et des études antérieures réalisées sur ces bordures (Wyns, 1991a, 1996 ; Quesnel, 1997) conduisent à considérer le Massif armoricain comme un domaine émergé au moins au début du Crétacé supérieur. Une déformation de grande longueur d'onde, qui peut être interprétée comme le résultat d'un flambage lithosphérique, induit par l'amorce de la convergence Afrique-Eurasie, et plus particulièrement des plaques Ibérie et Eurasie à la fin du Crétacé, va provoquer une surrection de l'ensemble du Massif armoricain (épaulements du rift de Gascogne, érosion de la couverture du socle). Dès la fin du Crétacé (fig. 15, hors-texte), le domaine émergé va être soumis à des altérations supergènes massives sous des climats chauds, humides, très lessivants. Mais on connaît des domaines qui montrent des altérations d'âge crétacé. En Bretagne centrale, et en particulier sur la feuille Saint-Méen-le-Grand, l'âge exact des altérations n'est pas contraint : on le situe, par analogie à ce qui a pu être observé régionalement, au Paléogène. Pendant cette période, un épais manteau d'altérites, dont l'épaisseur a certainement pu dépasser 30 ou 40 m par endroits, va se développer, avec de courtes périodes d'interruption ou de début de destruction des profils (comme vraisemblablement au Cuisien). La position de la surface continentale, compte tenu (1) des niveaux marins moyens approximativement supérieurs de plus de 200 m par rapport au référentiel actuel et (2) de l'espace vertical nécessaire à l'enfoncement du profil d'altération, devait donc se situer à plusieurs centaines de mètres au-dessus de la position actuelle (Brault, 2002).

La phase de déformation paroxysmale de la déformation (compression pyrénéenne) est enregistrée dès la fin du Cuisien et au Lutétien inférieur par l'absence de dépôts marins sur les bordures du domaine émergé malgré de hauts niveaux marins. C'est aussi à cette période que se manifestent les premières réactivations de failles N140-160 en décrochements dextres. À partir du Bartonien, les climats chauds et humides, très lessivants, ont dû faire place à des climats toujours chauds, mais à périodes sèches plus prononcées. Dans les bassins, l'arrivée des eaux de drainage est réduite et le confinement est général. Cet assèchement du climat et le début de l'affaissement de la surface continentale se traduisent par l'apparition de silicifications. Sur la feuille Saint-Méen-le-Grand, il est possible d'observer de belles dalles préservées au sommet d'un petit plateau, au Sud de Ménéac. Dès lors, le début de l'affaissement de la surface continentale est à mettre en parallèle avec les

prémices de l'extension E-W qui affecte l'ensemble de l'Ouest de la plaque européenne. L'Éocène terminal (Priabonien ?) est une période de changement d'équilibre qui se caractérise par la destruction des profils d'altération dont les matériaux (saproplites, silcrètes...) alimentent de nouvelles zones de subsidence articulées autour des grands faisceaux de failles N140-150. À l'Oligocène inférieur, l'arrivée de la mer (ennoyage le plus important depuis le début du Cénozoïque) jusqu'au centre du Massif armoricain, attestée par les niveaux marins carbonatés préservés dans le bassin de Rennes par exemple, ne peut s'expliquer uniquement par les hauts niveaux marins de l'Oligocène inférieur. Un approfondissement des aires subsidentes et en général un affaissement généralisé du bâti armoricain doivent être invoqués pour expliquer l'étendue de la transgression Oligocène (non limitée sans doute aux zones subsidentes, bien que la géométrie des dépôts soit inconnue aujourd'hui). Cet affaissement est à mettre en relation avec la généralisation à l'ensemble du domaine ouest-européen de l'extension E-W à l'origine de la création du Rift ouest-européen. À l'Oligocène supérieur, la mer se retire brusquement et ne subsistent alors que des régimes franchement lacustres. Le domaine centre-armoricain va rester alors un domaine émergé jusqu'au retour de la mer au Langhien-Serravalien (Miocène inférieur). Cette nouvelle invasion marine se traduit par une transgression majeure sur le Massif armoricain et le dépôt sur de vastes étendues (dont les reliques actuelles ne peuvent que sommairement rendre compte) des faluns (bien conservés dans l'accumulation du Quiou (feuille Caulnes) et dans le bassin de Rennes (feuilles Janzé et Rennes). L'affaissement envisagé dès l'Éocène supérieur-terminal n'a pas encore atteint sa valeur maximale, mais est vraisemblablement compris entre 150 et 200 m. L'érosion, sous un climat relativement aride, est réduite.

TRANSITION NÉOGÈNE – QUATERNAIRE

Les bas niveaux marins du Tortonien vont permettre de nouvelles incisions fluviales que la mer va ennoyer à la fin du Tortonien. À terre, un réseau fluvial s'individualise (« sables rouges »). Celui-ci draine les produits de démantèlement des reliefs nés d'une tectonique mal caractérisée, mais probablement à rattacher à la compression alpine. C'est peut-être à cette période que l'on pourrait rattacher les sédiments détritiques de la Ville-Caro. Actuellement, l'ancienne géométrie de ce paléosystème de drainage, ainsi que la localisation des estuaires et en général de la ligne de rivage, sont méconnues, mais les travaux de S. Bonnet (1998) et N. Brault (2002) permettent une première caractérisation sommaire de la paléogéographie du Massif armoricain à cette période.

Des études morphologiques récentes (Bonnet, 1998 ; Bonnet *et al.*, 2000) ont montré que le relief actuel du Massif armoricain est un relief jeune et d'âge

Pléistocène. Les vallées actuelles se surimposent à un réseau hydrographique antérieur (Mio-Pliocène). La formation de ce système est probablement contemporaine de l'initiation d'une déformation de faible amplitude et de grande longueur d'onde qui se traduit par des différentiels de surrection articulés autour des structures majeures N140-160, du cisaillement sud-armoricain et des failles en mer (« escarpement nord-armoricain » par exemple). À l'échelle du Massif armoricain, S. Bonnet (1998) propose que la déformation du Massif armoricain, initiée au Pléistocène, soit la conséquence d'un flambage lithosphérique (Massif armoricain en position d'antiforme) lié à la convergence entre Afrique et Eurasie.

QUATERNAIRE

Dès la fin du Pliocène (Prétilgien), le Massif armoricain va être soumis à des conditions climatiques particulières qu'il n'avait pas connu pendant tout le Tertiaire. Les alternances climatiques vont déterminer des périodes froides et humides (climat périglaciaire) alternant avec des périodes tempérées plus courtes (interglaciaires). Lors des périodes froides, la combinaison des phases de fauchage, gélifluxion, cryoturbation et des phases de stabilisation ont vu le début de la mise en place des formations de versant (« head » au sens très large). L'âge de l'individualisation des premières terrasses fluviales, incisées par le réseau actuel, est mal connu. Des arguments archéologiques (bassin versant de la Vilaine, Monnier *et al.*, 1981) permettent de proposer un âge « Cromérien », c'est-à-dire entre 780 000 et 500 000 ans. Le remplissage sédimentaire des terrasses est vraisemblablement d'origine climatique (Bonnet, 1998) et pourrait correspondre, compte tenu du régime hydraulique contrasté des rivières pendant ces périodes froides, à des débâcles temporaires intervenant soit au passage glaciaire-interglaciaire, soit lors d'un court réchauffement au sein d'un épisode glaciaire ; l'incision et le façonnement des terrasses ne pouvant, selon S. Bonnet (1998), intervenir qu'en dehors des maxima glaciaires.

D'une manière générale, dans l'Ouest de la France, plusieurs périodes (Saalien, Émien) voient l'installation de lœss et il semble que deux périodes successives, l'une émiennienne, l'autre weichsélienne (pergélisol continu ; dernier cycle froid ; Van Vliet-Lanoe *et al.*, 1995), puissent être caractérisées sur la feuille Saint-Méen-le-Grand. Ces sédiments fins pourraient provenir du décapage et transport par les vents dominants du batholite mancelien.

Enfin, l'Holocène est caractérisé par la mise en place des dernières terrasses et l'établissement du régime hydrologique tel qu'on le connaît aujourd'hui.

GÉOLOGIE DE L'ENVIRONNEMENT

SOLS ET OCCUPATION DU SOL

La feuille Saint-Méen-le-Grand est située au cœur de la Bretagne centrale ; c'est un domaine essentiellement rural, exempt de grandes citées : Saint-Méen-le-Grand constitue l'entité urbaine la plus développée avec 4 000 habitants, mais est un carrefour néanmoins important entre les axes nord-sud (Vannes – Saint-Brieuc) et est-ouest (Rennes – Loudéac – Pontivy). La ville de Merdrignac est un peu moins importante avec 3 000 habitants. Plus au Sud, la ville de Mauron regroupe environ 3 250 habitants. L'essentiel de l'activité humaine consiste en l'exploitation agricole de parcelles relativement vastes, encore agrandies lors des derniers remembrements, ou en l'élevage de troupeaux de bovins (essentiellement pour le lait).

Les sols rencontrés sur la feuille Saint-Méen-le-Grand sont des sols communs dans cette partie de la Bretagne et leur utilisation est classique. Les siltites briovériennes, dans les premiers mètres, sont des matériaux généralement tendres, dont la fragilité explique la rapide « altération » en sol. Le passage de la roche-mère au sol s'effectue sur quelques dizaines de centimètres par fragmentation des plaquettes de schistes en petits éléments aciculaires disposés parallèlement les uns aux autres. Cette disposition a pour conséquence une perméabilité importante du sol où l'hydromorphie est rare. La granulométrie du sol dérive directement de celles des schistes et correspond à un « limon » fin et lors de sa mise en culture, la surface présente rapidement une croûte de battance si elle est laissée à nu pendant l'hiver : il y a alors ruissellement de l'eau pluviale en surface et érosion (le volume des produits érodés peut atteindre 2 000 tonnes/hectare). Toutefois, même si le sol perd la moitié de son épaisseur travaillée, l'exploitant n'a aucune difficulté à labourer directement la masse schisteuse et à la transformer en un matériau meuble qu'il qualifie aussitôt de « sol cultivé » mais qui ne contient plus que la moitié de la teneur en matière organique antérieure à l'érosion. Sur les schistes, les sols vont de brunisols minces et sains sur les pentes à des néoluvisols (sols bruns faiblement lessivés) sur les zones planes. Ces sols sont souvent constellés de graviers ou blocs de quartz qui ne sont jamais assez nombreux cependant pour occasionner une gêne à l'exploitation. Sur les grès, la granulométrie est sableuse et les sols contiennent en plus des fragments de quartz, des blocs de grès qui usent plus rapidement le matériel agricole. Les sols sont souvent les mêmes que sur les siltites mais généralement plus « séchants » et qui résistent un peu mieux à l'érosion.

Sur les siltites rouges paléozoïques, la composition minéralogique est quasiment constituée de quartz cimenté par des sesquioxides de fer, ce qui rend l'altération du sol extrêmement lente. Les sols sont donc peu épais et l'imperméabilité de la roche empêche l'infiltration verticale des eaux, si ce

n'est par le réseau de fractures. Ainsi, tout le pourtour de la forêt de Paimpont présente un relief de pentes fortes, bordant des talwegs encaissés et généralement localisés sur le réseau de failles. Sur ces pentes, la forêt est chétive et remplacée bien souvent par une lande sèche et le sol est constitué d'une association d'affleurements rocheux où le substrat n'est caché que par une couche mince de lichens (lithosols) et des sols minces, très riches en matière organique (rankosols) différents néanmoins de ceux observés au-dessus des schistes briovériens.

Avant d'atteindre la Formation du Grès armoricain, la pente s'atténue et des sols plus épais de type brunisols apparaissent. Ils sont de plus en plus marqués par l'hydromorphie en s'éloignant de l'exutoire des eaux pluviales. La podzolisation est absente, car la teneur en fer y est trop forte. Le Grès armoricain est surtout constitué de bancs quartzitiques avec des intercalations schisteuses : plus la teneur en silice est forte et plus la pente est forte, plus le lessivage des bases contenues dans la roche-mère est facilité. Il en résulte que la podzolisation se rencontre assez fréquemment en forêt de Paimpont sur les pentes bordant les talwegs. Ceci est d'autant plus vrai que le versant est plus encaissé et s'éloigne d'une orientation au Sud (la sécheresse relative des adrets provoque une remontée capillaire de la solution du sol et limite donc l'acidification). Parfois, une topographie assez pentue peut ne pas présenter de podzolisation, simplement parce que les niveaux schisteux apportent trop de bases dans le sol : ce sont alors des alocriols (sols bruns acides) et des brunisols (sols bruns). Dans ce cas, le chêne ou le hêtre prospèrent mieux que s'il y a podzolisation. Sur les plateaux, qui constituent la plus grande partie des sols issus de la Formation du Grès armoricain, la pente très faible et surtout l'imperméabilité des bancs schisteux où l'altération des grès en argiles plastiques ocres empêche l'eau pluviale de s'évacuer ; il en résulte des sols peu lessivés et surtout très hydromorphes. Cette hydromorphie, liée à la faible teneur en fer du Grès armoricain, conduit à une importante dégradation des sols (la dégradation est une destruction des minéraux argileux due à un $\text{pH} < 5$ provoqué par la réoxydation du fer Fe_2^+ au printemps, lorsque se termine la période de stagnation de la nappe perchée hivernale). Ces sols plus ou moins dégradés portent généralement à leur surface un micropodzol typique des landes humides sous boisement artificiel de pins. Localement, ces plateaux sont cultivés en formant des clairières au sein du massif forestier : ce sont les zones les plus schisteuses où le sol n'est qu'un néoluvisol hydromorphe (sols bruns faiblement lessivés hydromorphes), habituellement drainé dès la surface (mais parfois seulement au-delà de 50 cm de profondeur), et exploité en l'état. Ces sols sur Grès armoricains sont riches, mais uniquement parce que l'homme a su exploiter leur abondance en eau utile, et rajouter les éléments nutritifs qui faisaient défaut (engrais, amendements basiques et organiques).

Sur le granite de Ménéac, la granulométrie est beaucoup plus grossière, ce qui conduit à une très forte perméabilité entraînant une faible réserve en eau utile. Le sol est habituellement un brunisol d'une cinquantaine de centimètres d'épaisseur, naturellement trop acide pour porter des blés (possible après amendement basique) et à utilisation soit prairiale à production quasi nulle en été, soit forestière. Localement, lorsque l'érosion a aminci le sol, la sécheresse devient encore plus limitante et la matière organique s'accumule donnant des rankosols.

Depuis le début du Tertiaire au moins, ces terrains ont subi des conditions climatiques chaudes humides qui ne peuvent conduire qu'à des ferraliosols. L'érosion a bien sûr décapé ces paléosols, mais il en reste souvent des traces, en particulier au cœur des plateaux peu soumis à l'érosion. Cette signature se traduit par des altérites souvent riches en kaolinite qui imperméabilisent le sommet des matériaux géologiques. Il est par ailleurs fréquent d'observer que ces milieux ont une teneur en eau quasi stable tout au long de l'année. Très compactes, ces altérites sont mécaniquement impénétrables aux systèmes racinaires des végétaux (quelques racines de chêne passent par de petites fracturation de la masse ressemblant fort à des fentes en coin périglaciaires) et sont nulles quant à la nutrition minérale des plantes. Leurs couleurs qui vont du blanc au rouge sang, en passant par des gris et des ocres, reflètent les conditions d'hydromorphie.

Les sols alimentés par l'érosion des pentes et des plateaux sont caractérisés d'abord :

- par une situation inondable, mais qui n'est pas forcément marquée par de l'hydromorphie. En effet, il suffit que la pente soit assez forte pour que le renouvellement rapide de l'eau apporte assez d'oxygène dissous à l'activité biologique et que celle-ci ne souffre pas d'anoxie et n'ait pas besoin de réduire le fer pour y trouver une source d'oxygène (notons que dans ce cas il est aussi très peu probable qu'il y ait la moindre dénitrification) ;
- par une teneur en matière organique élevée, due essentiellement au fait que les apports d'alluvions (comme de colluvions), particulièrement riches en humus et en argile, enfouissent la végétation présente au moment de l'inondation. Notons que les tourbes sont fréquentes dans les talwegs de la forêt de Paimpont, mais que dans les principales vallées, elles sont fréquentes masquées sous des alluvions récentes (post-wurmiennes) ;
- enfin par une nappe, plus ou moins permanente en fonction de la taille du bassin versant. En conséquence, l'alimentation hydrique des plantes ne pose aucun problème grâce à une remontée capillaire importante au sein des matériaux limoneux dominants. De plus, cette eau contient tous les éléments nutritifs excédentaires du bassin versant. Si cette eau s'écoule lentement, ce qui est le plus fréquent, une certaine dénitrification est assurée... mais loin de pouvoir à elle seule compenser les apports irréflichis. L'élément chimique le

plus typique des alluvions et des colluvions est le magnésium qui se concentre dans les zones basses où s'accumulent l'argile et la matière organique.

Globalement, les sols de la feuille Saint-Méen-le-Grand sont agronomiquement favorables. Les effets les plus néfastes proviennent d'abord du manque d'épaisseur de certains sols et secondairement de leur pauvreté chimique naturelle... mais à cette dernière particularité, l'homme a souvent réagi par un excès d'apports d'éléments nutritifs, cause d'une pollution diffuse des eaux de la région.

RESSOURCES EN EAU

Aquifères bretons du socle

Les formations géologiques qui couvrent la feuille de Saint-Méen-le-Grand sont essentiellement des formations de socle.

Dans ce contexte, l'eau souterraine est présente uniquement dans des aquifères fracturés et fissurés. Au cours des temps géologiques, les roches indurées du socle breton ont subi de nombreuses contraintes, générant tout un faisceau de fractures multidimensionnelles et directionnelles. Ce sont ces fractures, plus ou moins ouvertes et étendues, relayées par tout un réseau de fissures et le plus souvent accompagnées de niveaux altérés, qui constituent le réservoir type des aquifères armoricains de socle (tabl. 2).

Celui-ci est toujours d'extension limitée, autour d'un ou plusieurs axes de fracturation principaux. Sa recharge en eau est assurée annuellement par l'infiltration, à la surface du sol qui le surplombe directement, d'un pourcentage de l'eau de pluie ; pourcentage très variable d'un secteur à l'autre, évoluant de 0,2 à 15 % de la pluie, en fonction de la pente, de l'occupation du sol, de la nature des terrains... Son aire d'alimentation est de l'ordre de quelques dizaines à quelques centaines d'hectares, et peut être indépendante du bassin versant topographique.

L'eau de pluie qui s'infiltré, participe tout d'abord à la recharge de la réserve utile en eau du sous-sol (évaluée à 100 mm). Lorsque ce stock est pourvu, l'eau peut alors s'écouler selon la verticale, à travers le milieu non saturé du sous-sol selon une vitesse de 1 à 3 m/an, vers le milieu saturé en profondeur (la nappe souterraine), participant ainsi à sa recharge. L'eau suit alors un trajet à dominante horizontale, à une vitesse de 0,05 à 0,5 m/jour vers l'exutoire le plus proche (source, rivière, captage, forage...).

La vitesse de déplacement de l'eau dans la nappe varie en fonction de sa pente, de la perméabilité des terrains traversés, de la taille des fissures et du

nombre d'obstacles rencontrés par le filet d'eau. Globalement, les vitesses sont relativement lentes, et le temps nécessaire au renouvellement du volume d'eau contenu dans un aquifère donné, reste long (de l'ordre de 10 à 30 ans) selon la quantité d'eau de pluie qui s'infiltré et rejoint la nappe. Il s'agit, bien entendu, de « valeurs moyennes » ; dans la réalité, l'eau infiltrée dans le sous-sol tout près de l'exutoire peut s'y retrouver relativement vite.

Cette lenteur des transits de l'eau, au sein des réservoirs aquifères souterrains, présente l'intérêt de les rendre moins sensibles et dépendants des aléas climatiques que les cours d'eau. Elle met également l'accent sur l'évolution de la qualité chimique de l'eau : les teneurs en certains éléments chimiques, par exemple les nitrates, observés ce jour à un exutoire, rendent compte des pratiques agricoles de la (ou des) décennie(s) précédente(s). Toute modification des pratiques azotées aura une répercussion décalée dans le temps.

Dispositifs de captage

Puits

Traditionnellement, ces dispositifs de captage traversent les niveaux d'altération des formations du socle et sont constitués par des puits de quelques mètres de profondeur :

- soit recoupant sur quelques mètres le toit de la nappe : les débits sont alors faibles (de l'ordre de quelques m³/j) et l'exploitation de l'eau repose sur l'effet capacitif de l'ouvrage ;
- soit coiffant des émergences de sources : de nombreuses adductions d'eau potable en Bretagne sont établies à partir de ce type d'ouvrage, et les débits journaliers sont très variables de l'ordre de 8 à 250 m³.

Ce type d'ouvrage est très sensible :

- aux variations saisonnières (maximum de débit en hiver et minimum en automne) et climatiques (baisse marquée des niveaux en période de sécheresse prolongée) ;
- et à la détérioration de la qualité de l'environnement, principalement en ce qui concerne les teneurs en nitrates et pesticides, ce qui est fortement marqué pour tous les captages exploités.

Forages

Depuis l'apparition, au début des années 1970, des techniques de foration par battage rapide à l'air comprimé « marteau fond de trou », les forages réalisés dans le socle se multiplient : les résultats qu'ils obtiennent sont

souvent modestes en raison des particularités des écoulements souterrains en milieu de socle, mais ils sont suffisants pour répondre aux besoins.

Forages de socle – Résultats connus

On connaît la profondeur et le débit en fin de foration pour 135 forages implantés sur le territoire de la feuille Saint-Méen-le-Grand.

La profondeur moyenne des ouvrages est de 67 m (valeurs extrêmes : 22 et 199 m) et le débit instantané moyen de 7,9 m³/h (valeurs extrêmes : 0 et 28,8 m³/h).

Sur la feuille Saint-Méen-le-Grand, les formations géologiques recoupées par les forages sont les suivantes :

- les formations sédimentaires d'âge Briovérien peu ou pas métamorphisées : des siltites, des alternances argilo-gréseuses à grès dominants et des conglomérats. Les différents faciès (1, 2, 3) n'ont pas été distingués dans l'analyse statistique des résultats des forages ;
- les formations sédimentaires paléozoïques représentées par le Membre de Montfort composé de siltites ;
- les Micaschistes protérozoïques autour des auréoles des granites de Lanrelas et Plémet – Gomené ;
- le Granite de Plémet – Gomené (Ménéac).

Pour chaque groupe, les moyennes des débits et des profondeurs des forages ont été calculées, celles-ci sont significativement différentes d'un groupe à l'autre et évoluent entre 3,5 et 17 m³/h pour les débits, soit un rapport de 1 à 3, et entre 59 et 185 m pour les profondeurs.

Ce sont les Schistes et Grès briovériens avec un débit moyen de 8 m³/h qui sont les plus productifs pour des ouvrages de 65 m de profondeur en moyenne, le Granite ordovicien de Plémet – Gomené (Ménéac) vient immédiatement après avec un débit moyen de 6,7 m³/h pour des ouvrages un peu moins profonds : 59 m en moyenne. Les micaschistes apparaissent beaucoup moins intéressants avec seulement 3,5 m³/h de débit moyen pour des ouvrages de 60 m, mais l'échantillon de 8 forages n'est peut être pas représentatif des possibilités de la série. De même, les formations sédimentaires paléozoïques, avec uniquement 3 forages regroupés dans un même secteur, ne peuvent être retenues qu'à titre indicatif, on peut néanmoins noter que l'approfondissement des forages a porté ses fruits, car les débits importants ont été trouvés à partir de 100 m de profondeur.

Formation géologique	Nombre de forages	Débit moyen (m ³ /h)	Profondeur moyenne (m)
Schistes et Grès briovériens	111	8	65,3
Granite	13	6,7	59
Micaschistes	8	3,5	60
Schistes paléozoïques	3	17	185

Tableau 2 - Caractéristiques des différents groupes géologiques de la feuille 315.

Débit instantané et débit d'exploitation

Il faut distinguer le débit instantané d'un forage (débit obtenu à la foration), qui rend compte de la perméabilité locale autour de l'ouvrage (nombre de failles recoupées) et le débit d'exploitation pérenne qui correspond au débit que l'on pourra pomper en continu dans l'aquifère et qui est lié à l'extension de la zone fracturée et fissurée. Ce dernier est toujours sensiblement inférieur au débit instantané.

Alimentation en eau potable (AEP) de la feuille Saint-Méen-le-Grand

Aucun captage d'adduction d'eau potable n'est exploité sur le territoire de la feuille.

Qualité chimique de l'eau souterraine

Caractéristiques générales

Du point de vue bactériologique, l'eau souterraine obtenue en Bretagne par des forages est de bonne qualité, et le reste à l'exploitation, sous réserve que des précautions élémentaires soient prises lors de l'implantation de l'ouvrage, pendant sa réalisation et au cours de son utilisation. À l'inverse, il faut souligner que les forages réalisés sans précaution peuvent être autant de foyers potentiels de pollution. De ce point de vue, les arrêtés ministériels du 11 septembre 2003 fixent des prescriptions pour l'implantation et la réalisation des forages et des sondages, notamment, précisant qu'une cimentation de qualité de la tête des ouvrages doit être réalisée.

Du point de vue physico-chimique, les caractéristiques de l'eau souterraine sont identiques quelle que soit la nature de la roche-mère : minéralisation assez faible (conductivité de 100 à 400 $\mu\text{S}/\text{cm}$) et une agressivité marquée : la teneur en CO_2 libre est fréquemment comprise entre 15 et 30 mg/l, le pH entre 5 et 6,5 ; c'est une eau douce dont le degré hydrotimétrique (dureté totale) est de l'ordre de 5 à 10 degrés français.

Par ailleurs, l'eau souterraine montre souvent des teneurs élevées en fer et, à un degré moindre, en manganèse, ce qui, pour certaines utilisations, peut rendre un traitement indispensable.

Dénitrification naturelle en sous-sol

D'une manière générale, la présence de fer est l'indice d'un phénomène de dénitrification naturelle au sein de la nappe : il s'agit de réactions biochimiques, liées à la présence de pyrite en profondeur qui, consommant le réactif qui les produit, sont inévitablement temporaires. La durée de vie des phénomènes de dénitrification naturelle en sous-sol est incertaine, elle est probablement chiffrable en décennies, peut-être en siècles. Quelle qu'en soit la longueur, la durée de vie des phénomènes de dénitrification naturelle du sous-sol est limitée, ce qui ne dispense pas de lutter contre les causes des pollutions, mais laisse le délai nécessaire pour agir. L'eau exhaurée, si elle est riche en fer, ne contient alors pas de nitrates. Pour la santé, ces derniers sont néfastes alors que le fer ne l'est pas, mais il entraîne des problèmes de précipités dans le forage et les installations. Son traitement est beaucoup plus aisé et moins onéreux que celui des nitrates.

La dénitrification naturelle des eaux souterraines est une découverte de ces dernières années : elle est relativement fréquente, et peut être présente dans la plupart des formations géologiques, mais de façon plus intense dans certaines (cornéennes, micaschistes) que d'autres (granites en général).

SUBSTANCES UTILES, CARRIÈRES

Il ne subsiste et n'a existé que très peu d'activité extractive dans ce domaine de Bretagne centrale et seules deux carrières sont encore en exploitation : la carrière de l'Épine Fort pour le granite de Ménéac et la carrière de Trékouët où sont exploités les niveaux de base de l'Ordovicien. La carrière de la Ville-Caro où étaient exploités les sables et conglomérats tertiaires est actuellement en cours de réhabilitation.

Granite

Autrefois exploité sous forme de moellons massifs pour la construction « en dur » des bâtiments, et plus particulièrement des grandes fermes, des habitations « bourgeoises », des églises ou chapelles des villages proches ou implantés sur l'emprise du granite mais aussi de certains bâtiments de Saint-Méen-le-Grand ou même de Mauron, le granite de Ménéac avait finalement cessé d'être utilisé au début des années 1980. Encore au stade de l'installation

des infrastructures (construction des bâtiments et route d'accès) et des premiers coups de pelles au moment des levés cartographiques, la carrière de l'Épine Fort a été ré-ouverte et affiche maintenant un front de taille assez impressionnant avec une exploitation étendue vers l'Ouest. C'est actuellement, avec les beaux affleurements de la route privée qui y mène depuis la D915 joignant Ménéac à la Trinité-Porhoët, le site le plus remarquable pour l'observation du granite de Ménéac dans un environnement exempt d'altération superficielle. C'est aussi à cet endroit qu'a été prélevé l'échantillon pour datation ayant révélé l'âge ordovicien du massif.

Schistes et grès du Protérozoïque et du Paléozoïque

Les petites excavations artisanales ont été légion dans cette partie de Bretagne centrale mais le recouvrement en formations superficielles a empêché le développement d'une activité vraiment importante. Les traces d'extraction, néanmoins nombreuses, montrent que les siltites du Protérozoïque ont plutôt été utilisées comme matériau de viabilisation des voies agricoles ; leur débit souvent trop grossier, l'altération importante par endroit des niveaux supérieurs a rendu difficile une utilisation (si ce n'est très localement) comme ardoises, *a fortiori* comme pierres de soutènement. Aujourd'hui, une seule carrière développée subsiste à Trékouët, dans l'extrême sud-est de la carte. De par sa localisation géographique très particulière, la carrière de Trékouët (commune de Muel) est un endroit remarquable pour l'étude des niveaux de base du Paléozoïque et particulièrement pour l'observation du contact apparemment concordant et progressif ici entre les séries rouges et la Formation du Grès armoricain. Elle est de nos jours exploitée par la société Pompei, sise à Concoret, dont la spécialité est la construction de retenues collinaires, de bassins tampons, de pavages, de bordures. Elle fournit aussi des matériaux pour les enrobés et le gravillonnage. Cette société possède les autorisations d'exploitation d'une autre carrière, au lieu-dit la Planchette, au Sud de Mauron, actuellement en dormance.

Sables

Les dépôts éocènes ont été exploités à la Ville-Caro, au Nord de Mauron. Cette carrière fournissait des sables lavés et graviers. Encore en fonction au moment des levés cartographiques, l'exploitation est aujourd'hui interrompue et une vaste campagne de remise en état a été entreprise : après remblaiement avec les fines de lavage des granulats, 10 hectares ont été restitués à l'agriculture et 5,5 hectares l'ont été pour le reboisement forestier. La principale difficulté rencontrée dans ce réaménagement a été l'utilisation en remblais des boues de décantation car pour une tonne de sable produit, il y

avait deux tonnes de boues de décantation. Des précautions préalables ont donc été prises pour le séchage et le travail de ces boues. La mise en place des remblais et le régalage des terres ont été effectués par l'exploitant (GSM Bretagne). Les plantations ont été confiées à un sous-traitant avec le conseil de la Direction Départementale de l'Agriculture et de la Forêt. Il s'agit surtout de pins maritimes et de pins laricios de Corse. Récemment, les exploitants agricoles ont remis les terres en culture avec principalement du maïs et du blé.

Limons

Mélangés avec de l'eau, de la paille, des argiles d'altération et des fragments de schistes, les limons ont servi dans le passé, surtout dans la moitié nord de la feuille, à la construction des parties hautes des maisons en torchis, la partie basse ou de soutènement étant constituée de dalles épaisses de schistes gréseux, mais aussi souvent de blocs métriques de quartz amorphe blanc.

GÎTES ET INDICES MINÉRAUX

Comme partout en Bretagne centrale pour des zones situées sur les schistes et grès protérozoïques, la valeur économique des rares gisements potentiels est faible à nulle.

Or

La prospection aurifère à la battée a montré que l'or était partout présent dans les alluvions des cours d'eau principaux, mais dans des teneurs qui restaient partout faibles. Les filons de quartz ont particulièrement été étudiés et la zone ouest de la feuille correspond à la partie orientale du district aurifère de la Prénessaye (filons de quartz orientés globalement N60°, parallèles au faisceau majeur de la Prénessaye). Là encore, il a été montré que quasiment tous les filons contiennent de l'or, mais il n'a pas été trouvé de concentrations suffisantes autorisant un permittage. Il est probable que des tentatives d'extraction d'or aient été entreprises dans le passé notamment au lieu-dit le Vot, au Sud-Est de Merdrignac où un large filon de quartz est en partie recouvert par d'importants dépôts alluvionnaires quaternaires. Cette « petite mine » a été figurée sur la carte au 1/80 000 datant de la fin du XIX^e siècle, mais rien n'a pu être découvert sur le terrain et les informations sur cette exploitation semblent s'être perdues au cours du temps.

Fer

Au Nord de Merdrignac, dans la partie ouest de la forêt de la Hardouinais et dans le bois de Saint-Vran, mais aussi plus au Sud, dans la région de Casténoët, on recense encore quelques anciens indices correspondant à une activité extractive du fer contenu soit dans la cuirasse ferrugineuse (pauvre en fer néanmoins) qui coiffe les allotérites des roches briovériennes, soit dans les alluvions ferruginisées. Il demeure quelques vestiges de forges qui ont fonctionné jusqu'au XVII^e siècle. Dans la forêt de la Hardouinais, la toponymie est caractéristique : on retrouve des noms de lieux-dits bien connus en Bretagne tels que : la Ferrière, les Forges, la Fonderie, le Fourneau, le Minerai... En revanche, quelques toponymes pourtant évocateurs (« Butte à l'Argent ») ne semblent pas être liés à une activité minière ou à la présence de ressources particulières.

DOCUMENTATION COMPLÉMENTAIRE

PRÉHISTOIRE ET ARCHÉOLOGIE

La zone couverte par la coupure de Saint-Méen-le-Grand n'est pas particulièrement riche en vestiges du passé antérieurs au Moyen-Âge. Le lecteur pourra se référer à la documentation fournie et très détaillée concernant étymologie, histoire des villes et villages, monuments religieux et architecturaux sur le site <http://www.infobretagne.com> pour les cantons de Saint-Méen-le-Grand, de Merdrignac et de Mauron. On pourra aussi consulter sur ce même site la page <http://www.infobretagne.com/chronologie-bretagne.htm> où figure une chronologie particulièrement détaillée qui pointe les dates et les faits importants, parfois capitaux, qui ont construit progressivement le particularisme de cette région.

La région Bretagne est occupée, sans doute assez sporadiquement dans des premiers temps rigoureux, depuis au moins le Paléolithique inférieur (site le plus ancien : Saint-Malo-de-Phily au Sud de Rennes, 700 000 ans) comme en témoignent les campements provisoires, les abris sous roche ou même quelques rares grottes où furent découverts des outils (galets taillés, bifaces, silex taillés, racloir), les restes de foyer (charbons de bois, silex brûlés) et les ossements animaux (mammouths, rhinocéros, chevaux, lions). Les traces d'occupation humaine au Paléolithique sont surtout, si l'on excepte le site de Saint-Malo-de-Phily, situées dans des limites proches des bordures maritimes et il faut vraisemblablement y voir la volonté des hommes de s'établir aux endroits où la matière première (les silex apportés par la mer puisqu'il n'y a pas de gisement de silex en Bretagne) était disponible. Aucune trace de peuplement paléolithique n'a été découverte

dans cette région de Bretagne centrale, sans aucun doute traversée par les hommes lors de longues chasses ou lors de prospection en quête de matériel résistant (quartzites notamment). Lors des levés de terrain, un galet de silex en forme de chopper, de la taille d'un poing, a été trouvé en bordure d'un champ récemment labouré à l'orée de la forêt de la Hardouinais. Les spécialistes en archéosciences n'ont pu cependant être catégoriques quant à son appartenance au Paléolithique compte tenu de l'aspect étrangement frais des cassures (charrue ?). Au Mésolithique, le réchauffement de la planète change le visage de la Bretagne et les steppes font place aux forêts et la faune des grands mammifères disparaît au profit des sangliers, chevreuils, renards et castors. Outre la réduction des dimensions des outils, cette période correspond également aux premières tentatives de domestication ainsi qu'à la mise en oeuvre des toutes premières sépultures. De cette période, la zone couverte par la feuille Saint-Méen-le-Grand ne garde pas de trace. En revanche, les témoignages de la période suivante, le Néolithique, sont bien présents dans ce secteur de Bretagne centrale et finalement assez nombreux. Un peuple nouveau, en provenance certainement de la Méditerranée via la péninsule ibérique, va coloniser progressivement l'ensemble du territoire méridional et oriental breton à la faveur de conditions climatiques bien plus favorables que celles du Paléolithique et y instaurer durablement l'élevage et l'agriculture. La colonisation vers l'Occident ou le Nord et les rencontres avec les peuplades établies seront sans doute plus tardives mais des échanges devaient s'être instaurés dès le début du Néolithique. Ces communautés humaines établies en groupes importants vont être les premières à édifier les monuments funéraires (cairn, allées couvertes) et des monuments plus énigmatiques (menhirs et alignements) dont beaucoup parviendront jusqu'à nous. Ainsi, plusieurs menhirs et allées couvertes sont encore visibles sur la feuille Saint-Méen-le-Grand : citons le menhir de la Pellionnaie en Gomené ainsi que l'allée couverte de la Ville-Menot dans cette même commune, les pierres des Champs Morgan, en Mauron, sans doute d'anciens monuments mégalithiques utilisés pour l'érection d'un monument commémorant la bataille de Mauron du 14 août 1352, le menhir de Camblot en Ménéac, deux menhirs de trois mètres de haut à l'Ouest du bourg de Menéac et un menhir de six mètres de haut près du château de Bellouan. De l'âge du Bronze (2000 à 750 avant J.-C), la région ne garde que peu de vestiges : des tombes ont été découvertes dans la commune de Illifaüt au lieu-dit la Haye. La période qui suit (âge du fer) est caractérisée par l'immigration de peuplades (Celts) venues de l'Est (Moyen Danube) qui arrivent ou qui influencent grandement les populations installées. Sur la feuille Saint-Méen-le-Grand, deux tumulus de l'époque celtique, faisant chacun de 4 m de haut, ont été découverts à Saint-Léry. Les monnaies gauloises apparaissent et, à partir du III^e siècle avant J.-C, les peuples du Morbihan commencent la confection de pièces en or, en électrum (or et argent) et en

argent en s'inspirant de monnaies arvernes, elles-mêmes d'inspiration grecque ou macédonienne. Un statère (terme générique pour monnaie) en or d'origine Vénète a été découvert en 1956 au village des Landelles. Le Centre-Bretagne, jusqu'à Redon, et toute la partie nord, jusqu'à Saint-Brieuc et même les îles anglo-normandes, sont le domaine d'une puissante tribu gauloise, les Coriosolites qui auront d'abord pour capitale le port d'Alet (future Saint-Malo), puis Fanum Martis (Corseul). Comme les Vénètes au Sud et les Riedones à l'Est avec qui ils avaient de très nombreux échanges commerciaux, les coriosolites frappaient leur monnaie. Un trésor coriosolite fut découvert en Merdrignac en 1867 et correspondait à 600 pièces de monnaie.

En 56 avant J.-C., la lutte des peuples celtes armoricains contre les Romains se solde par un échec : les Coriosolites sont vaincus près d'Avranches par les légions romaines de Sabinus (ils abandonnent de nombreux trésors monétaires en Cotentin et à Jersey). Les Vénètes sont défaits par Decimus Brutus. C'est la fin de l'indépendance de l'Armorique et commence alors une longue période de colonisation qui s'étalera durant cinq siècles. C'est alors l'essor de villes importantes qui seront construites « en dur ». En matière de voie de communication, les romains ne vont rien inventer : ils vont simplement réutiliser d'anciens passages ou chemins gaulois, les aménageant et les transformant en « voies romaines ». Sur la feuille de Saint-Méen-le-Grand, deux voies romaines importantes traversaient la contrée : l'une était la voie Condate – Vorgium (Rennes – Carhaix), l'autre la voie Darioritum – Fanum Martis (Vannes – Corseul). Il ne reste que peu de vestiges de ces voies romaines, souvent rectilignes, même « au travers » des reliefs les plus marqués : une borne militaire de la voie Rennes – Carhaix a été découverte au Vieux-Bourg.

SITES CLASSIQUES ET ITINÉRAIRE GÉOLOGIQUE

En ce qui concerne les roches du socle, la feuille Saint-Méen-le-Grand se prête moins à la découverte géologique que ses voisines méridionale de Ploërmel ou orientale de Montfort-sur-Meu, car les formations sont très largement recouvertes par les formations superficielles, notamment dans la partie nord de la feuille. Il n'y a pas, sur cette feuille, de « grands » sites géologiques tel que le site classé des Marettes sur la feuille Montfort-sur-Meu ou celui (non classé) de Néant-sur-Yvel sur la feuille Ploërmel. Pour l'observation des formations de surface en revanche, la feuille Saint-Méen-le-Grand présente un nombre relativement élevé d'affleurements de qualité variable, mais certains sont (ou étaient à l'époque des levers) de qualité exceptionnelle en raison du creusement récent de la voie rapide Saint-Méen-le-Grand – Loudéac.

Granite (sain et arénisé) de Ménéac

Comme signalé auparavant, le granite de Ménéac peut être observé en de très bonnes conditions au Nord-Ouest de Ménéac, jusqu'aux environs de Gomené. Pour se rendre au meilleur point d'observation, prendre à partir de Merdrignac (N12) la D793 en direction de Ménéac. Au bourg de Ménéac, contourner l'église et emprunter la voie communale (suivre la direction de la D175) ; la carrière se trouve sur la droite, à 2 km de Ménéac et 300 m avant le lieu-dit de l'Épine fort. Cette carrière est en exploitation, une autorisation est nécessaire. Elle offre les meilleurs affleurements pour observer le granite, de couleur gris assez foncé, localement porphyroïde, exempt d'altération superficielle et de déformation dans la partie ouest de l'exploitation. Dans cette partie, observer la fracturation (fractures et champ de diaclases) importante du massif selon des directions N°150 et N°60. Noter aussi l'absence de déformation semi-ductile du granite (pas de foliation visible à l'œil nu). Dans la partie est de l'exploitation, à l'endroit où se situent l'entrée de la carrière, les bureaux et les installations de concassage, le front de taille au Nord montre l'altération du granite en arènes grossières dans lesquelles subsistent des boules plus ou moins altérées. C'est un des rares endroits sur la feuille où ce type d'altération est visible. Sur la route d'accès à la carrière, qui rejoint la D793 au niveau de Landual, au Sud-Ouest de Ménéac, on pourra s'arrêter au niveau des affleurements récents où l'on peut apprécier les récurrences brutales de formations granitiques saines au cours d'arènes sableuses très homogènes, avec localement des niveaux de transition (arène feuilletée) très réduits.

Protérozoïque

En règle générale, et à défaut de creusements récents, les roches du Protérozoïque seront difficiles à observer dans toute la moitié nord de la feuille où d'ailleurs, faute d'affleurements de bonne qualité et du recouvrement par les formations superficielles, la notation Briovérien « indifférencié » a été utilisée. Au Sud de la feuille en revanche, les points d'observation sont plus nombreux, notamment dans les environs de Mauron où quelques anciennes carrières sont encore accessibles (Sud du motocross). Les roches des Formations b2S et b2G sont aussi bien exposées entre le Meu et les Landes de Trékouët dans l'Est de la carte ou dans les environs de Gaël.

Protérozoïque métamorphique

Les Formations briovériennes modifiées au contact du granite de Ménéac peuvent être vues dans de bonnes conditions sur la D2 qui rejoint Gomené à Plémet, à la hauteur du lieu-dit le Bas-Coueslan. L'affleurement est un talus de

bord de route : sur environ 2 m de hauteur et 25 m de long s'observent les séries silto-gréseuses recristallisées du Briovérien où les structures principales (stratification et schistosité) sont encore très reconnaissables. Les schistes à reliques de silicates d'alumine (cordiérite altérée) peuvent être observés au lieu-dit Bos-Calers. À partir de Ménéac, suivre la D106 qui serpente à travers le granite de Ménéac. À la Salle, prendre la route qui mène à la Ville-Thébault, poursuivre jusqu'à Bos-Calers (à Bos-Calers, quelques boules granitiques émergentes sont visibles dans les champs en contrebas). L'affleurement (talus de bord de route) se situe au croisement avec la route qui longe le Ninian.

Paléozoïque

Les roches du membre de Montfort (siltites rouges) sont observables en de très bonnes conditions dans les environs de Concoret ou de Comper, à l'extrémité sud-est de la carte. À partir de la D766, route principale qui joint Ploërmel à Saint-Méen-le-Grand, prendre à la hauteur de Mauron la D2 jusqu'à Concoret. Pour les affleurements du château de Comper ou de la carrière de Trékouët, continuer sur la D2 jusqu'à la Lorientte et emprunter ensuite la D31 jusqu'au château de Comper. Prendre à gauche pour la carrière de Trékouët (autorisation nécessaire). Le tour de l'étang de Comper, au Sud du château, présente des affleurements classiques de siltites rouges. Le contact Protérozoïque – Paléozoïque pourra être approché en deux endroits pédagogiques : au Nord de Concoret et au lieu-dit le Pont Gérard. Pour se rendre sur le premier site, prendre la route qui part au Nord vers Brangelin : après quelques centaines de mètres sur un glaciaire peu incliné (Briovérien) et juste après Brangelin, la pente s'accroît brusquement (passage du contact) et donne naissance à des domaines ravinés sans végétation (incendie) où les siltites rouges du Paléozoïque seront observées. Pour le second, au Pont Gérard, le contact Briovérien (dalle de Néant) et Formation de Pont-Réan est découvert. Pour s'y rendre, prendre la D2 depuis Mauron vers Concoret et bifurquer à gauche au lieu-dit le Bran. À la deuxième intersection, prendre à droite et passer la zone alluviale. L'affleurement se situe 200 m avant le lieu-dit le Pont Gérard et consiste en un creusement important récent mais il ne s'agit pas d'une carrière en exploitation (autorisation préférable). L'excavation se présente en deux parties : une partie d'« accès » ouverte entièrement dans les dalles vertes de Néant, très homogènes et une partie plus large au fond (Est) de laquelle affleurent des grès et siltites rouges du Paléozoïque. Le contact est un contact faillé (nombreux filons de quartz, parfois cristallisé).

La Formation du Grès armoricain affleure peu et est souvent recouverte par les reliques de la forêt de Brocéliande. Excepté dans la carrière de Trékouët, le Grès armoricain se présente comme des blocs de quartzites ou de grès quartzitiques emballés dans une argile d'altération blanche ou ocre. Une observation de ces formations particulières dans des conditions à peu près

acceptables peut être faite au niveau de la station de recyclage des déchets, au point Clos, au Nord de la forêt domaniale de Gaël – Paimpont.

Silcrètes, ferricrètes, conglomérats ferruginisés

Le meilleur point d'observation de silcrètes se situe en bordure la D793 qui relie Ménéac à La Trinité-Porhoët. L'affleurement se situe dans le bois immédiatement au Sud-Est du lieu-dit Landual. Ce bois est accessible *a priori* sans autorisation préalable. On trouvera à son entrée nord un amoncellement volumineux de dalles métriques épaisses de plusieurs dizaines de centimètres. Ces dalles proviennent d'un ancien aménagement du bois en circuit de cross pour voiture ainsi que des travaux liés au creusement de la route départementale : des dalles sont aussi visibles de l'autre côté de la route, en bordure de champ. Malheureusement, il semble qu'aucune de ces dalles ne soit réellement en place, cependant on peut considérer que leur transport est négligeable. Juste à côté, au sud du lieu-dit le Régnon, de nombreux fragments de cuirasse ferrugineuse, certains de taille importante, parsèment les champs et sont souvent entreposés en bordure de parcelle. Pour observer les conglomérats ferruginisés, prendre la D6 depuis Merdrignac en direction de Saint-Vran, puis aux rues Bresset, prendre la direction de Sainte-Brigitte, la Rouairie, Launey-Trébède : de nombreux blocs de conglomérats ferruginisés emballant des fragments de formations silicifiées sont visibles dans les environs immédiats de ces lieux-dits, le meilleur point d'observation se situant à Colleu, à la jonction avec le chemin agricole qui descend vers l'Hivet où sont entreposés de grandes dalles en bordure de chemin.

Formations superficielles

Les formations superficielles sont souvent assez difficiles à observer car elles ne donnent que des affleurements réduits en puissance. Leur épaisseur dans certains secteurs a logiquement empêché l'implantation de carrière ou même le prélèvement des roches à des fins d'utilisation locale ; leur observation est ainsi souvent réduite aux quelques dizaines de centimètres visibles dans le fond des fossés. Pour la carte et afin d'estimer le recouvrement et les épaisseurs, un recours au sondage a été souvent nécessaire. Néanmoins, les levers de cette feuille ont bénéficié du creusement de la route à quatre voies entre Saint-Méen-le-Grand et Loudéac. Les talus au niveau du lieu-dit la Gautraie (croisement sous la voie expresse N12) sont particulièrement intéressants, car ils présentent la succession complète des formations superficielles, cette coupe ayant servi de référence pour la construction de la carte (géométrie et succession des formations). Cet affleurement, de cinq à sept mètres de haut dans sa partie la plus développée (au niveau du pont), montre de bas en haut : les altérites des roches briovériennes qui consistent ici

en une formation d'argiles noires, grises et blanches où la schistosité est bien visible. Localement, ces argiles plastiques (et la schistosité) ont été déformées (plissements, convolutions) sous l'effet de processus gravitaires (tassements). À noter l'important filon de quartz blanc amorphe de un à deux mètres de puissance au sein des altérites dans la partie nord de l'affleurement. La base de la formation suivante ravine très distinctement les isaltérites : il s'agit d'altérites remaniées où figurent de nombreux fragments de quartz, parfois de grande dimension, le terme « remaniées » servant ici à caractériser une formation dont les éléments n'ont pas subi de transport important. Au-dessus de cette formation et par l'intermédiaire d'un fin horizon formé de blocs et graviers de quartz assez émoussés (transport), se dispose une formation argilo-silteuse ocre-gris emballant des galets de quartz aux bords très émoussés correspondant sans doute à un mélange des altérites et d'un ancien niveau limoneux. Il faut ensuite remonter en direction de l'Est sur une centaine de mètres pour voir environ un mètre de formations ocre-brunes homogènes, argilo-silteuses correspondant aux dépôts limoneux les plus récents qui coiffent les interfluves.

DOCUMENTS CONSULTABLES

Les documents de terrain, ainsi que les échantillons pétrographiques et lames minces sont conservés au Service Géologique Régional Bretagne, 2 rue de Jouanet – ZAC Saint-Sulpice – Bât D, 35700 Rennes ou au BRGM, Service CDG/CG à Orléans.

La banque des données du sous-sol du BRGM (BSS) détient l'inventaire des sondages et autres ouvrages souterrains exécutés dans le périmètre de la feuille et archive régulièrement les nouveaux travaux. Les documents peuvent être consultés, soit au Service Géologique Régional (SGR Bretagne Rennes), soit en ligne (service payant) sur le site dédié du BRGM : <http://www.brgm.fr/infoterre> ou <http://infoterre.brgm.fr/>.

BIBLIOGRAPHIE

- AUFRÈRE L. (1938) – Recherches en Bretagne. Épreuves et synthèses, n° 3, Hermann éd., Paris, p. 74-88.
- BABAULT J. (2000) – Stage de cartographie en Bretagne centrale. Université de Rennes I, inédit.
- BALLARD J.-F., BRUN J.-P., DURAND J. (1986) – La discordance Briovérien-Paléozoïque inférieur en Bretagne centrale : signature d'un épisode de distension ordovicienne. *C.R. Acad. Sci., Fr.*, sér. 2, vol. 303, n° 14, p. 1327-1332.

- BARROIS C., LEBESCONTE P. (1894) – Notice explicative, Carte géol. France (1/80 000). Feuille Rennes (75), 1^{re} édition, Service Carte géol., Paris.
- BARROIS C., PRUVOST P. (1931) – Relations stratigraphiques des couches cambriennes de Bretagne et du Maine. *Ann. Soc. Géol. Nord*, Lille, 56, p. 142-185.
- BELLON H., CHAURIS L., FABRE A., HALLEGOUËT B., THONON P. (1985) – Âge du magmatisme fissural tardi-hercynien à l'extrémité occidentale du Massif armoricain (France). *C.R. Acad. Sci., Fr.*, 301, p. 297-302.
- BELLON H., CHAURIS L., HALLEGOUËT B., THONON P. (1988) – Magmatisme fissural permien et triasique dans le pays de Léon (Massif armoricain, France). *C.R. Acad. Sci., Fr.*, 307, p. 2049-2054.
- BONNET S. (1998) – Tectonique et dynamique du relief : le socle armoricain au Pléistocène. *Mém. Géosciences Rennes*, n° 86, 352 p.
- BONNET S., GUILLOCHEAU F., BRUN J.-P., VAN DEN DRIESSCHE J. (2000) – Large-scale development related to Quaternary tectonic uplift of a proterozoic-Paleozoic basement: The Armorican Massif, NW France. *J. Geophys. Res.*, 105, p. 19273-19288.
- BOS P., CASTAING C., CLÉMENT J.-P., CHANTRAINE J., LEMELLE F. (1977) - Notice explicative, Carte géol. France (1/50 000), feuille Rostrenen (312). Orléans : BRGM, 132 p. Carte géologique par Bos P., Castaing C., Cassard D., Martin P., Barrat J.-A. (1997).
- BOULVAIS P., VALLET J.-M., ESTÉOULE-CHOUX J., FOURCADE S., MARTINEAU F. (2000) – Origin of kaolinization in Brittany (NW France) with emphasis on deposits over granite: stable isotopes (O, H) constraints. *Chemical Geology*, 168, p. 211-223.
- BRAULT N. (2000) – Ressources du sous-sol et environnement en Bretagne. Genèse, géométrie et propriétés de différents types d'aquifères. Rapport d'avancement n° 2, septembre 1999–septembre 2000. Université de Rennes I, inédit.
- BRAULT N. (2002) – Ressources du sous-sol et environnement en Bretagne. Genèse, géométrie et propriétés de différents types d'aquifères. Thèse univ. Rennes I, 2002, 187 p.
- BRGM (1967) – Contribution de la carte gravimétrique à la géologie du Massif armoricain. *Mém. Bur. Rech. géol. minières, Fr.*, 52, 1967, 129 p.
- BRUN J.-P., BALLARD J.-F., LE CORRE C. (1991) – Identification of Ordovician block-tilting in the hercynian fold belt of Central Brittany (France): field evidence and computer models. *Struct. geol.*, 13, 4, p. 419-429.

- CARN A. (1988) – Mise en valeur des ressources en eau souterraine du socle breton. Analyse des données recensées. Recherche des critères locaux d'implantation des forages. Département des Côtes-d'Armor (22). BRGM BRE R35067 4S/92.
- CARN A. (1990) – Mise en valeur des ressources en eau souterraine du socle breton. Analyse des données recensées. Recherche des critères locaux d'implantation des forages. Département de l'Ille-et-Vilaine (35). BRGM BRE R31862 4S/90.
- CARN A. (1990) – Mise en valeur des ressources en eau souterraine du socle breton. Analyse des données recensées. Recherche des critères locaux d'implantation des forages. Département du Morbihan (56). BRGM BRE R31724 4S/90.
- CHANTRAINE J., CHAUVEL J.-J., DARBOUX J.-R., GRAVELLE M., LEDRU P., ROLET J., SAUNIER J.-F. (1984) – Soubassement du Briovérien (Protérozoïque supérieur) en Bretagne centrale (Massif armoricain). La coupe de la Chêze. PGF France, Thème n° 4 : soubassement précambrien du domaine varisque.
- CHANTRAINE J., CHAUVEL J.-J., DUPRET L., GATINO F., ICART J.-C., LE CORRE C., RABU D., SAUVAN P., VILLEY M. (1980) – Inventaire lithologique et structural du Briovérien (Protérozoïque supérieur) de la Bretagne centrale et du Bocage normand. *Bull. BRGM, Fr.*, Orléans, n° 2-3, 3, p. 3-17.
- 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.*, Paris, 8, t. IV, n° 5, p. 815-829.
- CHANTRAINE J., RABU D., BÉCHENNEC F. (2000) – Carte 1/250 000 du Massif armoricain. BRGM, 2000.
- CHAUVEL J.-J. (1968) – Contribution à l'étude des minerais de fer de l'Ordovicien inférieur en Bretagne (thèse Rennes). *Mém. Soc. géol. minéral. Bretagne*, 16, 1971, 244 p.
- CHAUVEL J.-J., DEUNFF J. (1970) – Un microplancton à chitinozoaires et acritarches dans les niveaux schisteux du Grès armoricain (Mayenne et Sud de Rennes). *C.R. Somm. Soc. géol. Fr.*, Paris, p. 196.
- COGNÉ J. (1962) – Le Briovérien. *Bull. Soc. géol. Fr.*, Paris, 7, 4, p. 413-430.
- COGNÉ J. (1972) – Le Briovérien et le cycle orogénique cadomien dans le cadre des orogénèses fini-précambriennes. *In: Actes du Colloque International sur corrélations du Précambrien*. Rabat, 1970, Éd. Coll. intern. CNRS, 192, p. 192-218.

- COLLISON J.-D. (1996) – Alluvial sediments. *In*: Reading H.G. (ed), *Sedimentary environments: processes, facies and stratigraphy*, 3^e éd., Blackwell Sciences, Oxford, p. 37-82.
- DABARD M.-P. (1996) – Les formations à cherts carbonés (phtanites) de la chaîne cadomienne : genèse et signification géodynamique. Exemple du segment armoricain. Thèse d'état, univ. Rennes. Éd. BRGM, Série Documents, n° 267, 1997, 248 p.
- DADET P., HERROUIN Y., BARDY P., LEBRET P., TRAUTMANN F., CARN A. (1995) – Notice explicative, Carte géol. France (1/50 000), feuille Pipriac (387). Orléans : BRGM, 75 p. Carte géologique par Dadet P., Herrouin Y., Blanchet C., Bardy P., Colleau A. (1995).
- DARBOUX J.-R. (1973) – Le Briovérien de la baie de Douarnenez (Massif armoricain). Étude pétrographique et structurale. Thèse 3^e cycle. Univ. Rennes, 170 p.
- DARBOUX J.-R., LE CORRE C., COGNÉ J. (1975) – Tectoniques superposées cadomiennes et hercyniennes dans le Briovérien du Nord de la baie de Douarnenez. *Bull. Soc. géol. Fr.*, Paris, 7, XVII, 5, p. 680-685.
- DE MARTONE E. (1906) – La pénéplaine et les côtes bretonnes. *Ann. Geogr.*, 15, p. 213-236, 299-328.
- DE MARTONNE E. (1942) – La France. *In* Vidal de la Blache P. et Gallois L. (eds). *Géographie universelle*, Armand Collin, Paris, 6, 451 p.
- DEBEGLIA N., PERRIN J. (2000) – Démonstration de la contribution de la cartographie aéromagnétique basse altitude/haute résolution à la maîtrise des ressources en eaux souterraines et en matériaux de la Bretagne. Apport des levés géophysiques aéroportés pour la recherche et la protection des ressources en eau : application à la feuille Ploërmel (Morbihan). BRGM/RP-50583-FR, 41 p.
- DEBEGLIA N. (2004) – Analyse structurale des données géophysiques. Rap. BRGM, 27 p.
- DURAND J. (1984) – Le Grès armoricain ; sédimentologie, traces fossiles, milieux de dépôt. *Mém. docum. Centre armoricain ét. struc. socles*, Rennes, n° 3, 150 p.
- DURAND S. (1960) – Le Tertiaire de Bretagne. Étude stratigraphique, sédimentaire et tectonique en Bretagne. Thèse 3^e cycle. *Mém. Soc. géol. minéral. Bretagne*, t. 12, 389 p.

- ESTÉOULE J., ESTÉOULE-CHOUX J., PERRET P. (1972) – Étude des formations superficielles du Massif armoricain : caractères distinctifs et passage des altérites et des dépôts tertiaires aux formations quaternaires. *Bull. Soc. géol. minéral. Bretagne*, (C), IV, 2, p. 97-106.
- ESTÉOULE-CHOUX J. (1967) – Contribution à l'étude des argiles du Massif armoricain - argiles des altérations et argiles des bassins sédimentaires tertiaires. Thèse 3^e cycle. *Mém. Soc. géol. minéral. Bretagne*, t. 14, 319 p.
- ESTÉOULE-CHOUX J. (1968b) – Les minéraux argileux du Tertiaire breton. *Bull. Gr. Fr. Argiles*, XIX, 2, p. 53-59.
- ESTÉOULE-CHOUX J. (1983) – Altérations et silicifications tertiaires dans le Massif armoricain. *Géologie de la France*, 4, p. 345-351.
- ESTÉOULE-CHOUX J., OLLIVIER-PIERRE M.-F. (1973) – Présence de dépôts lacustres d'âge éocène en Bretagne, à la Trinité-Porhoët (Morbihan). *C.R. Acad. Sci., Fr.*, 277, p. 633-635.
- GAPAIS D., LE CORRE C. (1980) – Is the Hercynian belt of Brittany a major shear zone? *Nature, G.B.*, 288-579, p. 574-576.
- CARRIC G., CHANTRAINE J., DADET P., FLAGEOLLET J.-C., SAGON J.-P., TALBOT H., avec la collaboration de MULOT B. (1980) – Notice explicative, Carte géol. France (1/50 000), feuille Montcontour (279). Orléans : BRGM, 43 p.
- GAUTIER M. (1947) – La Bretagne centrale, étude géographique. Thèse, La Roche-sur-Yon.
- GAUTIER M. (1964) – Le Relief des Landes du Mené et de leur bordure occidentale et méridionale. Extrait de la revue *Norvis, Fr.*, 42, p. 137-152.
- GRAINDOR M.-J. (1967) – Les dislocations majeures du socle armoricain. *Mém. Bull. Rech. géol. minières, Fr.*, 52, p. 25-42.
- GUERROT C., CALVEZ J.-Y., BONJOUR J.-L., CHANTRAINE J., CHAUVEL J.-J., DUPRET L., RABU D. (1992) – Le Briovérien de Bretagne centrale et occidentale : nouvelles données radiométriques. *C.R. Acad. Sci., Fr.*, 315, p. 1741-1746.
- GUILCHER A. (1948) – Le relief de la Bretagne méridionale, de la baie de Douarnenez à la Vilaine. Thèse La-Roche-sur-Yon, H. Potier, 682 p., 113 fig., 8 dpl., 30 pl. photo.
- GUILCHER A. (1949b) – Le relief des Monts d'Arrée. *Annales de Bretagne*, LVI, p. 233-248.

- GUILCHER A., HALLEGOUET B., MENEZ S. (1975) – Les formations superficielles du Mené (Bretagne centrale). *C.R. Acad. Sci., Fr.*, 281, p. 219-222.
- GUILLOCHEAU F., WYNS R., LEDRU P. (1999) – Géomorphologie grande longueur d'onde, altération, érosion et bassins épicontinentaux. Colloque GéoFrance 3D, Lyon, 23 nov. 1999. Document du BRGM, vol. 293, p. 103-108.
- GUMIAUX C. (2003) – Modélisation du cisaillement hercynien de Bretagne centrale : déformation crustale et implications lithosphériques. Thèse univ. Rennes I, Mém. Géosciences n° 106, 266 p.
- HALLEGOUËT B. (1972) – Découverte d'un gisement de galets marins vers 200 m d'altitude, près de Scaër (Finistère). *C.R. Acad. Sci., Fr.*, 275, D, p. 1859-1861.
- HERROUIN Y., DADET P., LAVILLE P., PARIS F. (1987) – Carte géologique de la France (1/50 000), feuille Bain-de-Bretagne (388). Orléans : BRGM. Notice explicative par Herrouin Y., Dadet P., Guigues J., Laville P., Talbo H. (1987), 82 p.
- KERFORNE F. (1915) – Sur la présence de mylonites à la base du Cambrien au Sud de Rennes. *C.R. Acad. Sci., Fr.*, 161, p. 594-595.
- KLEIN C. (1973) – Massif armoricain et Bassin parisien. Contribution à l'étude géologique et géomorphologique d'un massif ancien et de ces enveloppes sédimentaires. Livre deuxième : La pénéplaine de l'Ouest de la France. Association des Publications près les Universités de Strasbourg, Fondation Baulig, t. II, 886 p.
- LEBESCONTE P. (1886) – Constitution générale du Massif breton comparée à celle du Finistère. *Bull. Soc. géol. Fr.*, 3, XIV, p. 776-820.
- LE CORRE C. (1977) – Le Briovérien de Bretagne centrale : essai de synthèse lithologique et structurale. *Bull. BRGM (2)*, 1, 3, p. 219-254.
- LE CORRE C. (1978) – Approche quantitative des processus syn-schisteux. L'ensemble du segment hercynien de Bretagne centrale. Thèse État, Rennes, 381 p.
- MANSUY C. (1983) – Les microsphères du Protérozoïque supérieur armoricain (Briovérien) : nature, répartition, affinités biologiques. Thèse 3^e cycle, Rennes, 108 p.
- MEYNIER A. (1940) – La formation du réseau hydrographique de la Vilaine. Étude géographique. *Trav. Lab. Géogr.*, Univ. Rennes, 11, 34 p.
- MIALI A.-D. (1977) – A review of the braided depositional environments. *Earth Sci. Rev.*, 13, p. 1-62.

- MIALL A.-D. (1996) – The geology of fluvial deposits - Sedimentary facies, basins analysis and petroleum geology. Ed. Springer-Verlag. Berlin-Heidelberg-New-York, 582 p.
- MILLOT (1964) – Géologie des argiles. Altérations. Sédimentologie. Géochimie. Paris, Masson, 499 p., 75 fig., 12 pl., 14 tabl.
- MILON Y. (1932) – L'extension des formations sidérolithiques éocènes dans le centre de la Bretagne. *C.R. Acad. Sci., Fr.*, 194, p. 1360-1361.
- MILON Y. (1936c) – Quelques problèmes de géomorphologie armoricaine. *Bull. Soc. géol. minéral. Bretagne*, 2, II, 2, p. 14-26.
- MONNIER J.-L., JUMEL G., JUMEL A. (1981) – Le Paléolithique inférieur de la cote 42 à Saint-Malo-de-Phily (Ille-et-Vilaine) : stratigraphie et industrie. *Bull. S.P.F.*, vol. 72, p. 317-382.
- MUSSET R. (1928) – Le relief de la Bretagne occidentale. *Ann. Géogr., Fr.*, 37, p. 209-233.
- MUSSET R. (1934) – La formation du réseau hydrographique de Bretagne occidentale. *Ann. Géogr., Fr.*, 246, p. 561-578.
- NICOLAS J. (1957) – Contribution à l'étude géologique et minéralogique de quelques gisements de kaolin bretons. Thèse, Paris, Soc. Fr. Céramiques, 251 p.
- OLLIVIER-PIERRE M.-F. (1974) – Découverte d'une flore éocène à la Trinité-Porthoët (Morbihan). *Bull. Soc. géol. minéral. Bretagne*, (C), VI, 2, p. 71-89.
- OLLIVIER-PIERRE M.-F. (1980) – Étude palynologique (spores et pollens) de gisements paléogènes du Massif armoricain. Stratigraphie et paléogéographie. *Mém. Soc. géol. minéral. Bretagne*, 25, 239 p.
- ORTON G.-J., READING H.-G. (1993) – Variability of deltaic processes in terms of sediment supply, with particular emphasis on grain size. *Sedimentology, Netherl.*, 40, p. 475-512.
- PARIS F. (1981) – Les chitinozoaires dans le Paléozoïque du Sud-Ouest de l'Europe (cadre géologique - étude systématique - biostratigraphie). Thèse. *Mém. Soc. Géol. Minéral. Bretagne*, 26, 412 p.
- PARIS F., ROBARDET M., DURAND J., NOBLET C. (1982) – The lower Paleozoic transgression in Southern Europe. *Paleont. Contrib.*, Univ. Oslo, 280, p. 41.
- PERRIN J. (1999) – Couverture géophysique du Massif armoricain. Magnétisme et radiométrie spectrale. BRGM/RP-40471-FR, Orléans, 75 p.
- PERRIN J. (2001) – Étude méthodologique de l'utilisation du levé aéroporté de radiométrie spectrale de la Bretagne à la cartographie des zones à fort potentiel radon. BRGM/RP-51033-FR, Orléans, 50 p.

- PLAINE J., QUETE Y., HALLEGOUËT B., BAMBIER A. (1981) – Notice explicative, Carte géol. France (1/50 000), feuille Malestroit (386). Orléans : BRGM, 52 p. Carte géologique par Plaine J., Quété Y., Hallégouët B., Herrouin Y., Alix Y.
- PRUVOST P. (1959a) – Carte géol. France (1/80 000), feuille Pontivy (74). 2^e éd., Serv. Carte géol. Fr., Paris.
- QUESNEL F. (1997) – Cartographie numérique en géologie de surface. Application aux altérites à silex de l'Ouest du bassin de Paris. Document du BRGM n° 263, 266 p. et annexes.
- RÉGNAULT S. (1981) – Stratigraphie et structure du Paléozoïque dans le Menez-Bélaïr Occidental (Synclinorium médian armoricain). *Bull. Soc. géol. minéral. Bretagne*, (C), XIII, 1, p. 1-105.
- RÉGNAULT S., RABU D., PARIS F., ROBARDET M. (1984) – Notice explicative, Carte géol. France (1/50 000), feuille Broons (280). Orléans : BRGM, 59 p.
- ROBARDET M. (1981) – Évolution dynamique du Nord-Est du Massif armoricain au Paléozoïque. *Mém. Soc. géol. minéral. Bretagne*, 20, p. 1-342.
- SAUNIER J.-F. (1986) – Un domaine cristallophyllien dans le Protérozoïque supérieur (Briovérien) de Bretagne centrale : le dôme de Plouguenast (Côtes du Nord). Document du BRGM, 109, 125 p., planches, annexes.
- SAUNIER J.-F., CHAUVEL J.-J. (1986) – Les amphibolites du domaine cristallophyllien de Plouguenast. Un magmatisme tholéiitique dans le protérozoïque de Bretagne centrale (Massif armoricain). *C.R. Acad. Sci., Fr.*, 302, p. 671-674.
- SCHUMM S.-A. (1981) – Evolution and response of the fluvial system, sedimentological implications. *In: Etherbridge F.G and Flores R.M. eds, Recent and ancient non-marine depositional environments: models for exploration. Soc. Econ. Paleontologists Mineralogists Spec. Publ.*, 31, p. 19-29.
- STANISTREET I.-G., MACCARTHY T.-S. (1993) – The Okavango fan and the classification of subaerial fan systems. *Sedimentary Geol.*, 85, p. 115-113.
- THIRY M. (1999) – Diversity of continental silicification features: examples from the Cenozoic deposits in the Paris Basin and neighbouring basement. *In: Thiry M., Simon-Coinçon R. (Eds.), Paleoweathering, Paleosurfaces and Related Continental deposits. Inter. Ass. Sediment. Spec. Publ.*, 27, p. 87-127.

- THOMAS E. (1999) – Évolution cénozoïque d'un domaine de socle : le Massif armoricain. Apport de la cartographie des formations superficielles. Thèse Univ. Rennes, 148 p.
- THOMAS E., OUTIN J.-M., CARN A., RIVIÈRE J.-M., BLANCHET S. (1999) – Notice explicative, Carte géol. France (1/50 000), Montfort-sur-Meu (316). Orléans, BRGM, 63 p. Carte géologique par Outin J.-M. et Thomas E. (1999).
- THOMAS E., BRAULT N., CARN A., RIVIÈRE J.-M., LECERF Y. avec la collaboration de OUTIN J.-M. (2004) – Notice explicative, Carte géol. France (1/50 000), Ploërmel (351). Orléans, BRGM 115 p. Carte géologique par Thomas E., Brault N. et Outin J.-M. (2004).
- TODD S.-P. (1989) – Stream-driven, high density gravely traction carpets: possible deposits in the Traberg conglomerate Formation, SW Ireland and the Cambrian Alderney Sandstone Formation, Channel Islands. *Sedimentology, Netherl.*, 36, p. 513-530.
- TRAUTMANN F., BECQ-GIRAUDON J.-F., CARN A. (1994) – Notice explicative, Carte géol. France (1/50 000), feuille Janzé (353). Orléans : BRGM, 74 p. Carte géologique par Trautmann F.
- TRAUTMANN F., PARIS F., CARN A. (2000) – Notice explicative, Carte géol. France (1/50 000), feuille Rennes (317). Orléans : BRGM, 85 p. Carte géologique par Trautmann F. et Paris F.
- VANNIER J. (1986) – Ostracodes Binodocopa de l'Ordovicien (Arenig-Caradoc) ibéro-armoricain. *Paleontographica*, (A), 193, p. 77-143, 70 fig., 13 pl.
- VAN VLIET LANOE B., GUILLOCHEAU F., BONNET S., CHAUVEL J.-J., FRETTE C., HALLEGOUËT B., LAURENT M. (1995) – Plio-Pleistocene continental record in central Brittany: the Reguigny record. Fluvial and estuarine sedimentation controlled by tectonism. 16th Reg. Mgt. Sedim. - 57^e congr. Fr. Sédim., Book of abstracts, Publ. ASF, p. 150.
- VIDAL P., DEUTSCH S., MARTINEAU F., COGNÉ J. (1974) – Nouvelles données radiométriques en baie de Saint-Brieuc. Le problème d'un socle antécadamien nord-armoricain. *C.R. Acad. Sci. Fr.*, Paris, 279, Sér. D, p. 631-634.
- VIGNERESSE (1983) – Enracinement des granites armoricains estimés d'après la gravimétrie. *Bull. Soc. géol. minéral. Bretagne*, (C), XV, 1, p. 1-15.
- WALKEN R.-G., CANT D.-J. (1984) – Sandy fluvial system. In: R.G. Walken (eds) – Facies models, Geosci. Can. Reprint Ser. 1, *Geoscience Canada*, p. 71-89.

WYNS R. (1991a) – Évolution tectonique du bâti armoricain au Cénozoïque d'après l'analyse des paléosurfaces continentales et des formations géologiques associées. *Géologie de la France*, n° 3, p. 11-42.

WYNS R. (1996) – Essai de quantification de la composante verticale de la déformation finie cénozoïque en Poitou, Limousin et dans la plate-forme Nord-aquitaine d'après l'analyse des paléosurfaces continentales et des sédiments associés. *In*: Colloque Quantification de la tectonique et de l'eustatisme à partir d'informations stratigraphiques et géomorphologiques, Réunion SGF-ASF, Rennes, Octobre 1996, p. 39.

AUTEURS

La participation des différents collaborateurs à la rédaction de la présente notice s'établit comme suit :

- Eric THOMAS, ingénieur géologue au BRGM, a coordonné ce travail ;
- Anne CARN, hydrogéologue au Service Géologique Régional de Bretagne, pour le chapitre sur l'Hydrogéologie.

L'auteur tient à remercier pour leur dévouement et leur bonne humeur sans faille (malgré une météo glaciaire, pluvieuse et sporadiquement neigeuse), l'équipe de forage du BRGM (Daniel DUPUY et Jean-François LOZAC'H).

ANNEXE

Liste des forages de la feuille Saint-Méen-le-Grand dont la localisation, le débit en fin de foration et la profondeur sont connus avec la légende

Légende des colonnes du tableau

INTITULÉ	SIGNIFICATION	COMMENTAIRES
C-MINIER	NUMÉRO DU CODE MINIER	Exemple : 3157016 : les 3 premiers chiffres (315) : numéro de la carte géologique au 1/50 000 où est implanté l'ouvrage, le 4 ^e chiffre (7) : la carte au 1/50 000 a été subdivisée en 8 parties et l'ouvrage se trouve dans le compartiment 7, les 3 derniers chiffres correspondent à un numéro d'ordre dans le huitième de carte (réf. carte).
INSEE	NUMÉRO INSEE DE LA COMMUNE	
DÉBIT		Débit de l'ouvrage obtenu au soufflage à l'air comprimé à la fin de la foration, en m ³ /h
PROF	PROFONDEUR	Profondeur de l'ouvrage à la fin de la foration, en m
X	COORDONNÉE X	Dans le système LAMBERT, en km
Y (Lamb2)	COORDONNÉE Y en Lambert 2 étendu	Dans le système LAMBERT, en km
CDZ	COORDONNÉE Z	En mètres (m)
CODE GEOL	CODE GÉOLOGIQUE	Code de la formation géologique, où est implanté l'ouvrage (réf. liste jointe)
DEFINITION		Définition du code géologique

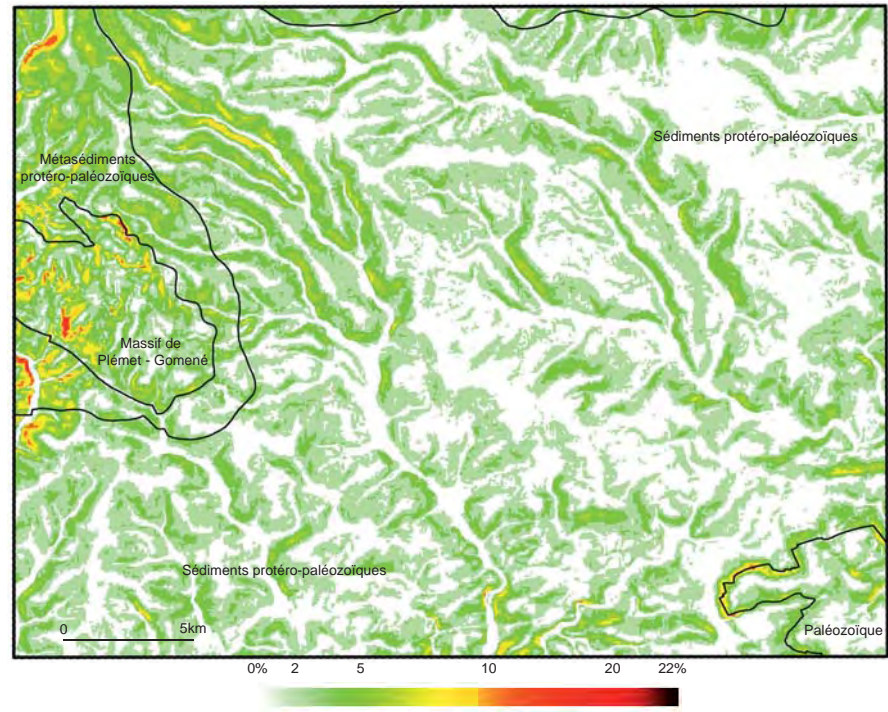


Fig. 1 - Morphologie de la région de Saint-Méen-le-Grand : carte des pentes (%)

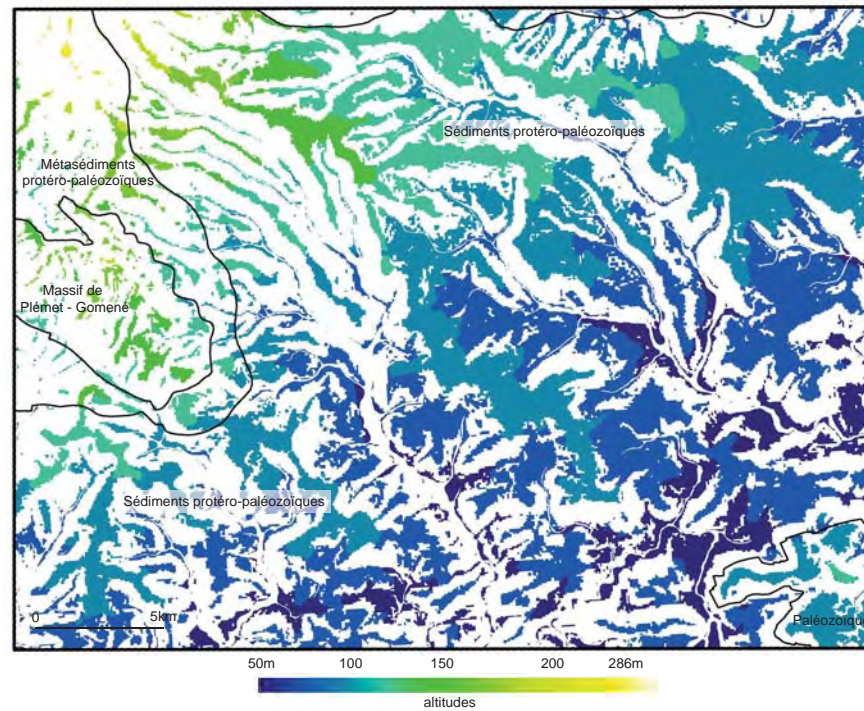


Fig. 2 - Morphologie de la région de Saint-Méen-le-Grand : carte des replats
(pentes < 2 % et $178^\circ < \text{Courbures de profil} < 180^\circ$)

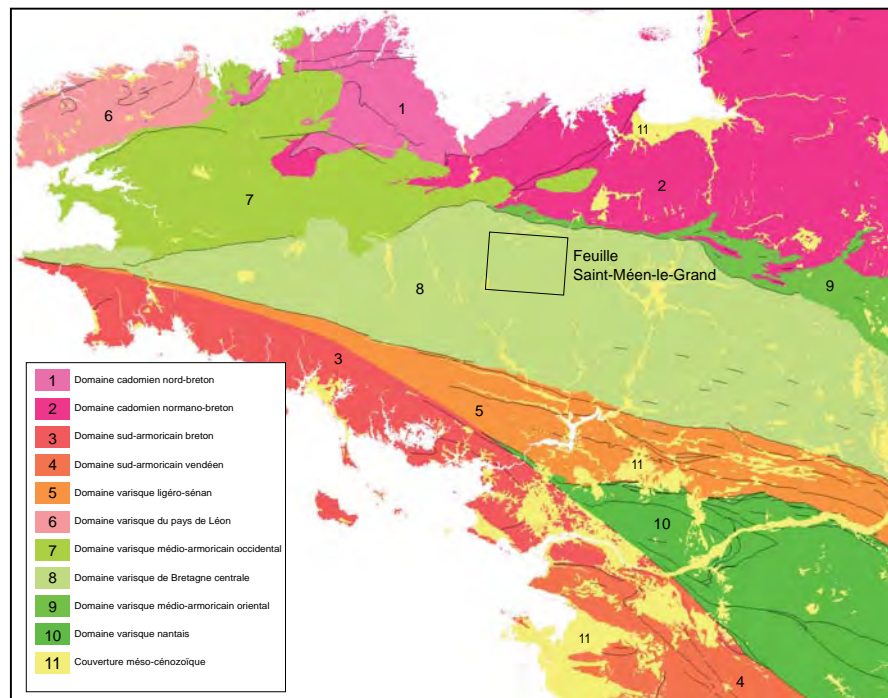


Fig. 3 - Domaines structuraux du Massif armoricain (adapté de J. Chantraine, D. Rabu, F. Béchenec : carte géologique du Massif armoricain au 1/250 000, BRGM, 2002)

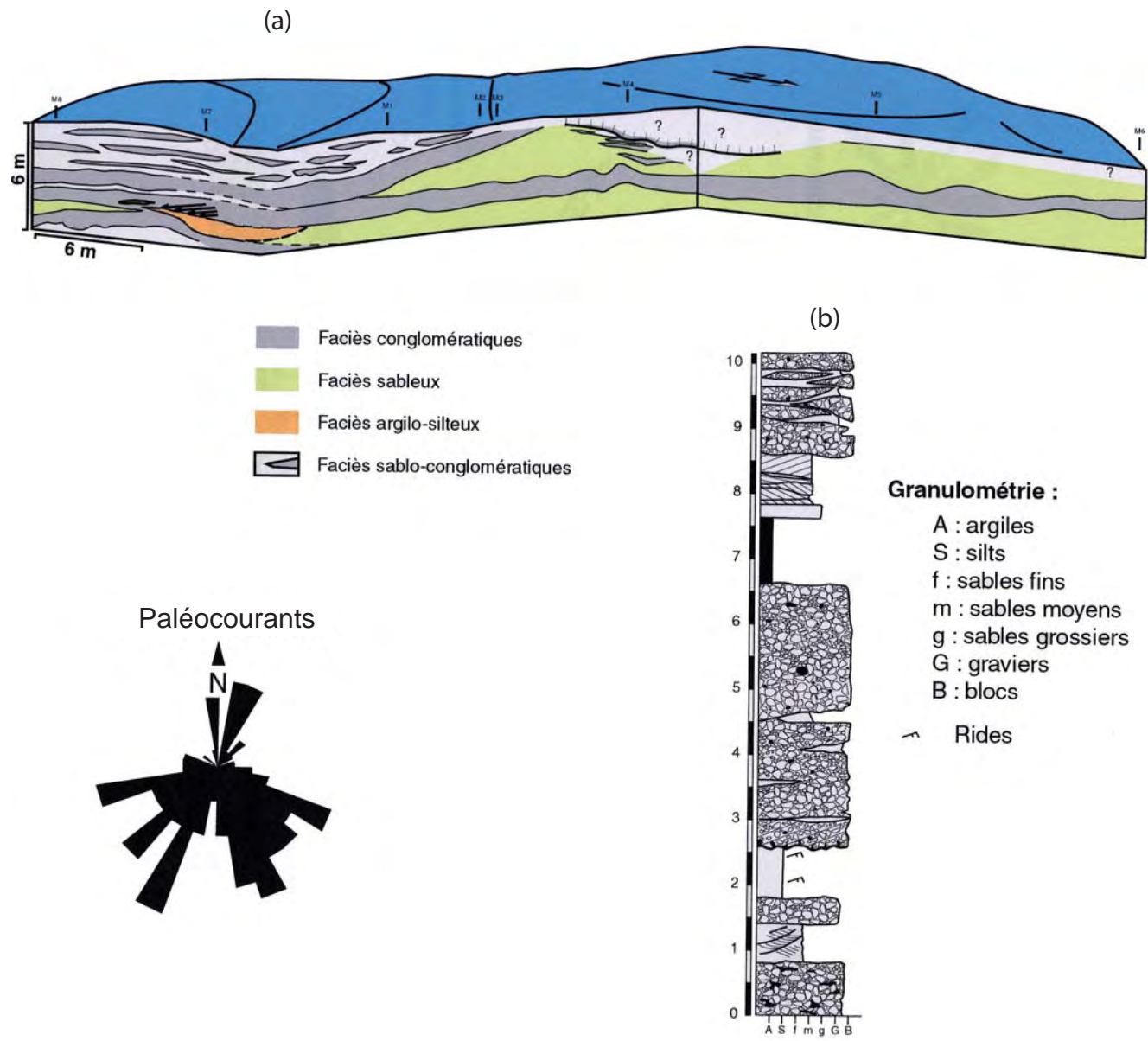


Fig. 5 - Géométrie des corps sédimentaires de Mauron (a), coupe lithologique synthétique (b) et paléocourants associés (d'après Brault, 2000)

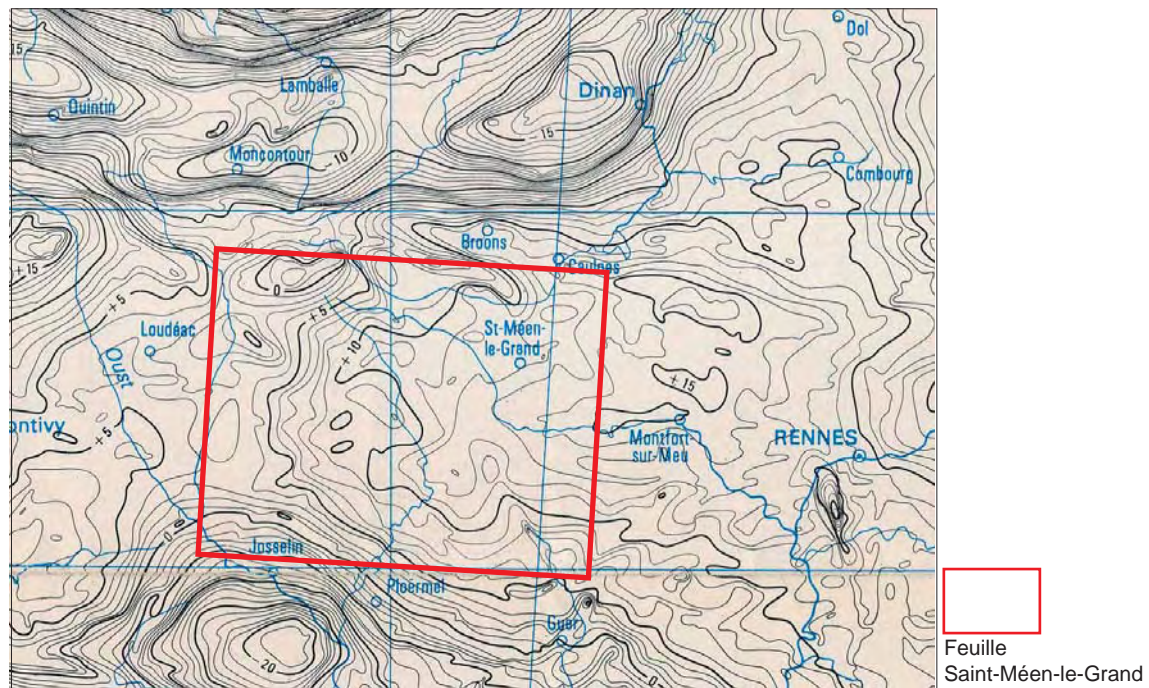


Fig. 6 - Extrait de la carte gravimétrique du Massif armoricain - Bretagne centrale (BRGM, 1967)

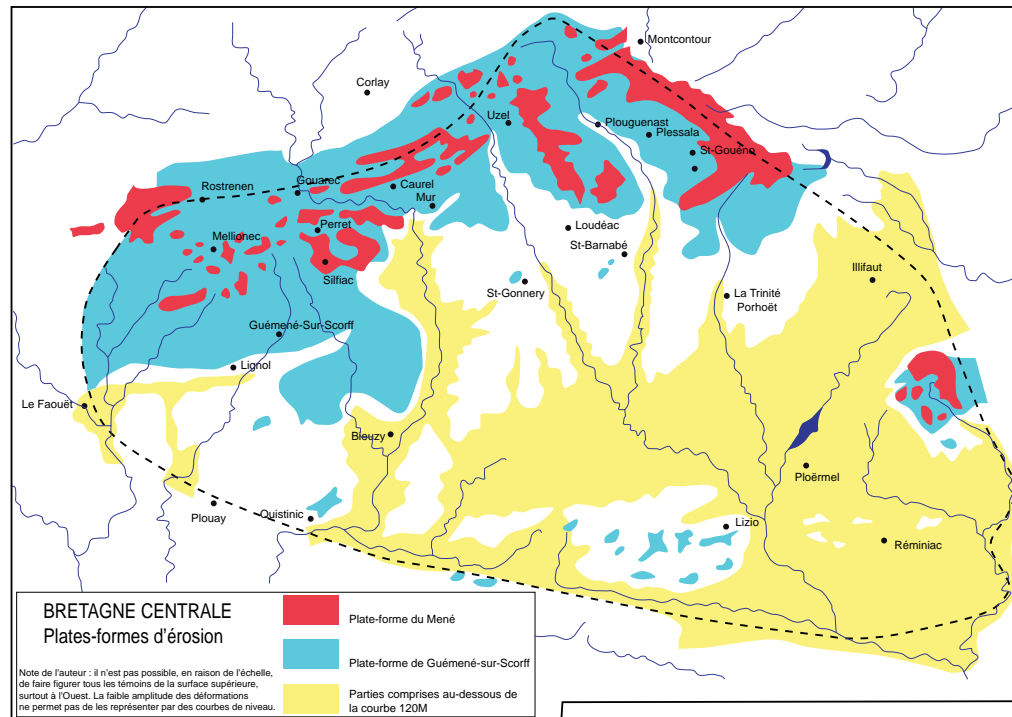


Fig. 8 - Les plates-formes d'érosion de Bretagne centrale selon Gautier, 1947 (modifié)

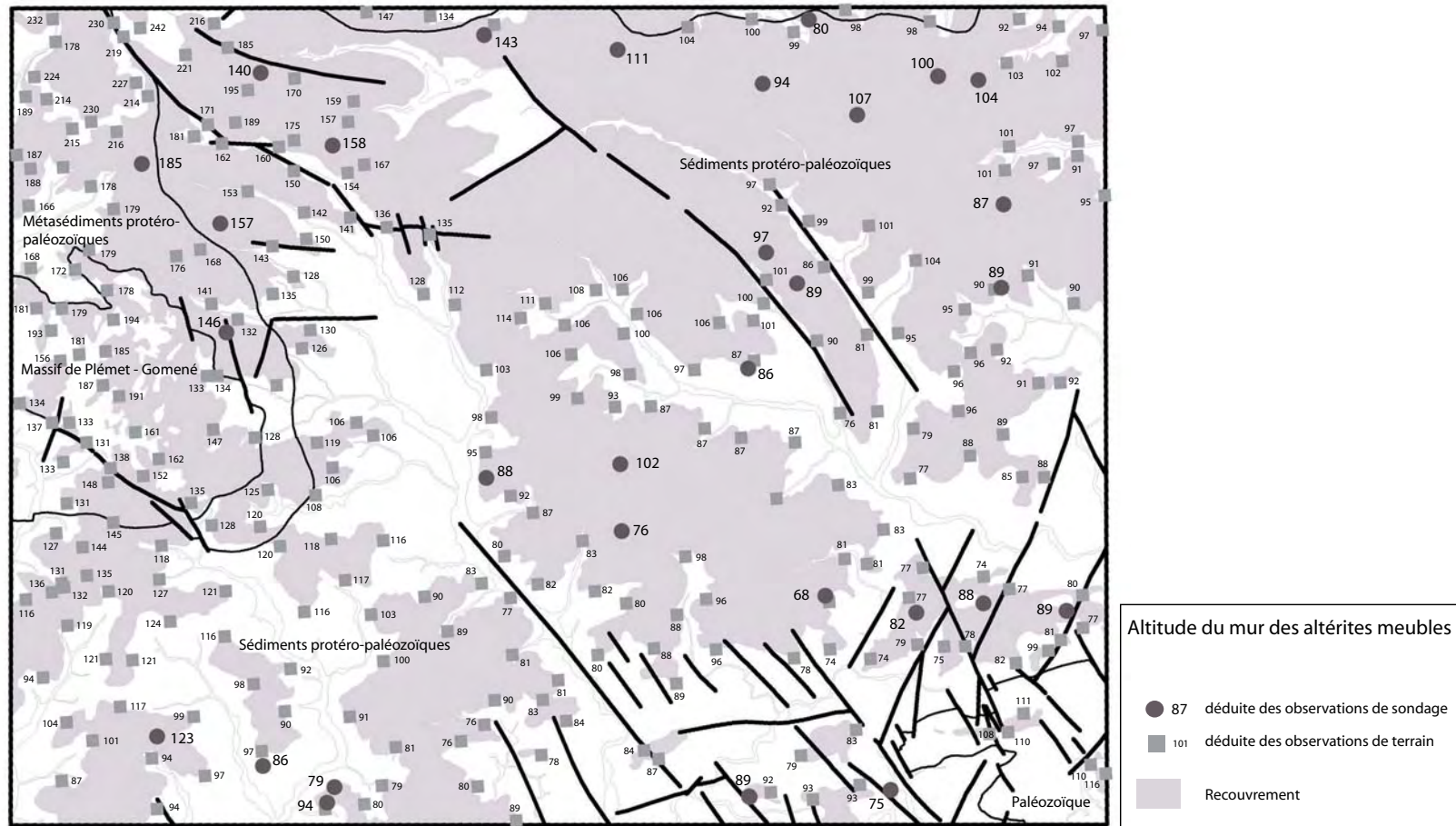


Fig. 9 - Carte de répartition et estimation de l'altitude du mur des altérites meubles

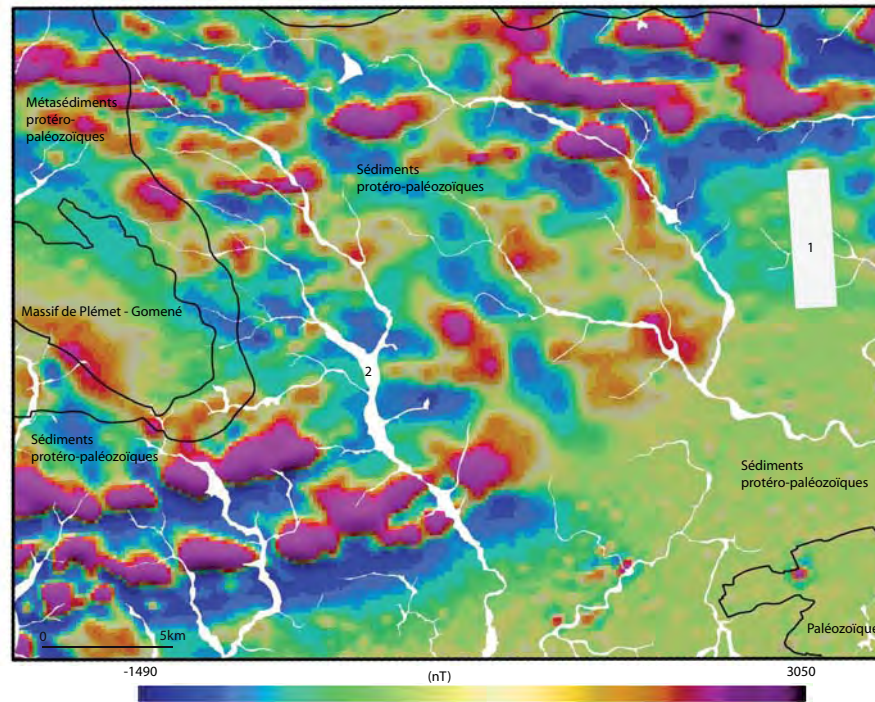
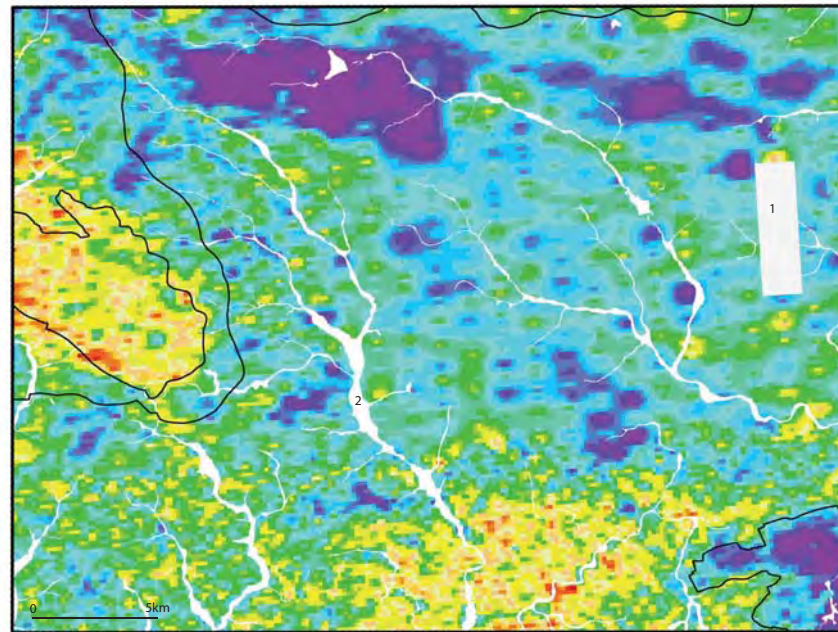
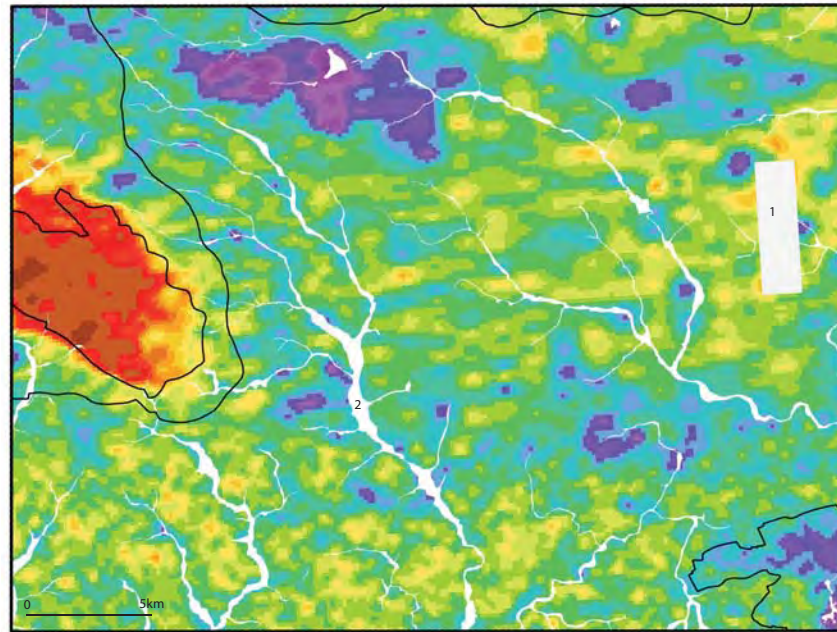


Fig. 10 - Géophysique aéroportée - Magnétisme : anomalie du champ total réduit au pôle superposée à son ombrage (Az : 0°N; inc : 40°; Amp : 2) : 1 - Pas de données (survol de Saint-Méen-le-Grand), 2 - Zones alluviales



(% - non linéaire)
0 0,8 1,2 1,5 1,9 3 20

Fig. 11 - Géophysique aéroportée - Radiométrie spectrale : carte des concentrations en potassium (grille au pas de 125 m). 1 - Pas de données (survol de Saint-Méen-le-Grand), 2 - Zones alluviales



(eq ppm - non linéaire)

1 4,5 8 11 20 60

Fig. 12 - Géophysique aéroportée - Radiométrie spectrale : carte des teneurs en thorium (grille au pas de 125 m). 1 - Pas de données (survol de Saint-Méen-le-Grand), 2 - Zones alluviales

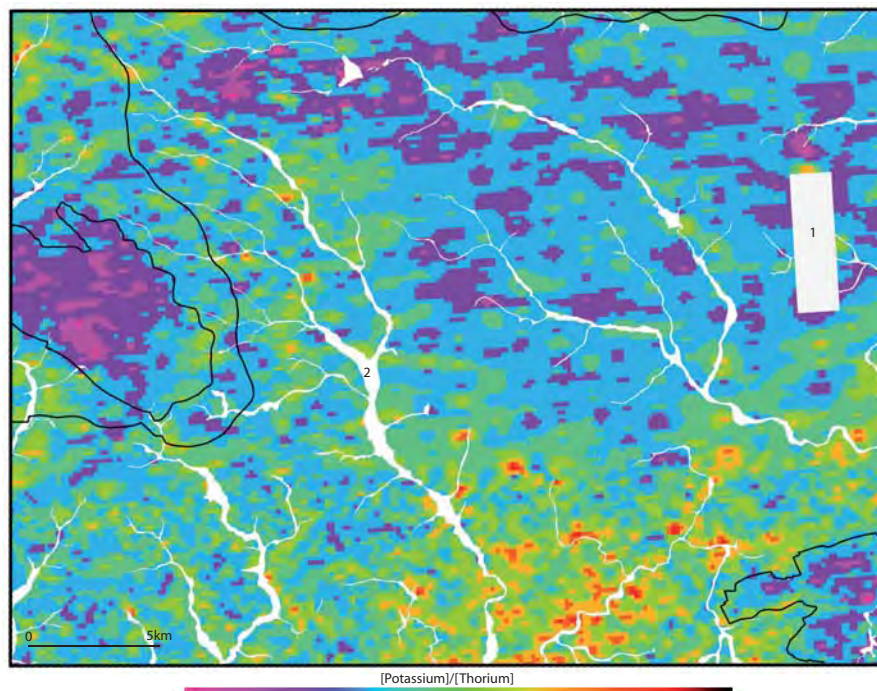
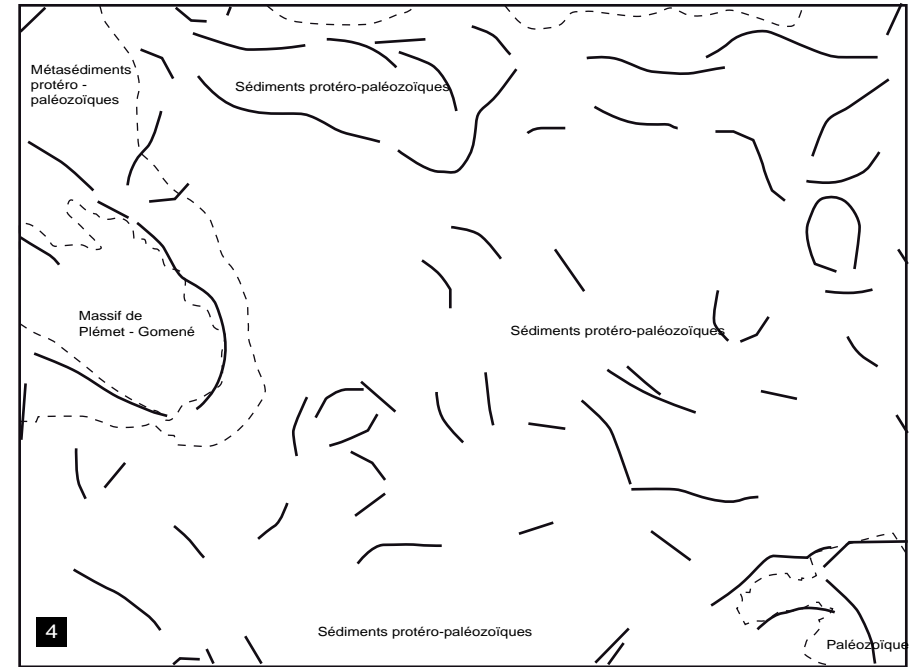
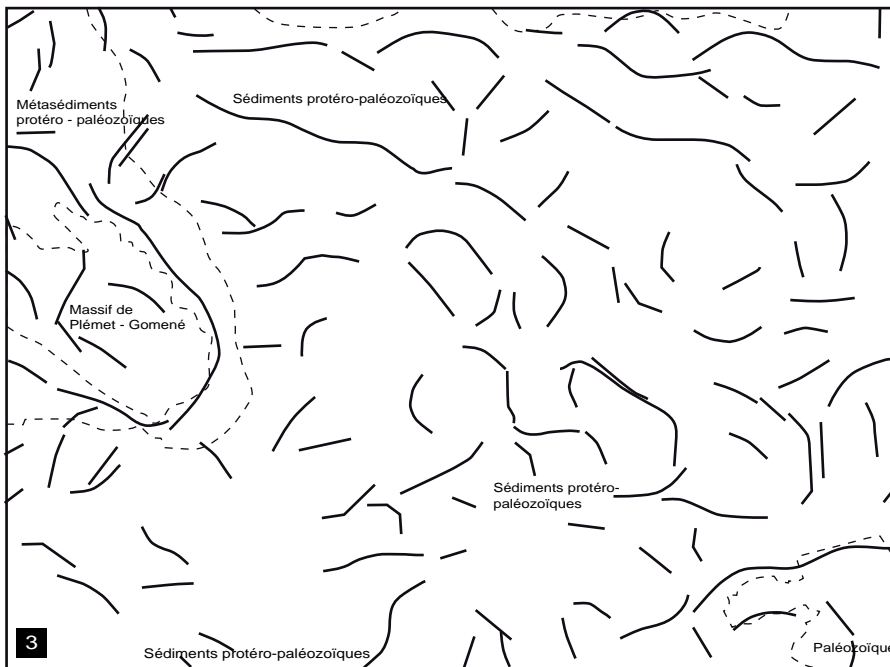
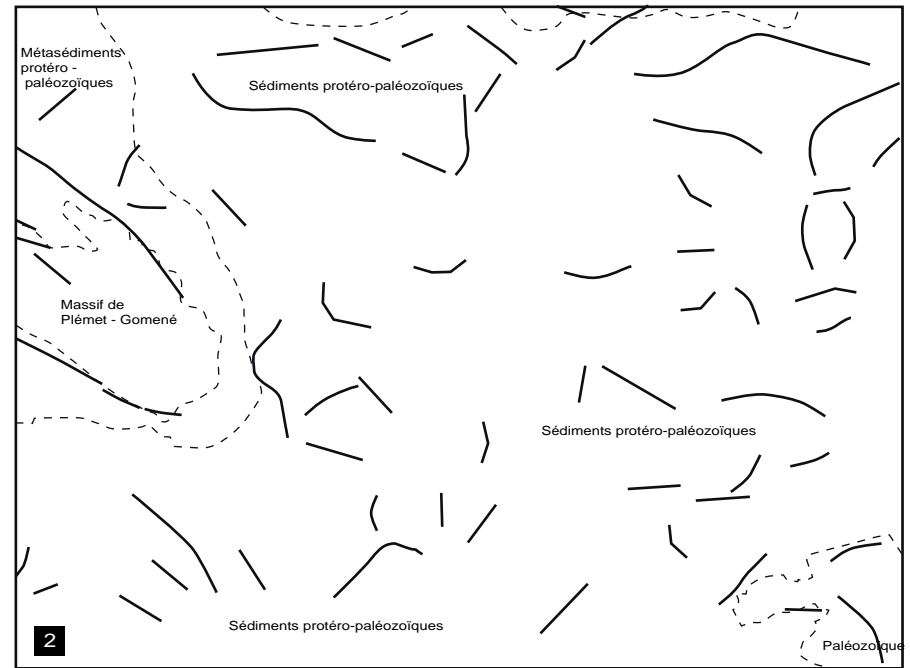
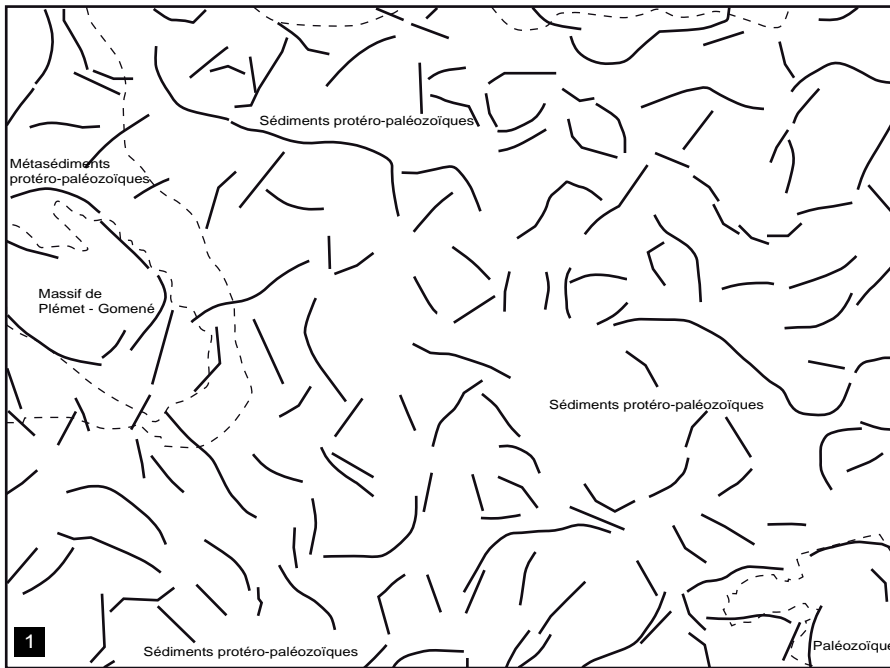


Fig.13 - Géophysique aéroportée - Radiométrie spectrale : carte du rapport [Potassium]/[Thorium].
1 - Pas de données (survol de Saint-Méen-le-Grand), 2 - Zones alluviales



**Fig.14 - Géophysique aéroportée : cartes des discontinuités spectrométriques (tracés automatisés sur grilles au pas de 125 m)
avec 1 - Discontinuités du rapport [potassium]/[thorium], 2 - Discontinuités de [thorium], 3 - Discontinuités de [potassium], 4 - Discontinuités du comptage total**

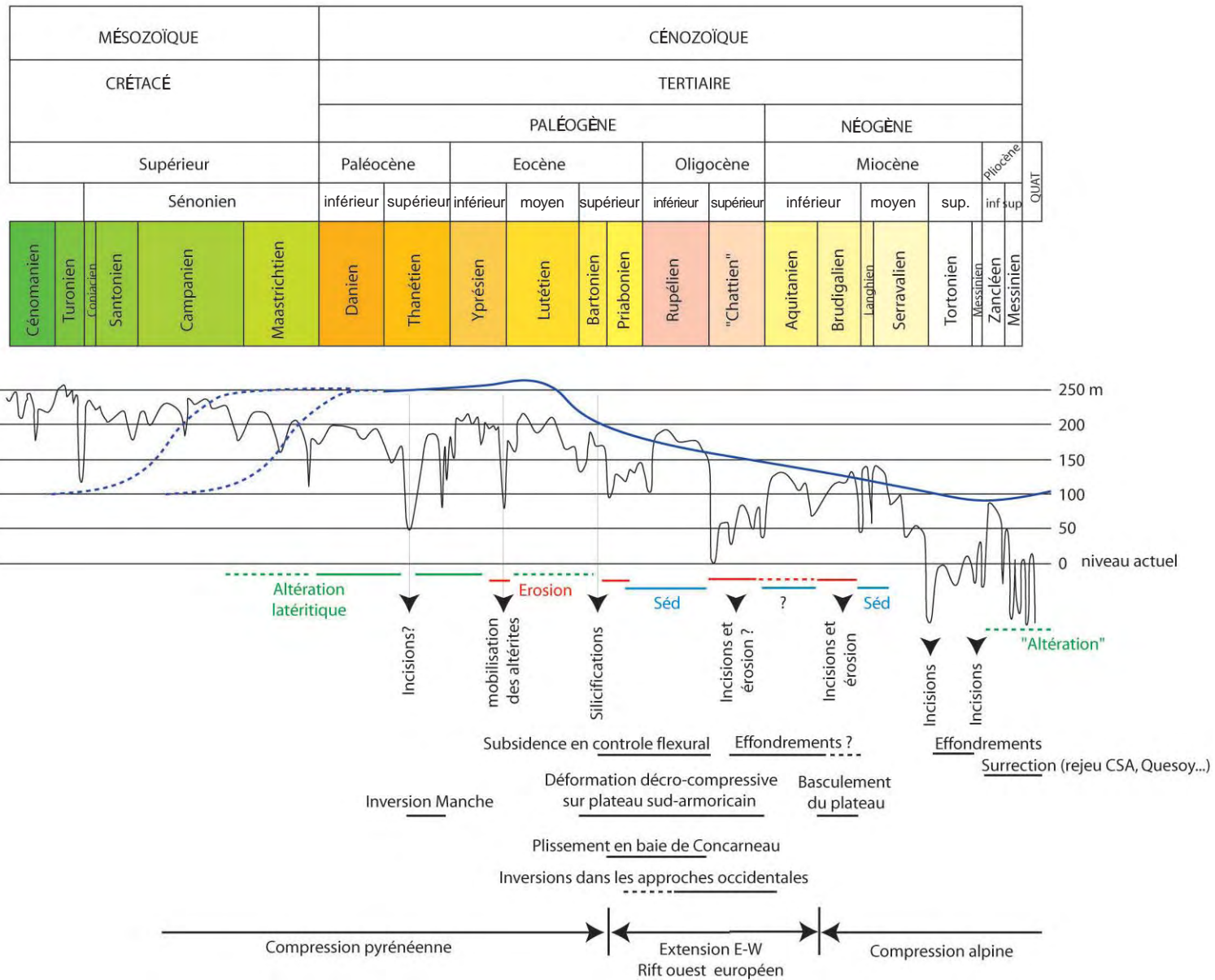
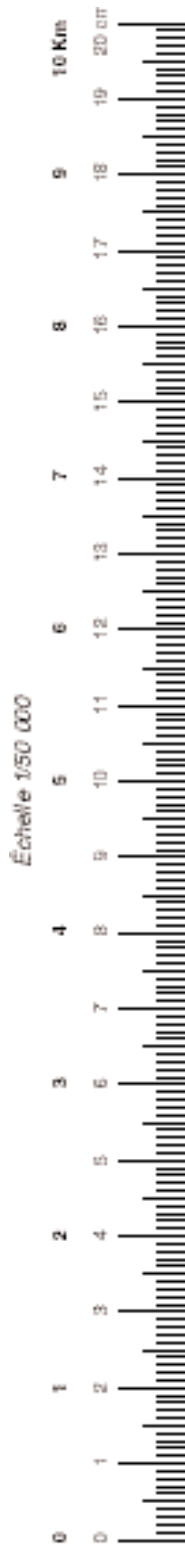
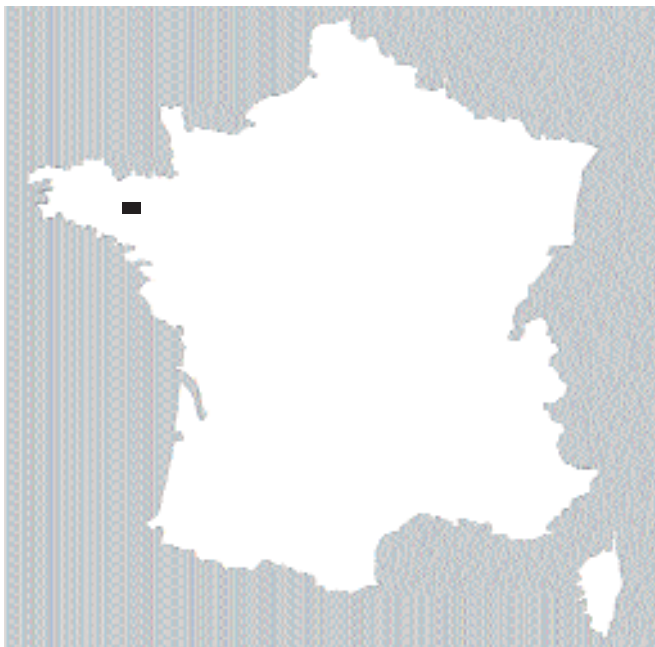


Fig.15 - Évolution de l'altitude du Massif armoricain depuis le Crétacé. Corrélations, à l'échelle régionale, avec son histoire tectono-sédimentaire et à l'échelle européenne, avec l'histoire géodynamique de la plaque ouest-européenne (Thomas 1999, inédit)

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

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





SAINT-MÉEN-LE-GRAND

La carte géologique à 1/50 000
SAINT-MÉEN-LE-GRAND est recouverte
par les coupures suivantes de la Carte géologique
de la France à 1/80 000
à l'Ouest : PONTIVY (N° 74)
à l'Est : RENNES (N° 75)

Moncontour	Brosses	Couhauc
Loudéac	Saint-Méen-le-Grand	Montfort-sur-Meu
Josselin	Etreméni	Guer