

CARTE GÉOLOGIQUE DE LA FRANCE A 1/50 000

SILLÉ-LE- GUILLAUME

par

J. LE GALL, P. MAURIZOT

SILLÉ-LE-GUILLAUME

La carte géologique à 1/50 000
SILLÉ-LE-GUILLAUME est recouverte
par la coupure MAYENNE (N°77)
de la Carte géologique de
la France à 1/80 000

Mayenne	Villaines-la-Juhel	Fresnay-sur-Sarthe
Évron	SILLÉ-LE-GUILLAUME	Beaumont-sur-Sarthe
Meslay-du-Maine	Loué	Le Mans

MINISTÈRE DE L'ÉCONOMIE,
DES FINANCES ET DE L'INDUSTRIE
BRGM - SERVICE GÉOLOGIQUE NATIONAL
B. P. 6009 - 45060 ORLÉANS CEDEX 2 - FRANCE



**NOTICE EXPLICATIVE DE LA FEUILLE
SILLÉ-LE-GUILLAUME À 1/50 000**

par

J. LE GALL, P. MAURIZOT

*avec la collaboration de J.P.
LAUTRIDOU, R. GIORDANO, C. GAILLARD*

1998

***Editions du BRGM Service
géologique national***

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

pour la carte : LE GALL J., MAURIZOT P. (1998) - Carte géol. France (1/50 000), feuille Sillé-le Guillaume (321). Orléans : BRGM. Notice explicative par J. Le Gall, P. Maurizot et coll. (1998), 123 p.

pour la notice : LE GALL J., MAURIZOT P., avec la collaboration de LAUTRIDOU J.R., GIORDANO R., GAILLARD C. (1998) - Notice explicative, Carte géol. France (1/50 000), feuille Sillé-le-Guillaume (321). Orléans : BRGM, 123 p. Carte géologique par J. Le Gall, P. Maurizot (1998).

© BRGM, 1998. Tous droits de traduction et de reproduction réservés. Aucun extrait de ce document ne peut être reproduit, sous quelque forme ou par quelque procédé que ce soit (machine électronique, mécanique, à photocopier, à enregistrer ou tout autre) sans l'autorisation préalable de l'éditeur.

ISBN : 2-7159-1321-4

SOMMAIRE

	<i>Pages</i>
RÉSUMÉ	5
INTRODUCTION	5
<i>SITUATION GÉOGRAPHIQUE</i>	5
<i>CADRE GÉOLOGIQUE RÉGIONAL - PRÉSENTATION DE LA CARTE</i>	9
<i>TRAVAUX ANTÉRIEURS - CONDITIONS D'ÉTABLISSEMENT DE LA CARTE</i>	10
DESCRIPTION DES TERRAINS	12
<i>PROTÉROZOÏQUE SUPÉRIEUR</i>	12
<i>ROCHES PLUTONIQUES CADOMIENNES</i>	17
<i>ROCHES MÉTAMORPHIQUES</i>	18
<i>PALÉOZOÏQUE</i>	21
<i>COMPLEXES VOLCANIQUES INTERSTRATIFIÉS DANS LES SÉDIMENTS CAMBRIENS</i>	39
<i>ROCHES FILONIENNES</i>	55
<i>MÉSOZOÏQUE</i>	58
<i>CÉNOZOÏQUE</i>	66
CONDITIONS DE FORMATION DES ENTITÉS	
<i>GÉOLOGIQUES</i>	69
ÉVOLUTION TECTONO-MÉTAMORPHIQUE	81
SYNTHÈSE GÉODYNAMIQUE RÉGIONALE	93
GÉOLOGIE DE L'ENVIRONNEMENT	97
<i>RESSOURCES EN EAU</i>	97
<i>SUBSTANCES UTILES, CARRIÈRES</i>	104
<i>GÎTES ET INDICES MINÉRAUX</i>	105
DOCUMENTATION COMPLÉMENTAIRE	108
<i>PRÉHISTOIRE ET ARCHÉOLOGIE</i>	108
<i>SITES CLASSIQUES ET ITINÉRAIRES</i>	110

<i>SONDAGES ENREGISTRES A LA BANQUE DE DONNÉES DU SOUS-SOL</i>	110
<i>BIBLIOGRAPHIE</i>	110
<i>AUTEURS</i>	120
<i>ANNEXES</i>	121
Corrélations des formations paléozoïques de la feuille Sillé-le-Guillaume avec celles des feuilles voisines (tabl. 1)	122
Analyses chimiques (tabl. 2)	123

RÉSUMÉ

La carte Sillé-le-Guillaume à 1/50 000 se situe dans la province du Maine à la frontière entre deux grandes unités géologiques, facilement reconnaissables à leurs paysages contrastés : le Massif armoricain à l'Ouest, pays au relief accidenté, couvert de bocages et de grandes forêts ; le bassin de Paris à l'Est où s'étendent les vastes surfaces plates de la Champagne de Conlie.

L'histoire géologique de la région se déroule sur une durée de près de 600 millions d'années. Les témoins les plus anciens (Briovérien) sont représentés par des alternances, sur plusieurs milliers de mètres d'épaisseur, de grès et de schistes ardoisiers qui recèlent un important amas minéralisé, exploité pour l'or et l'argent à Rouez. Ces terrains précambriens ont été plissés et injectés de venues granitiques (granodiorite d'Izé) lors de l'érection d'une chaîne de montagne (chaîne cadomienne) vers 540 Ma. Sur cette vieille chaîne érodée se sont déposées, en milieu continental puis marin, plusieurs milliers de mètres de séries sédimentaires gréseuses, schisteuses ou carbonatées, s'étendant du Cambrien au Dévonien inférieur. Intercalées dans les formations cambriennes, des roches volcaniques et volcano-sédimentaires, exploitées dans les grandes carrières de Voutré, témoignent des derniers soubresauts de l'orogénèse cadomienne. Toutes les séries paléozoïques seront à leur tour déformées lors de la formation d'une nouvelle chaîne de montagne (chaîne varisque ou hercynienne) vers 340-300 Ma, responsable de la création de grandes structures plissées (synclinaux des Coëvrons et de la Charmie).

Après une longue période d'évolution continentale marquée par un aplanissement de la chaîne, la mer envahit, au Jurassique inférieur, la région et y abandonne des sédiments surtout carbonatés (Champagne de Conlie). Vers la fin du Jurassique, la mer se retire à nouveau et la région demeure émergée jusqu'au Crétacé supérieur où la transgression cénomaniennne apporte une sédimentation détritique sableuse (butte des Bercons).

L'histoire géologique régionale se termine en contexte continental dans lequel s'enregistrent quelques événements marquants tout d'abord à l'Éocène avec l'installation de petits bassins où s'accumulent des sables fluviatiles, puis au Quaternaire où le climat périglaciaire favorise la gélifraction des roches et le déclenchement de vastes coulées de solifluxion.

INTRODUCTION

SITUATION GÉOGRAPHIQUE

Le territoire couvert par la feuille est situé dans la province du Maine, à la frontière entre le Massif armoricain et le Bassin parisien. Le département

de la Mayenne à l'Ouest correspond à une partie du Bas-Maine, celui de la Sarthe à l'Est à une partie du Haut-Maine ; ces appellations n'impliquent aucune référence à l'altitude puisque le Bas-Maine possède ici des reliefs élevés, au contraire du Haut-Maine.

Sur cette feuille, qui englobe une large partie du parc naturel régional Normandie-Maine, les principales communes, par ordre d'importance, sont les suivantes : Sillé-le-Guillaume, Conlie, Voutré, Tennie, Rouez, Torcé-Viviers-en-Charnie, Saint-Rémy-de-Sillé, Saint-Pierre-sur-Orthe et Rouessé-Vassé.

Relief

Les reliefs les plus élevés sont localisés au Nord-Ouest, sur le socle armoricain (point culminant : mont Rochard, 357 m), et s'abaissent plus ou moins régulièrement vers le Sud-Est en direction de la plaine jurassique de Conlie où se situe le point le plus bas de la carte (80 m dans la vallée de la Vègre). La morphologie apparaît étroitement tributaire des grandes unités géologiques du socle : les hauteurs dépassant 300 m, sont implantées sur la granodiorite d'Izé et sa ceinture métamorphique (mont Rochard, bois du Gros-Roc, bois d'Izé, bois de Crun), tandis que plusieurs lignes de crête boisées, d'orientation N70°E à E-W, soulignent les principales formations résistantes des unités paléozoïques de Charnie et surtout des Coëvrans (ce dernier nom dérive d'un vieux vocable celtique signifiant collines boisées ; de coët, variante de coat : bois ; et vrons : mamelles ; Delaunay, 1955) :

- crête des conglomérats et arkoses au flanc nord du synclinal des Coëvrans (bois du Clairé) ;
- barres rocheuses de la Formation des Grès de Sainte-Suzanne dans les Coëvrans (forêt de Sillé) et en Charnie (forêt de la Grande-Charnie) ;
- crête de la Formation du Grès armoricain à l'Est des Coëvrans (bois de Pezé) et à l'Est de la Charnie (des buttes de Saint-Calais aux Bourleries) ;
- crête armée de grès d'âge dévonien à l'Ouest de Saint-Symphorien (la Vache-Noire).

Ces crêtes délimitent des zones déprimées, allongées parallèlement aux structures, et dans lesquelles se logent les formations schisteuses du Paléozoïque, telle notamment la Formation des Schistes et calcaires cambrienne (cours supérieur de l'Erve dans les Coëvrans ; dépression s'étendant en Charnie de la vallée de l'Erve à Neuville-en-Charnie).

Entre le synclinal des Coëvrans et la Charnie, une vaste zone au relief vallonné marque l'extension des formations sédimentaires du Briovérien (anticlinal de Parennes). Enfin, dans l'angle sud-est de la carte, débutent les étendues plates de la Champagne de Conlie, vaste plateau calcaire subhorizontal aux altitudes comprises entre 100 et 120 m, et qui annonce les auréoles

jurassiques et crétacées du bassin de Paris largement développées plus à l'Est (feuille Beaumont-sur-Sarthe : Lebert *et al.*, 1988).

Hydrographie

Seuls trois cours d'eau principaux, tous affluents de la rive droite de la Sarthe, drainent le territoire couvert par la carte, et sur lequel d'ailleurs ils prennent leur source : l'Erve et la Vègre qui s'écoulent vers le Sud, et l'Orthe qui, après un long cheminement E-W, oblique brusquement vers le Nord. Sur le socle armoricain, ainsi que dans une moindre mesure sur la couverture du Bassin parisien, le réseau hydrographique apparaît largement influencé par le double contrôle lithologique et structural exercé par les formations géologiques.

Ainsi, le meilleur exemple de contrôle lithologique est offert par la large dépression de la Formation des Schistes et calcaires (Cambrien), d'orientation N70°E, qui accueille, au flanc nord du synclinal des Coëvrons, le cours supérieur de l'Erve de même qu'un tronçon du cours méandrique de l'Orthe. Ouverte également dans la Formation des Schistes et calcaires, la large vallée située au Nord de Sainte-Suzanne et qui se prolonge vers l'Est jusqu'à Neuville-en-Charnie, serait le témoin d'un ancien réseau hydrographique, d'âge éocène, mettant en communication le couloir de Céaucé en Mayenne avec le bassin de Paris (Oehlert, 1912). Enfin, au Nord de Sillé-le-Guillaume, dans la forêt domaniale du même nom, une vaste cuvette à fond imperméable, installée sur les volcanites de la Formation des Pyroclastites de Voutré, collecte les eaux qui alimentent quatre étangs : le Grand-Étang aménagé en base de loisirs (Sillé-Plage), l'étang du Moulin des Defays, l'étang Neuf et l'étang des Molières.

L'influence du contrôle structural se perçoit dans le parcours rectiligne, parfois décalé en baïonnette, de très nombreux cours d'eau, guidés par plusieurs réseaux de fracture (NO à N30°E ; N45° E ; N150-160°E). Même s'il est difficile de matérialiser en cartographie la trace des accidents, le trajet de l'Erve entre Assé-le-Bérenger et Sainte-Suzanne apparaît, à une certaine échelle, largement conditionné par un couloir de fracturation de direction N10-30°E. Cette famille d'accidents oriente également le cours de plusieurs ruisseaux qui incisent les terrains briovériens de l'anticlinal de Parennes. C'est encore grâce à ce réseau de fractures subméridiennes, transverse sur les structures varisques, que des cours d'eau, tel l'Orthe et ses affluents, franchissent l'obstacle constitué par la barre rocheuse (Formation des Conglomérats et arkoses) du flanc nord des Coëvrons. Au flanc sud de ce même synclinal, un second réseau de fractures disposées N150-160°E oriente également la circulation de plusieurs cours d'eau, comme par exemple ceux occupant les petites cluses de Rouessé-Vassé ou de Pezé-le-Robert.

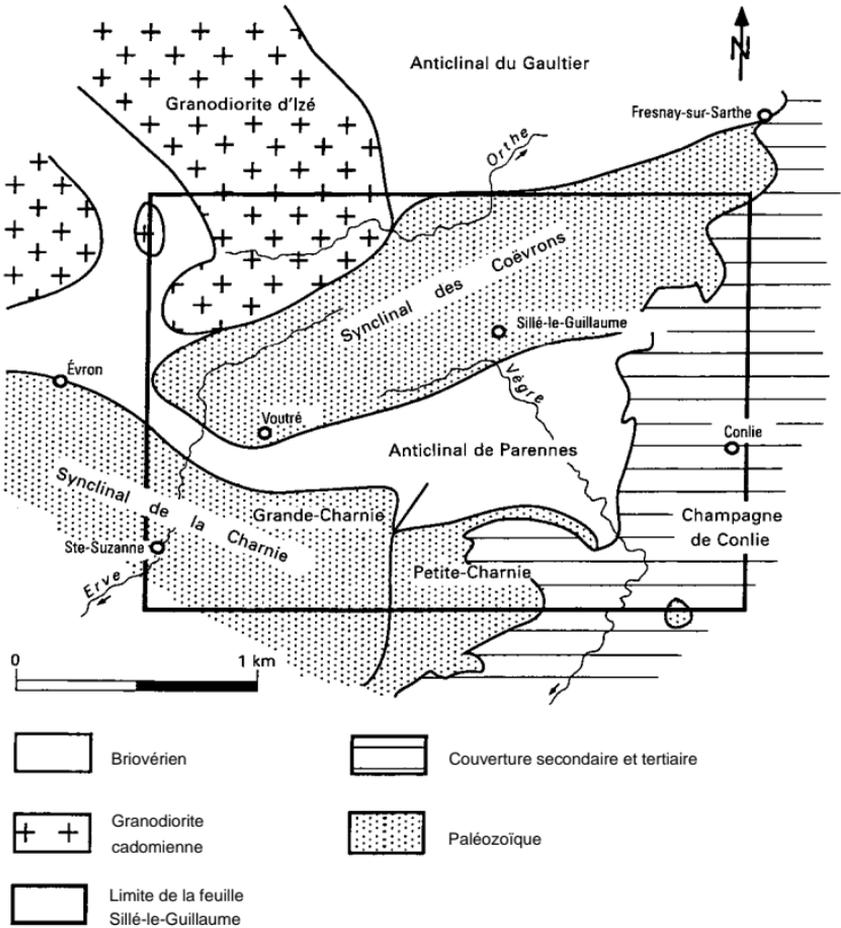


Fig. 1 - Grandes unités géologiques

Dans la plaine de Conlie, indépendamment de la large vallée où, entre Rouez et Bernay, serpente la Vègre, d'autres vallées étroites et rectilignes, d'origine assurément tectonique, recueillent les eaux de petits ruisseaux, entre autres ceux coulant dans la dépression N45°E au Sud-Ouest de Conlie (ruisseaux de la Serruère et de la Gironde).

CADRE GÉOLOGIQUE RÉGIONAL - PRÉSENTATION DE LA CARTE

La carte géologique Sillé-le-Guillaume à 1/50 000 se compose, pour l'essentiel, de terrains précambriens et paléozoïques appartenant à l'extrémité orientale du Massif armoricain, terrains recouverts au Sud-Est par les formations mésozoïques et cénozoïques du bassin de Paris (fig. 1).

Les terrains précambriens sont représentés par une très puissante série gréso-pélitique à passées conglomératiques, appartenant au groupe supérieur du Briovérien (Protérozoïque supérieur), dans laquelle s'intercale un amas minéralisé au voisinage de Rouez. Ces formations sédimentaires, couvrant tout le secteur compris entre les synclinaux des Coëvrons et de la Charnie (aire anticlinale de Parennes), seront déformées au cours de l'orogénèse cadomienne et injectées de granodiorites (batholite d'Izé) vers 540 Ma.

Les terrains paléozoïques discordants sur le socle cadomien sont engagés dans deux grandes structures varisques : le synclinal des Coëvrons au Nord et le synclinal de la Charnie au Sud, ce dernier constituant le domaine septentrional du bassin de Laval. La couverture paléozoïque puissante de près de 5 000 m s'échelonne du Cambrien basal jusqu'au Dévonien inférieur, limite actuelle de l'érosion post-varisque.

Dans le secteur sud-est du territoire de la carte, la surface post-varisque est recouverte par les dépôts transgressifs, argilo-carbonatés, du Jurassique de la Champagne de Conlie ; ces derniers portent quelques témoins de l'extension de la mer cénomaniennne (cf. butte des Bercons). La puissance cumulée des formations mésozoïques de la feuille atteint 40 m.

Les principaux pôles d'intérêt de cette carte résident dans les thèmes suivants :

- variété et organisation des lithofaciès du Briovérien supérieur et leur intégration dans le contexte paléogéographique de la marge méridionale du bassin mancennien ;
- discordance de la couverture paléozoïque sur le socle cadomien tant sédimentaire (flancs nord-est et sud des Coëvrons) que granitique (flanc nord-ouest des Coëvrons) ;

- intense activité volcanique cambrienne s'exerçant au cours de plusieurs crises et dont la nature et la répartition des produits permettent de reconstituer les dynamismes éruptifs et de les insérer dans le cadre plus large du volcanisme du graben du Maine ;
- discordance et recouvrement partiel de la couverture mésozoïque sur ce socle au cours du Jurassique inférieur et moyen et du Cénomaniens.

Enfin, la situation du territoire de cette feuille, à la charnière entre les domaines nord-armoricain (Bocage normand) et centre-armoricain (bassin de Laval) en fait une pièce importante de la cartographie du Massif armoricain, ce qui, par ailleurs, n'est pas sans poser des problèmes de corrélation entre les diverses formations paléozoïques régionales (cf. tabl. 1 en annexe).

TRAVAUX ANTÉRIEURS - CONDITIONS D'ÉTABLISSEMENT DE LA CARTE

Travaux antérieurs

Les premiers documents cartographiques intéressant le territoire couvert par la carte Sillé-le-Guillaume reviennent à E. Blavier pour le département de la Mayenne (1837) et à J. Triger pour celui de la Sarthe (15 feuilles à 1/40 000 publiées en 1874). Après la monographie exhaustive consacrée par A. Guillier (1886) à la géologie du département de la Sarthe, la première synthèse cartographique moderne (carte à 1/80 000 Mayenne) est l'œuvre de D.P. Oehlert et de A. Bigot (1899). Ce document, qui englobe l'intégralité du territoire de la carte à 1/50 000 Sillé-le-Guillaume, fera l'objet d'une seconde édition (1965) n'apportant que des retouches mineures au remarquable travail initial, retouches qui ne concernent pas, d'ailleurs, directement la feuille Sillé-le-Guillaume.

Parmi les travaux anciens, il faut mentionner l'œuvre fondamentale de D.P. Oehlert qui, dès la fin du siècle dernier (1889, 1891, 1912), avait recensé les principales formations paléozoïques et mésozoïques de cette région du Maine. En outre, il avait clairement reconnu la discordance des terrains paléozoïques sur ceux du Précambrien, de même que l'interstratification des volcanites du Maine dans les sédiments cambriens. Tous les travaux ultérieurs ne remettent pas en cause, bien au contraire, la justesse des vues de D.P. Oehlert. Seuls M.J. Graindor et M.M. Roblot (1965), puis M.J. Graindor (1966), sur la base d'arguments non fondés, contesteront l'âge cambrien des volcanites du synclinal des Coëvrons. Pour eux, il s'agirait de roches précambriennes, insérées en écaïlle dans la série paléozoïque des Coëvrons. De même, le prétendu « lambeau de roches paléozoïques entre les Coëvrons et la Charnie » (Roblot *et al*, 1965) correspond, non à une klippe

de la Formation des Psammites de Sillé, mais à un ensemble d'argilites et grès briovériens rubéfiés au voisinage de l'amas sulfuré de Rouez.

À côté d'études d'ordre général (Delaunay, 1930, 1955 ; Klein, 1973), les plus importantes contributions à l'avancement des connaissances de la géologie régionale concernant des travaux plus spécifiques se rapportant :

- au Briovérien et à la chaîne cadomienne (Chantraine *et al*, 1983 ; Dissler *et al*, 1988 ; Dupret, 1988 ; Dupret *et al*, 1990 ; Garlan, 1985 ; Graindor, 1957; Rabu *et al.*, 1990);
- aux granites cadomiens (Autran *et al*, 1983 ; Brown et D'Lemos, 1991 ; Brown *et al*, 1990 ; Georget, 1986 ; Jonin, 1981 ; Vidal, 1980) ;
- à la minéralisation de Rouez (Elf-Aquitaine, 1981 ; Safa, 1980) ;
- aux formations paléozoïques (Babin *et al*, 1976 ; Doré, 1963, 1969, 1972 ; Lardeux, 1976 ; Le Gall, 1971 ; Noblet, 1984 ; Robardet, 1971) ;
- au volcanisme cambrien (Berthois, 1939; Boyer, 1967, 1968, 1969, 1972, 1974 ; Boyer et Brousse, 1967 ; Doré *et al*, 1972 ; Le Gall, 1976, 1978, 1981, 1993 ; Le Gall et Cabanis, 1985 ; Le Gall *et al*, 1975) ;
- à la chaîne varisque (Dupret et Le Gall, 1978, 1984 ; Gresselin, 1990) ;
- à la couverture mésozoïque et cénozoïque (Riout, 1967).

Enfin, à ces nombreux travaux, s'ajoutent les données recueillies sur les cartes à 1/50 000 joutant celle de Sillé-le-Guillaume : Évron (Mary et Giordano, 1987, 1989), Villaines-la-Juhel (Doré *et al*, 1986a,b), Fresnay-sur-Sarthe (Juignet *et al*, 1983, 1984), Beaumont-sur-Sarthe (Juignet *et al*, 1989 ; Lebert *et al*, 1988), Loué (Clément et Brunel, 1986 ; Clément *et al*, 1987). Remarquons qu'au niveau du raccord de la carte Sillé-le-Guillaume avec ces cartes, réalisées à partir de levés plus ou moins anciens, quelques distorsions peuvent apparaître qui résultent soit de la réinterprétation de certaines formations, ou soit d'une subdivision d'autres formations en plusieurs unités (cf. raccords avec la carte Loué).

Conditions d'établissement de la carte

La réalisation de la présente carte s'est surtout heurtée aux difficultés liées à la pénurie d'affleurement, en raison de la surface des zones bocagères et du couvert forestier (forêt de la Grande et de la Petite-Charnie, forêt domaniale de Sillé), de l'importance des zones de solifluxion (head) jalonnant les crêtes de grès (Coëvrons, Charnie), enfin des placages limoneux concentrés essentiellement sur la pénélaine briovérienne (anticlinal de Parnennes).

Compte tenu de ces contraintes, la cartographie de détail s'est largement appuyée sur l'analyse des « pierres volantes », en surface des labours profonds. Un tel travail a été conduit sur les terrains précambriens de l'anticli-

nal de Parennes par T. Garlan (1983) dans le cadre d'un stage de 5 mois effectué pour le compte de la société Elf-Aquitaine. Ce travail de « ratissage » systématique a permis de réaliser une cartographie détaillée des faciès du Briovérien, de suivre leur extension et d'en apprécier la structuration grâce à quelques coupes naturelles (vallées de l'Erve et de la Vègre).

À ces travaux de surface, s'ajoute la mine d'informations tirées de l'analyse de milliers de mètres de sondages carottés réalisés par Elf-Aquitaine sur le site de Rouez (cf. chapitre « Gîtes et indices minéraux »).

Apports scientifiques et techniques des nouveaux levés

Les principaux apports venant en complément du remarquable travail cartographique initial réalisé par D.P. Oehlert et A. Bigot (1899) concernent :

- l'analyse détaillée des terrains briovériens de l'anticlinal de Parennes, avec individualisation et cartographie de six lithofaciès au sein desquels se loge l'amas minéralisé de Rouez, découvert en 1976 par Elf-Aquitaine ;
- l'étude approfondie des formations volcaniques interstratifiées dans les sédiments cambriens, avec recensement des faciès et analyse de leur mode de gisement, démarche qui débouche sur une reconstitution des dynamismes éruptifs à l'échelle de la province volcanique du Maine ;
- la cartographie des éléments structuraux (axes de pli, schistosités, fractures) du socle armoricain avec caractérisation des déformations cadomienne et varisque et essai de reconstitution cinématique ;
- la cartographie du Jurassique et du Cénomaniens.

DESCRIPTION DES TERRAINS

PROTÉROZOÏQUE SUPÉRIEUR

Briovérien supérieur : flysch terrigène

Les terrains sédimentaires protérozoïques de cette région du Maine appartiennent en totalité au Briovérien supérieur post-phtanitique, dépourvu des niveaux interstratifiés de phtanites qui caractérisent le Briovérien inférieur. Sur le territoire de la feuille, ces terrains couvrent essentiellement le domaine compris entre le synclinal des Coëvrons et la Charmie, et qui correspond à l'anticlinal hercynien de Parennes. Dans ce domaine, les meilleurs affleurements jalonnent les vallées de l'Erve et de la Vègre et de son affluent le Végron. Aux données recueillies sur ces affleurements, il convient d'ajouter la moisson de renseignements découlant de l'examen des sondages carottés (plusieurs milliers de mètres), réalisés par Elf-Aquitaine sur le site de Rouez (cf. chapitre « Gîtes et indices minéraux »).

Le Briovérien supérieur de l'aire anticlinale de Parennes est représenté par un flysch terrigène ; l'étude détaillée entreprise par T. Garlan (1983, 1985) a permis d'y reconnaître cinq faciès principaux, inégalement représentés, eux-mêmes subdivisés en plusieurs sous-faciès :

- les faciès fins (b2S). De loin les plus répandus, ces faciès se composent de quelques rares niveaux d'argilites, mais surtout de siltites ardoisières massives et de siltites straticulées fines ou grossières ;
- les grauwackes (b2Gk). Ces grès verdâtres riches en matrice et fragments lithiques regroupent des termes de granulométrie variée (grès grossiers, moyens et fins) pouvant constituer d'épaisses barres repères ;
- les schistes à galets (b2S). Encore désignés sous le terme de diamictites, les niveaux de schistes à galets représentent l'une des caractéristiques majeures du Briovérien supérieur du Maine ;
- les conglomérats (b2Cg). Quelques horizons conglomératiques pauvres en matrice accompagnent les schistes à galets ;
- les alternances grauwackes-siltites (b2GS). Ce faciès stratifié en bancs décimétriques à métriques n'est guère développé que dans le secteur nord-est de l'anticlinal de Parennes.

À ces cinq faciès principaux, il convient d'ajouter un sixième faciès, plus ponctuel, représenté par les petits niveaux silicifiés de type chert (b2Ch).

b2S. Siltites et argilites. Sur le territoire de la carte, les faciès fins (siltites et argilites) dominent très largement (75 % de l'ensemble des faciès), en particulier les siltites straticulées composées de lits millimétriques sombres à dominante argileuse et de lits clairs plus riches en quartz.

L'analyse diffractométrique des siltites révèle une composition moyenne de 60 % de phyllites potassiques (phengite, muscovite) et 40 % de chlorite ferromagnésienne. Dans les conditions expérimentales utilisées (diffractomètre Philips à anticathode de cuivre et filtre de nickel, fonctionnant sous 40 kV et 30 mA ; vitesses respectives du goniomètre et de l'enregistreur : $1^{\circ}20'/mn$ et $10\text{ mm}/mn$), l'indice de cristallinité des illites varie entre 3 et 3,8 mm ce qui situe le degré de métamorphisme dans l'anchizone.

Les argilites et siltites fines homogènes sont affectées par une schistosité ardoisière de type flux qui confère à ces roches une bonne fissilité. Elles furent de ce fait abondamment utilisées au siècle dernier pour la confection d'ardoises, en particulier aux Perrières à Parennes. Ces niveaux ardoisiers, d'une puissance maximum de 100 m et qui admettent des intercalations de siltites straticulées, ont été également exploités au Sud-Ouest de Courmenant et surtout au Nord de Rouez.

Les siltites straticulées, fines ou grossières, débitées par une schistosité de type fracture à flux naissant, sont très largement répandues dans l'anticlinal de Parennes où elles peuvent constituer des ensembles dépassant 60 m d'épaisseur. Leur litage généralement plan se dispose localement en feuillets obliques par rapport à la stratification. Les affleurements remarquables sont nombreux : cluse de la Vègre au Nord de la Maison-Neuve (la Goustière) et au moulin à Tan ; cluse de l'Erve (moulin à Tan, la Mercerie) ; chemin menant à Clos-Gautier au Sud de Voutré.

b2Gk. **Grauwackes.** Hormis les bases de banc grossières des alternances grésopélimitiques, les grauwackes constituent également d'épaisses barres métriques à plurimétriques individualisées au sein des faciès pélimitiques.

Ces grès gris verdâtre se caractérisent par leur immaturité de texture, exprimée par une matrice fine (< 30 µm) quartzo-phylliteuse, qui occupe de 20 à 55 % du volume de la roche. Les éléments figurés, anguleux et très mal classés, se répartissent entre le quartz (35 à 68 %), les feldspaths (orthose et albite, 1 à 6 %), les micas (biotite plus ou moins chloritisée et muscovite, 0 à 10 %), les fragments de roches (phtanite, volcanites acides, quartz filonien, 2 à 6 %) et les minéraux accessoires (pyrite surtout concentrée aux abords du gisement de Rouez ; rutile, zircon, apatite et tourmaline). La composition moyenne des grauwackes du Maine, réalisée à partir de 30 analyses modales (Garlan, 1985), s'établit ainsi : matrice fine (45 %), quartz (42 %), feldspaths (4 %), micas (3,1 %), fragments lithiques (3,9 %), minéraux accessoires (2 %). Cette composition traduit un relatif degré d'évolution par opposition aux grauwackes du bassin nord-mancellien, proportionnellement plus riches en feldspaths et en fragments lithiques.

Les barres de grauwackes granoclassées, les plus répandues, ont un grain moyen variant de 0,25 à 0,5 mm. Elles s'observent principalement à l'Est de Rouez (le Rocher), dans la cluse de la Vègre (Nord de Courmenant), au Nord de Parennes, enfin dans la cluse de l'Erve (station de pompage). Dans ces deux derniers lieux, les barres gréseuses sont intimement associées à des horizons de schistes à galets. Les forages réalisés sur le site de l'amas sulfuré de Rouez ont également recoupé de puissantes barres grauwackeuses homogènes, épaisses de 5 à 30 m (cf. fig. 16, p. 106).

b2S. **Schistes à galets.** Au sein de la sédimentation pélimitique, s'intercalent de nombreux horizons lenticulaires métriques à pluridécamétriques de schistes à galets dont l'extension latérale, toujours difficile à estimer, peut dépasser 5 km au maximum.

Ces diamictites polygéniques et très hétérométriques, dépourvues de stratification nette, renferment des galets de quartz (environ 50 %), de phtanites (35 à 40 %), de grès briovériens fins à moyens et de volcanites acides (10 à

15 %). Les galets, dont le degré d'éroussé augmente généralement avec leur taille, sont disséminés dans une matrice fine silteuse (diamètre moyen 20 μ m), qui, en règle générale, est très abondante, sauf dans de rares cas de diamictites pauvres en matrice où la concentration en galets peut atteindre 50 % (station de pompage de la cluse de l'Erve au Nord de la Crouzille). La taille des éléments remaniés varie de 1 mm à 50 cm, la moyenne se situant vers 2 à 5 cm. Les études sédimentologiques récentes (Doré *et al*, 1985 ; Garlan, 1985 ; Safa, 1980) réfutent l'origine glaciaire attribuée auparavant (tillite ou tilloïde du Maine) et plaident plutôt en faveur d'une mise en place par des courants de débris liés à un contexte turbiditique (cf. « Conditions de formation des entités géologiques »).

Outre les horizons recoupés en sondage sur le site de Rouez et dont l'un, très puissant, atteint 50 à 100 m (cf. fig. 16), les schistes à galets s'observent en affleurement en de nombreux points favorables qui, d'Est en Ouest, sont les suivants : Sud de Rouez en rive gauche du Merdereau ; cluse de la Vègre (moulin à Tan, Vègreville, la Vallerie, la Maison-Neuve, le moulin des Jumeaux) ; Parennes (au voisinage des ardoisières des Perrières en association avec des niveaux conglomératiques) ; entre la Grande-Bouvinière et Longue-Fougère ; cluse de l'Erve (la Crouzille, station de pompage, étang de Grouteau) ; enfin la Rochette au Sud de la route Évron-Assé-le-Béranger.

b2Cg. **Conglomérats.** Quelques horizons lenticulaires de conglomérats, pauvres en matrice gréseuse, accompagnent les schistes à galets. Ces conglomérats, épais au maximum de 10 à 13 m, semblent surtout confinés au Sud de l'anticlinal de Parennes (meilleurs exemples : les Bataillères au Sud-Ouest de Rouez et Parenneau au Nord de Parennes). En progressant vers le Nord, leur nombre diminue, de même que leur puissance (exemple de l'horizon décimétrique du château de Courmenant).

Les analyses réalisées sur le conglomérat des Bataillères (Garlan, 1985) révèlent que la longueur des galets varie de 2 à 26 cm, avec une moyenne comprise entre 3 et 4 cm. La nature des galets est fonction de leur taille : de la classe 21 à 30 mm à celle 60 à 84 mm, les pourcentages de quartz, micro-quartzite et phtanite passent respectivement de 72 à 25, de 14 à 29 et de 12 à 38 %. Quelques galets de grauwacke à phtanite remanié, de cornéenne, de volcanites (rhyolite surtout) et de plutonites (leucogranite et granophyre) complètent l'inventaire lithologique. Le fort degré d'éroussé et d'aplatissement des galets traduit un stade de façonnement important du matériel conglomératique. Dans le gisement du château de Courmenant, le sens d'imbrication des galets suggère une source d'apport méridionale.

Bien que non figurés sur le territoire de cette carte en raison d'une épaisseur et extension trop réduites, des niveaux lenticulaires de microconglomérat sont intercalés dans le flysch de l'anticlinal de Parennes. De répartition géogra-

phique plus vaste que les conglomérats, ces horizons se composent en moyenne de 29 % de matrice fine, 30 % de quartz, 2,5 % de feldspaths, 4,5 % de micas, 30 % de lithoclastes (essentiellement phtanite et microquartzite), 2 % d'intraclastes (fragments de roches pénécontemporaines représentées par des grauwackes à phtanite remanié) et 2 % de minéraux accessoires. L'abondance de fragments lithiques reflète une immaturité de composition qui contraste avec le relatif degré d'évolution des grauwackes. Parmi les lieux d'observation des microconglomérats citons : la Ménardière (Sud-Ouest d'Assé-le-Béranger), le Bourgneuf (Sud-Est de Voutré), l'Epinay (Nord-Ouest de Parnennes), la Vannoberie (Est de Parnennes), enfin Riparfond (Sud-Ouest de Courmenant).

b2GS. Alternances grauwackes-siltites. Véritablement développées que dans le secteur nord-est de l'anticlinal de Parnennes (cours supérieur du Merdereau, la Martinière-du-Haut ; secteur des Couaslonnières au Sud-Ouest de Sillé-le-Guillaume ; moulins de la Fosse et de Saint-Gand au Sud-Est de Saint-Rémy-de-Sillé), les alternances en bancs décimétriques à métriques de grauwackes et de siltites représentent des répétitions de séquences « ab » de Bouma.

L'étude des figures sédimentaires est rendue difficile en raison de la pénurie de bases de banc exposées à l'observation. À l'exception de figures de charge et de courant localisées à la semelle d'un banc silto-gréseux entamé par l'ancienne tranchée de chemin de fer Sillé-Parnennes (Nord de la Binelière ; Safa, 1980), seul un échantillon recueilli en pierre volante à la Souniche (Sud-Est de Saint-Rémy-de-Sillé) a livré une base de banc grauwackeuse couverte de flute-casts en tire-bouchon (Garlan, 1983, 1985). Dans les forages de Rouez, quelques figures de charge, de ravinement et de glissement sont également signalées au sein d'alternances granoclassées grauwackes-siltites (Safa, 1980).

Les caractères lithologiques des grauwackes et siltites des ensembles alternants sont identiques à ceux des faciès homologues appartenant aux autres ensembles.

b2Ch. Cherts. Ces faciès silicifiés de teinte jaune-vert pâle, discrètement lités et parsemés de petites taches, ont été initialement découverts en sondage au toit de l'amas minéralisé de Rouez (Safa, 1980). Il s'agit de termes d'origine hydrothermale, interstratifiés en bancs métriques à plurimétriques dans les différents faciès du Briovérien. Ils se localisent surtout au voisinage du gisement de Rouez, au Nord-Ouest de Parnennes et à l'Ouest de la fermeture périclinale du synclinal des Coëvrons. Quel que soit le secteur, ils ont été reconnus uniquement en pierres volantes dans les labours (par exemple entre les Giraudières et la Chaumondière au Sud-Ouest de Rouessé-Vassé).

ROCHES PLUTONIQUES CADOMIENNES

γ^4 ; $\mu\gamma^4\rho$. **Granodiorite à cordiérite d'Izé ; granophyre.** Le batholite d'Izé, dont seule la bordure sud apparaît dans l'angle nord-ouest de la carte, appartient à la génération des granodiorites cadomiennes de la Mancellia. Dès 1891, D.P. Oehlert situe clairement la venue du granite d'Izé « entre les dépôts des schistes inférieurs (= Briovérien) et ceux des conglomérats pourprés, puisqu'on constate des traces de métamorphisme au contact des premiers, et que, d'autre part, les poudingues adossés au granite débent par des arkoses formées aux dépens de la désagrégation de cette roche. » Si le problème de l'âge relatif du plutonisme est réglé très tôt, celui de son âge radiométrique est plus discuté à travers les tentatives de datation effectuées sur la granodiorite de Vire, terme le plus représentatif du batholite mancennien. Les résultats les plus récents sont les suivants :

617 \pm 12 Ma (Rb/Sr, isochrone sur roche totale ; Jonin et Vidal, 1975) ; cette donnée, obtenue à partir de termes non cogénétiques, doit être rejetée ;

540 \pm 10 Ma (U/Pb sur monazite ; Pasteels et Doré, 1982) ;

551 \pm 28 Ma (Rb/Sr, isochrone sur roche totale ; Graviou *et al*, 1988).

Remarquons que ces deux dernières valeurs correspondent à celle actuellement admise (540 Ma) de la limite Précambrien/Cambrien (Odin, 1994).

Le paysage granitique de la partie sud du massif d'Izé est accidenté d'éminences boisées où pointe la granodiorite : exemple du mont Rochard, point culminant de la carte (357 m), au Sud duquel existe un bel affleurement (point coté 336 m). En dehors des affleurements naturels (crêtes boisées, vallée de l'Orthe), quelques anciennes carrières permettent de recueillir des faciès de granodiorite saine, de teinte gris-bleu : Ouest du mont Rochard, Haute-Cusse, le moulin Neuf, la Chaussée-d'Orthe.

Le type pétrographique constituant le corps du batholite d'Izé est une roche grenue, granodioritique à monzonitique, développant une nette tendance porphyroïde. En moyenne, les cristaux se répartissent en :

- quartz en cristaux subautomorphes (29 %) ;
- plagioclases en grands prismes automorphes, zonés (cœur d'andésine séricitisé, bordure limpide albitique) (26 %) ;
- orthose perthitique en grandes plages xénomorphes (20 %) ;
- biotite en lamelles automorphes, plus ou moins chloritisées, englobant des rutiles et des zircons cernés d'une auréole de radioactivité (9 %) ;
- muscovite en gerbes développées en partie aux dépens des feldspaths et de la cordiérite (7 %) ;
- cordiérite en cristaux globuleux ou prismatiques, toujours complètement pinitisés (6 %) ;
- minéraux accessoires : zircon, apatite trapue, opaques, tourmaline (3 %).

A cette liste, s'ajoutent les édifices micrographiques, associant le quartz et le feldspath potassique. L'abondance des micropegmatites dans des termes à grain fin, leucocrates, leur confère un cachet de **granophyre**. Ces termes dont l'extension locale justifie leur cartographie ($\mu\gamma^1\rho$: Nord-Est des Douillères), caractérisent les faciès de bordure du batholite d'Izé, au même titre que les nombreux petits filons et veines aplitiques (cf. « Roches filoniennes »).

Les enclaves, peu nombreuses, relèvent de trois types : enclaves de cornéennes à contours nets et de taille très variable, enclaves surmicacées à bordures floues et petites enclaves microgrenues à limites assez franches.

Le développement d'une foliation cataclastique s'observe principalement le long de la bordure sud du batholite (par exemple au Nord de la cluse de la Médière). Elle s'exprime au microscope par l'extinction onduleuse du quartz et leur rupture en sous-grains, la torsion des plagioclases, l'éclatement des orthoses, enfin le microplissement des biotites.

Les différents massifs granodioritiques constituant le batholite mancellien présentent une nette homogénéité géochimique qui se concrétise avant tout par leur caractère alumineux, exprimé minéralogiquement par la cristallisation de cordiérite (Jonin, 1981). La comparaison entre la composition chimique moyenne en éléments majeurs de la granodiorite de Vire et les trois analyses disponibles sur le secteur sud du massif d'Izé (Jonin, 1981) montre que si deux échantillons (anciennes carrières de Haute-Cusse et de la Chaussée-d'Orthe) se rapportent à ce type, le troisième (D 13, la Picottière), plus acide et potassique, se rapproche d'un granite monzonitique (tabl. 2 en annexe). Cependant, quel que soit le type envisagé, tous possèdent de fortes concentrations en corindon normatif ($> 3\%$), permettant de les ranger auprès des granites de type C (*sensu* Didier *et al*, 1982).

Le problème de la genèse de la granodiorite d'Izé ne peut s'aborder que dans le cadre plus vaste de celle de l'ensemble des granodiorites manceliennes. Si leur origine crustale est clairement établie (Autran *et al*, 1983 ; Georget, 1986 ; Graviou, 1984), les mécanismes initiateurs de l'anatexie demeurent controversés (Brown et D'Lemos, 1991 ; Chantaine *et al*, 1988 ; Dissler *et al*, 1988 ; Le Gall, 1993).

ROCHES MÉTAMORPHIQUES : BRIOVÉRIEN MÉTAMORPHISÉ AU CONTACT DE LA GRANODIORITE D'IZÉ

L'ensemble des faciès composant la succession briovérienne a subi les effets d'un métamorphisme thermique occasionné par l'intrusion de la granodiorite d'Izé. Ce métamorphisme se solde par le développement d'une

ceinture interne de cornéennes, large d'un kilomètre environ, et d'une ceinture externe de schistes tachetés dont l'extension est plus délicate à estimer en raison de la difficulté d'en établir la limite externe. Celle-ci a été arbitrairement fixée à l'apparition dans les lits pélitiques des premières taches visibles à la loupe.

b2Sc. Schistes tachetés à chlorite et cordiérite. L'entrée dans l'auréole de thermo-métamorphisme se marque par le développement, dans les faciès les plus pélitiques, de toutes petites taches constituées d'amas chloriteux, souvent accompagnées d'une génération de cristaux de pyrite (série briovérienne située au contact des conglomérats cambriens du flanc nord des Coévrons, le long de la D 16). En se rapprochant de la granodiorite, les taches augmentent de volume et se transforment en cordiérite, toujours entièrement pinitisée. Ces blastes, étirés et tronçonnés dans les plans de schistosité, présentent un net caractère antéschisteux. L'andalousite fait toujours défaut par suite d'une certaine carence en alumine des substrats pélitiques.

b2K ; b2SK. Cornéennes à cordiérite et biotite ; schistes à galets cornéifiés. Contrairement aux schistes tachetés, les cornéennes se caractérisent par une recristallisation très poussée à totale, qui leur confère une grande dureté. Elles constituent des reliefs bien marqués, incisés de vallées aux flancs abrupts (vallée du ruisseau de l'Angottière, au Nord-Est de Crun). Si la recristallisation efface en partie la schistosité, en revanche le litage et les structures sédimentaires demeurent parfaitement identifiables, à l'image des slumps mis en évidence dans des faciès de cornéennes finement litées (anciennes siltites straticulées) à l'Ouest de la Gripassière (D 517).

Le faciès de cornéennes tachetées (anciennes siltites massives), très répandu, se reconnaît par la cristallisation de nombreuses taches ovales plurimillimétriques (cordiérite pinitisée) contenues dans une matrice chargée de quartz et de biotite. Cette dernière, au fur et à mesure de l'approche de la granodiorite, passe d'une teinte brun verdâtre à une teinte brune à brun-rouge. La muscovite en grandes lamelles tardives se développe essentiellement aux dépens de la cordiérite. Les niveaux les plus gréseux (anciennes grauwackes) présentent une paragenèse à quartz, feldspaths, biotite et cordiérite amiboïde dont l'assemblage polygonal est caractéristique d'un recuit thermique.

Parmi l'ensemble des faciès briovériens engagé dans la ceinture de cornéennes, seuls les anciens niveaux de **schistes à galets** ont pu être reportés en cartographie (b2SK). Ils s'observent en trois stations : la Grouas (Nord-Ouest du bois de Crun) ; Ouest de Courcorbin ; enfin, le long de la D 35, à l'Ouest d'Izé, juste en limite de carte.

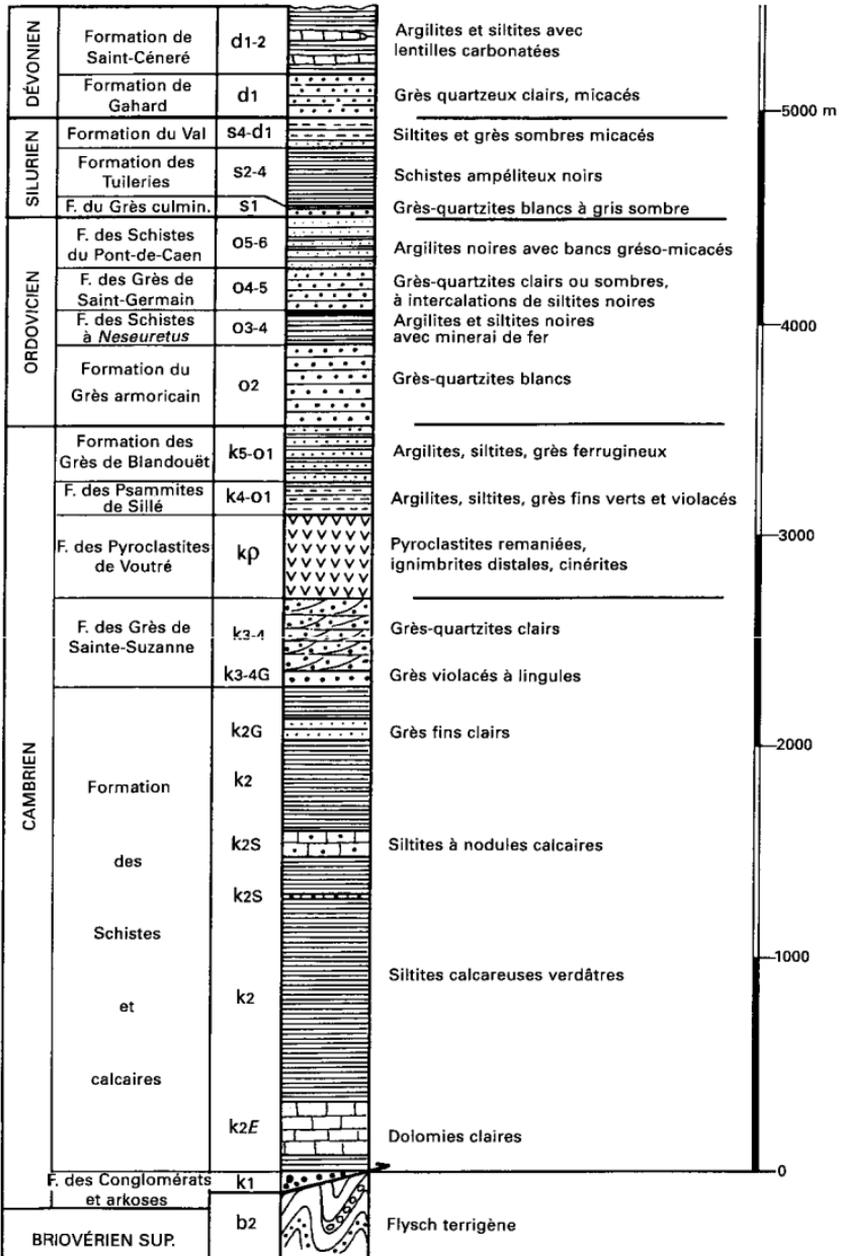


Fig. 2 - Colonne lithostratigraphique des formations paléozoïques

Le seul contact entre la granodiorite d'Izé et les cornéennes s'observe à la Gripassière, de part et d'autre d'un petit vallon disposé E-W. L'analyse du plan de contact, d'orientation subméridienne, révèle que la granodiorite recoupe clairement le rubanement des cornéennes. Localement, des filonets de granodiorite et d'aplite, s'injectent le long des plans de stratification en donnant naissance à des cornéennes « granitisées ».

PALÉOZOÏQUE

Les terrains paléozoïques de la feuille de Sillé-le-Guillaume, conservés dans deux structures synclinales majeures - Coëvrons et Charnie -, s'étendent du Cambrien probablement basai (Tommotien ?) jusqu'au Dévonien inférieur (Praguien). La puissance maximale cumulée des sédiments paléozoïques atteint près de 5 000 m dont les 3/5 sont représentés par les sédiments cambriens (*s.l.*) (fig. 2). En contraste avec les conditions de dépôt du flysch briovérien, la sédimentation paléozoïque s'effectue en domaine continental ou, plus généralement, dans des milieux de faible bathymétrie (dépôts lagunaires ou de plate-forme marine).

Cambrien

En l'absence de faune caractéristique, tous les sédiments et les volcanites situés entre la pénéplaine cadomienne et la surface infra-Aréniq moyen (Grès armoricain) sont rapportés à un système Cambrien *sensu lato*. Piégés dans une structure de type rift volcano-tectonique (graben du Maine), ces dépôts continentaux et épicontinentaux, dont l'âge s'échelonne du Cambrien inférieur le plus bas au Trémadoc-Aréniq inférieur, ont une puissance maximale variant de 1 300 m à 2 700 m dans les Coëvrons (du flanc nord-est au flanc sud) à plus de 3 000 m en Charnie.

k1. Formation des Conglomérats et arkoses (Cambrien inférieur) (80 à 125 m). Les conglomérats violacés (« poudingues pourprés » des auteurs anciens) reposent en discordance sur le socle cadomien (Briovérien sédimentaire et granodiorite d'Izé), bien que les rares contacts observables (*cf.* butte d'Oigny au flanc sud des Coëvrons) soient faillés (« discordance tectonisée »).

Sur la bordure nord-est des Coëvrons, les conglomérats, épais de 25 m et surmontés d'une puissante formation arkosique (> 100 m), se marquent dans la morphologie par une crête qui surplombe la pénéplaine briovérienne et la dépression cambrienne occupée par la Formation des Schistes et calcaires. Cette crête continue, uniquement décalée par quelques failles transverses subméridiennes (faille de Mont-Saint-Jean, feuille Villaines-la-Juhel à 1/50 000), disparaît entre la cluse de l'Orme et la Tansorière à la suite du

chevauchement de la granodiorite d'Izé sur le flanc nord-ouest des Coëvrons. Plus à l'Ouest, entre la Tansorière et la Médière, la formation basale cambrienne, reposant sur le batholite d'Izé, réapparaît. Elle est ici essentiellement constituée d'arkoses dont les faciès offrent certaines analogies avec ceux de la granodiorite arénisée (Oehlert, 1912). À l'Ouest du bois de Crun, la crête conglomératique, à nouveau en contact avec le socle briovérien, adopte une direction subméridienne avant de disparaître, tronquée par faille, au Sud de la route Évron-Assé-le-Béranger.

Au flanc sud des Coëvrons, dans son secteur oriental, la formation basale cambrienne, épaisse de 80 m dont 30 m de conglomérat, se dispose en une barre continue, fortement redressée voire déversée, et décalée par des failles transverses. En progressant vers l'Ouest du synclinal, surtout à partir du méridien de Rouessé-Vassé, les conglomérats et arkoses du flanc sud sont réduits en épaisseur et ne subsistent qu'en copeaux discontinus : Ivay, la Grouene (Sud-Est de Voutré) et les Rouzières (Sud-Ouest de Voutré).

De même, sur toute la bordure septentrionale de la Charnie, la Formation des Conglomérats et arkoses est particulièrement sujette à des ablations tectoniques et n'existe que sous forme de petits lambeaux isolés dont celui de la cluse de l'Erve à l'Ouest et surtout celui représenté par la barre conglomératique et arkosique, disloquée par des failles, entre l'Anguécherie et la Girardière (Nord-Ouest de Neuville-en-Charnie).

La nature des galets, analysée sur le conglomérat de la Coquinière (flanc nord des Coëvrons, feuille Villaines-la-Juhel à 1/50 000 : Doré *étal.* 1986a) s'établit comme suit (Giordano, 1974) : grauwackes briovériennes (89,7 %), quartz (6,2 %), rhyolites dévitrifiées vert clair (4,1 %). L'absence totale ou quasi totale des galets de phtanite et l'abondance des galets de grauwacke permettent assez facilement de faire la distinction entre conglomérats briovériens et cambriens. Néanmoins, la confusion entre ces formations d'âge différent a conduit C. Barrois et R. Pruvost (1931) à établir des corrélations pour le moins hasardeuses entre les assises du Maine et celles de Bretagne. Les caractères morphométriques des galets de grauwacke - fort indice d'éroulé (340) pour un indice d'aplatissement voisin de 2 - suggèrent l'intervention d'un stade de façonnement torrentiel.

La formation arkosique comprend, de la base au sommet, des arkoses grossières violacées à dragées de quartz, puis des arkoses vertes et rouges à litage oblique et structures chenalisées, enfin des arkoses et des grès feldspathiques clairs, à grain moyen et bien classé. Cet ensemble admet quelques intercalations d'argilites et de siltites lie-de-vin. Sauf à leur sommet où le lessivage est plus accusé, les arkoses présentent des grains de quartz mal calibrés et peu usés contenus dans un ciment argileux imprégné d'oxydes de fer. Les feldspaths totalement illitifiés voisinent avec de grandes

muscovites détritiques, des biotites décolorées, des fragments de roches et quelques minéraux lourds parmi lesquels des tourmalines bleu-vert.

k2. Formation des Schistes et calcaires (Cambrien inférieur) : siltites verdâtres avec dolomie claire et calcaire dolomitique sombre ; siltites à nodules calcaires et barres gréseuses (750 à 1 400 m). Dans les Coëvrons orientaux et centraux, la Formation des Schistes et calcaires occupe, tant au flanc nord que sud, une large dépression bordée par les reliefs des formations des Conglomérats et arkoses et des Grès de Sainte-Suzanne. Sur le méridien de Saint-Rémy-de-Sillé, l'ensemble de la formation atteint 1 400 m, tandis qu'au flanc nord, au droit de la cluse de Courtavel, la puissance s'élève à 750 m. Les carbonates se disposent soit en plusieurs faisceaux discontinus (trois au maximum, épais de 20 à 160 m, à Saint-Rémy-de-Sillé), soit en une masse presque unique dans le secteur de la Boissière (flanc nord des Coëvrons). Dans ce dernier secteur, l'apparente augmentation de puissance des carbonates est surtout occasionnée par leur dispositif structural (couches faiblement inclinées, voire horizontales ; ondulations multiples).

Encaissés dans des siltites calcareuses verdâtres, d'aspect satiné, tous ces carbonates sont constitués de calcarénites sombres, fétides, stratifiées en petits bancs qui portent localement des rides de courant (**Membre des Calcaires de Saint-Pierre-sur-Orthe** : k2P ; Doré, 1969). Dans les barres sommitales de ces calcaires, L. Dangeard (1934) décrit des faciès oolitiques (carrières du Tertre-Suhard et du Pavillon, au Sud-Est de Saint-Pierre-sur-Orthe) et signale des structures en « bouffées de pipe » d'origine algaire (Sud-Ouest du Pavillon, sur la route de Saint-Pierre-sur-Orthe).

Si aucune structure stromatolitique à texture laminée n'a pu être mise en évidence dans ces calcaires, F. Doré (1969), en revanche, y a découvert : (1) des restes de thalles calcifiés d'un « organisme similaire voire identique à *Rosnaiella dangeardi* », dans des faciès de calcaires gris à petits flocons noirs (ancienne carrière située à l'Est du Pavillon) ; et (2) des filaments de diverses cyanophycées, fossilisés dans des horizons centimétriques de silexites noires (carrière au Nord-Est du Fourneau ; 500 m au Sud du châteaude Foulort) ; ces filaments droits, serpentiformes, pelotonnés ou spiralisés (*Paraspirulina siliacensis*) voisinent avec des organismes *incertae sedis* (filaments de siphomycète).

À l'Ouest du synclinal des Coëvrons, la dolomitisation envahit les premières barres carbonatées et provoque la formation de dolomies spathiques claires (k2E), en bancs massifs, représentées au flanc nord (carrières à l'Est de la Mare-Noire et de la Butte) et surtout au flanc sud (nouvelle carrière de l'étang de Grouteau et soubassement de l'agglomération de Voutré). Ce faciès dolomitique clair se suit vers l'Est jusqu'à Rouessé-Vassé (par exemple à l'Est de la Filochère).

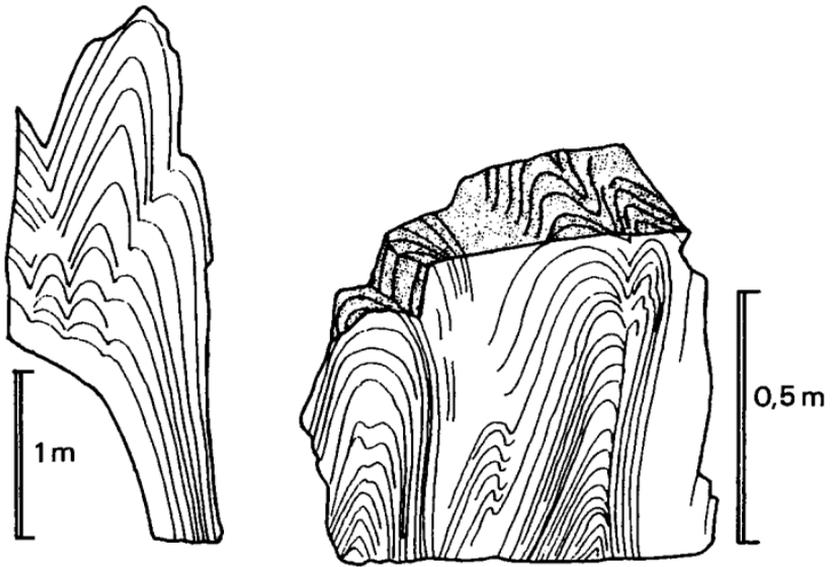


Fig. 3 - Architecture des stromatolites du Cambrien inférieur
(Formation des Schistes et calcaires) de Torcé-Viviers-en-Charnie (Launay)
(d'après Doré, 1969)

En Charnie, la sédimentation carbonatée débute par le dépôt d'une épaisse formation dolomitique (200 à 300 m) que l'on suit d'Ouest en Est, depuis le Rocher jusqu'au pointement tectoniquement isolé de la Chauvinière (carte à 1/25 000), au Nord-Est de Neuville-en-Charnie. Ces dolomies, qui se prolongent plus à l'Ouest sur le territoire de la carte à 1/50 000 Évron (**Membre des Calcaires dolomitiques d'Évron** : Y2E ; Doré, 1969 ; Formation carbonatée d'Évron, Dolomie de Neau ; Mary et Giordano, 1989) (tabl. 1 en annexe), sont équivalentes à celles reconnues à l'Ouest des Coëvrons. Stratifiées en bancs massifs, métriques, les dolomies sont le plus souvent spathiques, quelquefois microcristallines, et présentent un faciès marmoréen blond ou veiné de gris. Quelques passées détritiques et des niveaux bréchiques à fragments phosphatés s'observent localement, comme par exemple dans la carrière déjà citée de la Chauvinière.

Plusieurs constructions récifales stromatolitiques ont été découvertes par F. Doré (1963, 1969), dans des carrières échelonnées d'Est en Ouest, au Nord de la Charnie : Bouillé, Launay, la Rouillère (Ouest de Vinay) et les Erves. Parmi ces gisements, celui de Launay, bien qu'aujourd'hui dégradé, demeure le plus beau. Les édifices récifaux, d'une hauteur d'au moins 3 m, résultent d'un empilement de lamines en forme de paraboloïde elliptique dont le pincement semble exagéré par la tectonique (fig. 3). La lamination est constituée de doublets : un film calcitique d'épaisseur variable, un film dolomitique d'épaisseur constante (Doré *et al.*, 1987). Ces stromatolites, de type *Collenia*, toujours dépourvus de restes de filaments ou de cellules, sont accompagnés de faciès bréchiques, interprétés comme le résultat de la destruction partielle des récifs par les vagues.

Les calcaires dolomitiques à stromatolites sont surmontés d'une puissante série d'argilites et de siltites qui sert d'enveloppe à une seconde formation carbonatée, représentée par des calcaires bleu-noir, fétides, stratifiés en petits bancs. Ces calcaires, largement exposés à Torcé-Viviers-en-Charnie à la faveur d'une voûte anticlinale, disparaissent vers l'Ouest où ils semblent relayés par une formation de **siltites à nodules calcaires** (k2S) (Sud de la Farinière et cluse de l'Erve sous la motte féodale du Camp-des-Anglais). Encore plus à l'Ouest (feuille Évron à 1/50 000), les calcaires, quelque peu magnésiens, connaissent à nouveau un important développement. Ils constituent le **Membre des Calcaires de Châtre-la-Forêt** (k2P) (Doré, 1969 ; Mary et Giordano, 1989) et sont équivalents à ceux formant le Membre des Calcaires de Saint-Pierre-sur-Orthe dans les Coëvrons (tabl. 1).

Le sommet de la Formation des Schistes et calcaires est terrigène : fines alternances d'argilites, de siltites et de grès fins à ciment calcaireux. En Charnie, l'intercalation de petites **barres gréseuses** (k2G) assure la transition avec la Formation des Grès de Sainte-Suzanne. L'un de ces faisceaux de grès fins clairs est entamé par le chemin conduisant à Beaulieu, juste au Nord de

Sainte-Suzanne. Plus à l'Est, dans le secteur de Neuville-en-Charnie, ces grès se décomposent en deux petites barres, celle inférieure ayant fait l'objet d'une exploitation ancienne (Nord de Bouqueteau ; $x = 408,75$; $y = 1046,75$).

L'âge de la Formation des Schistes et calcaires demeure mal établi car, en dépit de nombreuses recherches par des procédés de décalcification, aucune faune à coquille n'a pu être extraite des horizons carbonatés. Seuls des organismes tubulaires ont été découverts en Charnie, dans des argilites brun verdâtre situées vers la base de la formation (le Gravier, au Nord de Neuville-en-Charnie). Ces tubes, longs de 1 à 3 cm et d'un diamètre de 1 à 2 mm, sont vides ou remplis d'une argile ocre limonitique. L'origine organique est certaine, l'appartenance à des groupes précis restant problématique en l'absence de la conservation des structures des parois. À ce faciès sont associés des horizons d'aspect microconglomératique, contenant des gros quartz automorphes disséminés. Une corrélation avec les successions cambriennes des synclinaux du Sud de Caen permet, cependant, de proposer un âge cambrien inférieur à la formation, voire même tommotien (Cambrien inférieur pré-trilobitique) pour son extrême base (Membre des Calcaires dolomitiques d'Évron) (Doré, 1994).

k3-4. Formation des Grès de Sainte-Suzanne (Cambrien inférieur à moyen ?) : grès-quartzites clairs ; grès violacés à lingules (350 à 400 m). Cette formation, dont la localité type se situe sur le territoire de la carte, est pour l'essentiel constituée d'un empilement de plusieurs centaines de mètres (350 à 400 m) de grès-quartzites gris rosé, en bancs décimétriques à demi-métriques, et à litage plan ou oblique. Les analyses granulométriques en lames minces, réalisées sur les 200 m sommitaux des grès de la carrière du Mont-du-Coq (carte à 1/25 000 ; flanc sud-est des Coëvrons), indiquent que le grain moyen oscille de 100 à 800 μm avec des valeurs fréquentes comprises entre 150 et 200 μm . Le classement demeure bon à très bon. Les quartz bien calibrés et usés, d'origine essentiellement rhyolitique, montrent un nourrissage secondaire plus ou moins accusé. Ils côtoient quelques feldspaths illitisés, de rares muscovites et quelques minéraux lourds transparents. Ces derniers se répartissent, en moyenne, entre le zircon (90 %), le rutile (5 %), la tourmaline (5 %) et des traces d'anatase, d'apatite et de sphène. Les zircons se rangent en deux populations : des zircons usés, majoritaires (63 %), et des zircons en prismes automorphes (27 %). L'enregistrement des éruptions volcaniques, contemporaines à l'échelle de la province du Maine du dépôt de la Formation des Grès de Sainte-Suzanne, se marque par des interlits à grain fin, verdâtres, cinéritiques et par des bancs tufacés grossiers qui résultent du démantèlement partiel d'édifices volcaniques. Dans les Coëvrons, ces horizons se concentrent soit à la base de la formation (anciennes carrières de la Gauchardière et de la Courvaulerie au flanc nord du synclinal), soit surtout

au sommet (carrière du Mont-du-Coq), où ils annoncent les éruptions paroxysmales de la Kabylie (Pyroclastites de Voutré).

Les figures sédimentaires (litage oblique largement exprimé, structures chenalisées), les bancs à fins skolithes et la présence de *Dinobolus* (lingulidés signalés par C. Barrois et P. Pruvost en 1931 dans la carrière du Mont-du-Coq et retrouvés dans des blocs épars au Sud de Rubline : $x = 413,7$; $y = 1058,8$; à la Trotinière ; enfin à Montsoleil au Nord de Pezéz-le-Robert) attestent que la Formation des Grès de Sainte-Suzanne s'est déposée en milieu marin très littoral (Le Gall, 1971). Ce type d'environnement est compatible avec celui dans lequel se déroulent les manifestations volcaniques, qui s'expriment au sommet des grès. Les éruptions débutent en effet par des dynamismes hydroclastiques, suivis d'épanchements aériens (cf. Formation des Pyroclastites de Voutré). Les matériaux de ces éruptions peuvent d'ailleurs être intercalés au toit de la Formation des Grès de Sainte-Suzanne (cluse du Saut du Serf ; flanc nord-est des Coëvrons).

Si au flanc nord des Coëvrons, la Formation des Grès de Sainte-Suzanne se dispose en une puissante barre continue, uniquement affectée de failles transverses ou ployée en une vaste virgation (Nord-Ouest du Grand-Étang de Sillé), au flanc sud, par contre, depuis l'Est de Sillé-le-Guillaume jusqu'à Voutré, une importante dislocation directionnelle entraîne l'ablation partielle de la formation (Dupret et Le Gall, 1978) (cf. fig. 12, p. 84). Les grès ne subsistent que sous forme d'écaillés qui, d'Est en Ouest, sont les suivantes : Sud de Sillé-le-Guillaume, le long de la voie ferrée ; les Rochettes ; Sud de la carrière de la Kabylie.

En Charnie, la Formation des Grès de Sainte-Suzanne (350 m) renferme, à sa base, des intercalations de *grès violacés* (k3-4G) qui ont livré, en rive gauche de l'Erve ($x = 400,3$; $y = 1047,7$), des lingules du genre *Lingulella*. Le faciès commun de grès-quartzite à litage oblique et skolithes s'observe dans d'anciennes carrières ouvertes dans le tiers supérieur de la formation : pont Neuf (carte à 1/25 000) en rive gauche de l'Erve ; borne 285, au Sud de Torcé-Viviers-en-Charnie.

Les rares données paléontologiques (lingules) et l'ichnofaciès ne permettent pas de préciser l'âge de la Formation des Grès de Sainte-Suzanne, qui, fixé ici avec doute au Cambrien inférieur à moyen, peut, en toute rigueur, s'étendre jusqu'au Trémadoc, voire à l'Arénig inférieur.

k4-5. Formation des Grès feldspathiques (Cambrien moyen ou supérieur) (0 à 20 m). Dans les Coëvrons centraux et occidentaux, le passage de la Formation des Pyroclastites de Voutré à celle des Psammites de Sillé est assuré par un ensemble de tuffites et de grès feldspathiques tirant leur origine du démantèlement des édifices volcaniques. Cette Formation

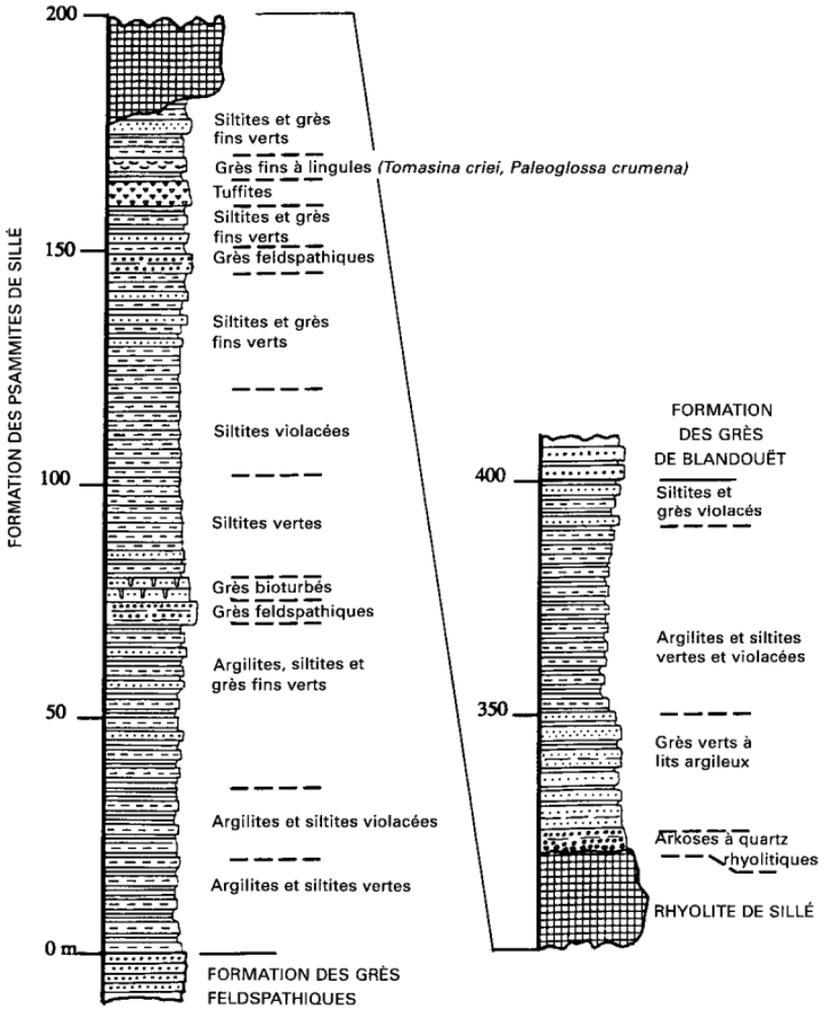


Fig. 4 - Lithologie de la Formation des Psammites de Sillé dans la localité type

des Grès feldspathiques constitue les couches sommitales de la carrière de la Kabylie (20 m). Elle débute par des tuffites (grès tufacés) qui, petit à petit, perdent leur composante volcanogène pour passer à une série de termes à cachet franchement sédimentaire.

Les premiers mètres (2,80 m environ) de cette formation se composent de grès tufacés, fins ou grossiers, en bancs décimétriques le plus souvent à litage oblique. Dans les niveaux les plus grossiers, la fraction volcanogène très peu évoluée se reconnaît aisément : quartz rhyolitiques à golfes de corrosion, feldspaths potassiques et plagioclases, fragments de volcanites variées. Le ciment verdâtre quartzo-chloriteux contient de grandes biotites décolorées, des grains d'épidote et des oxydes ferrotitanés.

Les grès tufacés sont surmontés par quelques mètres (4 m environ) de grès plus fins à minces horizons de siltites violacées, déformés par des figures de charge. Les surfaces de banc sont parcourues de rides d'oscillation et de courant et supportent plus rarement des polygones de dessiccation. Au sommet de cet ensemble, prend place un banc repère, épais de 40 à 50 cm, constitué de siltites et de grès fins violacés dans lesquels flottent de nombreux pseudo-nodules de grès jaunâtres. Ces structures synsédimentaires sont très probablement d'origine sismique (Le Gall, 1993).

Dans les derniers mètres de la formation, alternent des bancs de grès verdâtres feldspathiques et des ensembles d'argilites et de grès violacés qui annoncent la Formation des Psammites de Sillé. Les niveaux d'argilite violacée présentent de nombreuses traces de bioturbation (terriers de vers et pistes de type *Gyrichnites*).

La Formation des Grès feldspathiques disparaît progressivement vers l'Est du synclinal des Coëvrons, en laissant la Formation des Psammites de Sillé reposer directement sur des strates volcanogènes, elles-mêmes réduites (flanc sud des Coëvrons, à l'Est de Sillé-le-Guillaume).

k4-01. Formation des Psammites de Sillé (Cambrien moyen-Trémadoc ?) : argilites, siltites, grès fins verts et violacés (50 à 400 m).

Telle que l'on peut l'examiner dans la localité type, la Formation des Psammites de Sillé comporte des ensembles pluridécimétriques d'argilites, de siltites et de grès fins stratifiés en petits bancs, de couleur alternativement verte et violacée (fig. 4). Quelques bancs de grès feldspathique et plus rarement de tuffites sont intercalés à différents niveaux de la formation. L'apparition de bancs décimétriques gréseux, rubéfiés, indique l'entrée dans la Formation des Grès de Blandouët. Dans la localité type de Sillé-le-Guillaume, la puissance globale de la formation (400 m) est exagérée par l'injection de volumineux dômes rhyolitiques (cf. rhyolite de Sillé-le-Guillaume). Plus à l'Est, cette formation voit son épaisseur diminuer rapidement : de 280 m sur

le méridien de Saint-Rémy-de-Sillé (Le Gall, 1971) à environ 50 m au Rocher, au flanc sud des Coëvrons. Au flanc nord, à l'Est de la cluse du Saut du Serf, l'épaisseur trop faible de la formation n'a pas permis de la dissocier de celle des Grès de Blandouët sus-jacente.

Découvertes depuis plus d'un siècle par A. Crié, les lingules de la Formation des Psammites de Sillé, décrites et figurées par A. Guillier et T. Davidson (1881) puis par C. Barrois et P. Pruvost (1931), se rapportent à deux types : *Tomasina criei* et *Paleoglossa crumena*. Les trois meilleurs gisements, localisés dans le tiers supérieur de la formation au sein de grès argileux verdâtres, sont tous situés dans le flanc sud des Coëvrons, au voisinage immédiat de Sillé-le-Guillaume : (1) route de Mayenne, au Nord de la Bussonnière, lieu-dit Ogereaux ($x = 415,6$; $y = 1056,9$) ; et (2) Silléville, chemin de la Paresse ($x = 416,9$; $y = 1057,25$) ; la Brunetière ($x = 417,5$; $y = 1057,6$). En association fréquente avec les niveaux fossilifères à lingules, il apparaît des horizons de siltites et de grès fins, percés d'une multitude de terriers, décrits par D.R Oehlert (1912) comme « des sortes de tigillites ». Cette bioturbation est, en réalité, surtout l'œuvre de l'activité des lingules comme l'indique la morphologie des terriers : embouchure en forme d'entonnoir plus ou moins elliptique ; extrémité inférieure montrant un bourrelet de fixation du pédoncule, en relief à la base du banc (Emig *et al*, 1978). Parmi les nombreux sites où s'observent des faciès à terriers, celui situé au Sud de la Roberdière est le plus spectaculaire.

Dans les Coëvrons, en plus des affleurements localisés dans la ville de Sillé-le-Guillaume (routes de Villaines-la-Juhel et de Bais), de très bonnes conditions d'observation de la Formation des Psammites de Sillé se trouvent réunies le long de la petite route de Fortaport (Nord-Ouest de Rouessé-Vassé) qui recoupe le cœur de la structure synclinaline.

En Charnie, la Formation des Psammites de Sillé, d'une puissance n'excédant guère 100 m, recouvre directement les termes tufacés du sommet de la succession volcanique. La formation ne s'observe réellement qu'en deux points : l'un au Sud de Sainte-Suzanne, à la Rivière ; l'autre en forêt de la Grande-Charnie, au Sud-Ouest de la Lande-Ronde, dans l'allée de Perrine. Dans ce dernier lieu, la transition entre les termes volcanogènes et la Formation des Psammites de Sillé se marque par de minces strates d'argilites violacées, percées de terriers verticaux en « U », qui envahissent progressivement un ensemble de ruffites. La sédimentation terrigène devenant exclusive, la série développe une alternance de niveaux pélitiques, violacés et verdâtres (Le Gall, 1978).

La proposition d'un âge cambrien moyen pour la Formation des Psammites de Sillé repose sur des corrélations lithostratigraphiques à l'échelle du Massif armoricain ; elle ne doit être envisagée qu'à titre d'hypothèse, sur-

tout que les affinités de la faune de lingules n'excluraient pas un âge ordovicien inférieur.

k5-o1. Formation des Grès de Blandouët (Cambrien supérieur-Trémadoc ?) : argilites, siltites, grès ferrugineux ; intercalations de grès feldspathiques gris rosé (50 à 360 m). Définie par D.R Oehlert (feuille Mayenne à 1/80 000 : Oehlert et Bigot, 1899) à Blandouët, localité située à 6 km au Sud-Est de Sainte-Suzanne sur le territoire de la carte Loué à 1/50 000, cette formation se caractérise surtout par le développement important de grès ferrugineux en plaquettes qui furent jadis exploités comme minerai de fer.

Dans les Coëvrons, compte tenu du plongement axial du synclinal vers l'Est et de l'actuelle limite d'érosion, la Formation des Grès de Blandouët n'est représentée que dans le secteur oriental. La coupe la plus complète, établie à l'Est de Sillé-le-Guillaume sur le méridien des Bourdaines, permet de reconnaître plusieurs ensembles :

- des grès sombres, ferrugineux, stratifiés en petits bancs, qui alternent avec des siltites verdâtres ou violacées ;
- des faisceaux plurimétriques de grès violacés en bancs décimétriques à demi-métriques ;
- quelques faisceaux argileux et silteux.

Les niveaux gréseux se composent de grès fins à très fins (diamètre moyen : 120 à 60 μ m), mal classés, à ciment argileux imprégné d'oxydes de fer. Les grains de quartz sont peu usés, hétérométriques, et cernés d'une pellicule ferrugineuse ; certains individus présentent une nette facture volcanique. Quelques feldspaths (plagioclases surtout) et micas voisinent avec de nombreux débris de roches parmi lesquels dominent les verres acides finement dévitrifiés. Les minéraux lourds transparents se répartissent, en moyenne, entre le zircon (70 %), le rutile (18 %), la tourmaline (12 %) et des traces d'anatase ou de brookite. Ce cortège, caractérisé par un taux élevé en rutile, s'apparente déjà à celui des formations ordoviciennes (Doré, 1971). Les figures sédimentaires demeurent occasionnelles : litage oblique, rides de courant et horizons de pseudo-nodules.

En Chamie, la Formation des Grès de Blandouët contient, vers sa base, des intercalations plurimétriques de **grès feldspathiques gris rosé** (k5-o1G), individualisés par une surcharge sur la carte. Ces grès grossiers, très hétérométriques, et plus ou moins quartzifiés, renferment un faible pourcentage de feldspaths et de nombreux débris de roches volcaniques rhyolitiques. Ils s'observent au Sud de la Rivière (lieu-dit la Lande-Ronde, carte à 1/25 000), au Sud de l'Essart et en forêt de la Grande-Charnie (x = 404,7 ; y = 1044,6). Accompagnant ces horizons de grès feldspathiques à net cachet tufacé, les faciès de grès ferrugineux en plaquettes sont largement développés dans

l'angle sud-ouest de la carte. Malheureusement, les affleurements sont fort rares, le meilleur se situant au Nord de l'Archerie, à l'entrée du chemin d'accès aux fermes de Chanteloup et des Maisons-Neuves (carte à 1/25 000).

Dans les Coëvrons et en Charnie, les assises sommitales de la Formation des Grès de Blandouët deviennent franchement rubéfiées, soulignant le caractère régressif de la sédimentation marine. Les critères d'émersion ne sont d'ailleurs pas rares, sous forme de surfaces à loupes de schistes. Cette émerision se généralise à l'échelle régionale et demeure définitive jusqu'à la transgression arénigienne de la Formation du Grès armoricain (Doré, 1969, 1972).

Les grès ferrugineux sont parfois riches en petites lingules (*Lingulella* aff. *nicholsoni*), découvertes par D.P. Oehlert (1912) dans deux gisements : l'un au flanc sud des Coëvrons dans le chemin d'accès à l'Hôpiteau, l'autre en Charnie, dans le bois de la Vallée. Seul le premier de ces gisements a pu être retrouvé. Ces lingules ne permettent pas une attribution stratigraphique précise de la Formation des Grès de Blandouët. Cependant, l'ichnofaciès des grès de Chemiré-en-Charnie (gisement situé sur le territoire de la feuille Loué à 1/50 000 et non signalé dans la nouvelle édition ; Clément *et al.*, 1987), avec *Cruziana*, *Didymaulichnus*, *Daedalus halli*, *Skolithos*, présente de nettes affinités ordoviciennes (Doré, 1969). Dans cette perspective, la lacune sédimentaire entre la Formation des Grès de Blandouët et celle du Grès armoricain devrait être de courte durée (Doré, 1994).

Ordovicien

La sédimentation ordovicienne, puissante d'environ 1 000 m dans le synclinal des Coëvrons, se compose d'une alternance majeure d'ensembles gréseux et silto-argileux.

o2. Formation du Grès armoricain (Arénig) : grès-quartzites blancs ; conglomérats à galets de quartz (400 m). La Formation du Grès armoricain, transgressive, recouvre les derniers dépôts cambriens émergés et lapidifiés. Sa base est constituée par un **conglomérat à galets de quartz** (02[1]) et plus rarement de phtanite, épais de 5 m dans la carrière des Bourdaines au flanc sud des Coëvrons. Dans ce synclinal, le niveau grossier basai est reconnu également dans le bois de Pezé ainsi que dans la cluse du Saut du Serf (la Roche-Brune). En Charnie, les conglomérats s'observent surtout à l'extrémité orientale de la barre de Grès armoricain de Saint-Calais. Ils renferment des galets bien roulés de quartz et de phtanite qui atteignent 10 à 20 cm (Nord-Est des Teillereaux). Enfin, ces faciès conglomératiques ont été mis à jour dans les niveaux inférieurs de la carrière des Bourleries, implantée au Sud-Ouest de Souvré, à cheval sur les feuilles à 1/50 000 Sillé-le-Guillaume et Loué.

Puissant de plus de 400 m au flanc sud des Coëvrons, le corps principal de la Formation du Grès armoricain est constitué de quartzites blancs, stratifiés en bancs massifs d'ordre demi-métrique à métrique. Ces quartzarénites à forte maturité de texture et de composition, renferment plus de 90 % de quartz en grains bien usés mais moyennement calibrés, très peu de feldspaths et grains lithiques. Les minéraux lourds se distribuent entre le zircon (70 à 80 %), la tourmaline (6 à 12 %), le rutile (6 à 13 %) et les minéraux accessoires (anatase, brookite). Contrairement à la Formation des Grès de Sainte-Suzanne, la proportion de zircons non usés n'excède jamais 10 %. Dans le tiers supérieur de la formation, le Grès armoricain contient des horizons riches en rutile et zircon (vannage des minéraux lourds lors de tempête ?), repérés lors de prospection minière. Les principaux points se situent dans les Coëvrons, tant au flanc nord (Sud-Ouest de la Savaterie) que sud (Sud-Est de Pommereuil).

Les structures sédimentaires les plus communes se limitent au litage oblique plan et aux rides de vagues et de courant. Quelques surfaces à copeaux de boue et à fentes de retrait (carrière des Bourleries) indiquent que ces dépôts marins de plate-forme se sont déposés sous une faible tranche d'eau. L'ichnofaciès est représenté par d'abondants terriers verticaux (*Skolithos*), plus rarement spiralés (*Daedalus*) et par des traces d'activités des trilobites (*Cruziana* et *Rusophycus*). De beaux exemples pouvaient s'observer dans la carrière des Bourdaines (Coëvrons) avant son arrêt d'exploitation et son ennoyage.

Au sommet de la formation viennent des quartzites fins à moyens, en plaquettes micacées, et à interlits de siltites jaunâtres. C'est dans ce faciès, anciennement entamé par une carrière située au Sud-Est de Pommereuil (flanc sud des Coëvrons : x = 424,9 ; y = 1060,05), que L. Dangeard (1921) a découvert une riche faune de trilobites associée à plusieurs espèces de lingules, dont *Ectenoglossa lesueuri*, et à de nombreux lamellibranches. La faune, révisée par J.L. Henry (1971), comprend *Ogyginus armoricanus*, *Platycoryphe heberti* et *P. dangeardi*. Ces espèces fixent le sommet de la Formation du Grès armoricain à l'Arénig supérieur, mais, compte tenu des études régionales sur les assemblages de chitinozoaires (Paris, 1981), un âge arénigien moyen peut être avancé pour l'ensemble de la formation. Les faciès sommitaux de la formation renferment également des horizons microconglomératiques à galets phosphatés, pétris de tests de lingules (*Ectenoglossa lesueuri*, *Dinobolus brimonti*). Ils s'observent dans les Coëvrons au Nord-Est du Chêne-Creux et dans l'ancienne tranchée de tramway Ségrie-Montreuil-le-Chétif, à l'Est de la Maison-Neuve. Signalé par L. Dangeard (1921), ce dernier gisement aujourd'hui perdu, contenait, outre des lingules, quelques trilobites dont *Ogyginus armoricanus*.

o3-4. **Formation du Pissot (Llanvirn-Llandeilo) : argilites et siltites noires micacées ; minerai de fer oolitique stratiforme** (180 m). Par disparition progressive des strates gréseuses psammitiques, le lithofaciès hétérolithique du Grès armoricain sommital fait place à une formation homolithique pélitique, épaisse dans les Coëvrons de 180 m. Dans cette formation, autrefois nommée Schistes à Calymènes ou Schistes à *Neseuretus*, les données paléontologiques sont à la fois rares et anciennes. Hormis la présence de quelques *Orthis* signalés par L. Dangeard (1921) à l'extrémité sud-est des Coëvrons, le seul gisement fossilifère se situe en Charmie, au Sud des Coins (Est de Neuville-en-Charmie). Il a livré des trilobites (*Neseuretus tristani*, *Colpocoryphe arago*, *Iliaenus beaumonti*), des brachiopodes (*Orthis*, *Redonia*) et des conulaires (Oehlert, 1912). Deux autres gisements proches des limites de la carte méritent mention : l'un dans les Coëvrons à l'Ouest de Chapeaux (feuille Fresnay-sur-Sarthe à 1/50 000) avec *Neseuretus tristani*, *Colpocoryphe arago* et *Placoparia tournemini* (Guillier, 1886), l'autre en Charmie, dans le bois du Creux à l'Est de Saint-Denis-d'Orques. Ce dernier gisement, non signalé sur la carte à 1/50 000 Loué, renferme une très riche faune, contenue dans des nodules : plus de dix espèces de trilobites, accompagnés d'ostracodes, céphalopodes, gastéropodes, lamellibranches, brachiopodes et échinodermes (Guillier, 1886). L'âge de la formation, baptisée dans les Coëvrons « Formation de la Maison Neuve » (Robardet, 1981), s'échelonne probablement de l'Arénig supérieur au Llandeilo par comparaison avec les formations de même lithologie sur lesquelles les données paléontologiques, et spécialement micro-paléontologiques, sont nombreuses, telle la Formation du Pissot à Domfront (Paris, 1981 ; Robardet, 1981) (tabl. 1).

La Formation du Pissot se compose d'argilites et de siltites noires, à minces lits gréseux bioturbés. L'analyse radiocristallographique révèle un cortège à illite bien cristallisée et à chlorite, situant la série dans un climat métamorphique anchizonal. Au sommet de la formation existent plusieurs niveaux métriques de **minerai de fer oolitique** (03-4[1]), qui ont fait l'objet d'exploitations artisanales (restes de tranchée au Nord-Est du synclinal des Coëvrons, en particulier au Nord-Ouest du Houx).

En raison de l'important colluvionnement issu des crêtes gréseuses encadrant la Formation du Pissot, les affleurements demeurent rares et de qualité médiocre. En dehors du site fossilifère déjà mentionné en Charmie, seules les rives du ruisseau du Pas-de-Chat et la tranchée de l'ancien tramway Ségrie-Montreuil-le-Chétif à l'Est des Coëvrons, permettent une observation partielle de la formation.

o4-5. **Formation de Saint-Germain-sur-Ille (Llandeilo-Caradoc ?) : grès-quartzites clairs, grès sombres à intercalations de siltites noires** (200 m). De la base au sommet, cette formation montre successi-

vement deux lithofaciès principaux : quartzites gris et rosés, finement micacés, stratifiés en gros bancs, puis grès sombres verdâtres, bioturbés, à intercalations de siltites et argilites micacées verdâtres à noirâtres. Dans ce niveau supérieur, des rides d'oscillation et des surfaces à copeaux de boue ont été relevées. Dans les Coëvrons, la puissance totale de la formation avoisine 200 m, dont 50 m de quartzites inférieurs (Le Gall, 1971).

Les faciès gréseux possèdent généralement un grain fin (150 μ m en moyenne) et un bon classement. Le cortège de minéraux lourds se compose d'individus ubiquistes : zircon (60 à 70 %), rutile (20 à 40 %), tourmaline (<10%).

La macrofaune étant inexistante, il est impossible de dater avec précision la formation. En l'attente de données micropaléontologiques, il apparaît préférable de conserver les terminologies anciennes de Grès de Saint-Germain-sur-Ille ou à la rigueur de Grès de May, plutôt que d'introduire celui de Formation de Pommereuil, nom suggéré par M. Robardet (1981) pour désigner l'unité gréseuse dans les Coëvrons (tabl. 1). Dans ce synclinal, la formation s'observe au flanc sud (cluse du ruisseau du Pas-de-Chat et rive gauche du ruisseau des Tuileries) ainsi qu'au flanc nord, le long de la ligne de crête qui relie la ferme de la Cafetière à celle des Houx. En Charmie, le seul affleurement correct, situé au Sud des Joisières dans une ancienne carrière (x = 412,25 ; y = 104,95), expose le sommet de la formation sous la forme d'une série de grès en bancs décimétriques et de siltites, affectée de nombreux petits replis.

o5-6. Formation du Pont-de-Caen (Caradoc-Asghill ?) : argilites noires et bancs gréso-micacés (250 m). La transition de cette formation (anciennement Schistes à *Trinucleus*) avec la précédente est progressive. Les argilites noires à brun-vert deviennent prédominantes tandis que régressent les petits bancs de grès micacés verdâtres. Le cortège des minéraux argileux, à base d'illite bien cristallisée et de chlorite, ne diffère pas de celui des schistes de la Formation du Pissot.

Dans les Coëvrons, cette formation a livré, au Nord-Ouest de la Vieille-Cour (x = 425,15 ; y = 1060,90), une faune de trilobites (*Onnia grenieri*) et de brachiopodes (*Svobodaina armoricana*, *Aegiromena* cf. *descendens*) qui permet de lui attribuer un âge caradocien (Le Gall, 1971 ; Robardet, 1981) et de la rapprocher de celle du Pont-de-Caen (feuille Domfront à 1/50 000) (tabl. 1). Le niveau fossilifère, placé à 25 m du sommet de la formation, est accompagné de faciès minéralisés à semis d'oolites chloriteuses et à petits galets de quartzite et de grès fins dont certains montrent un début d'oolitisation.

Bien que puissants de 250 m, les schistes caradociens affleurent en général médiocrement, ce qui explique peut-être qu'aucune trace des dépôts

glacio-marins fini-ordoviciens (Formation de la Tillite de Feuguerolles ; Dangeard et Doré, 1971 ; Doré et Le Gall, 1972) n'ait été rencontrée au toit de la formation. Cependant, compte tenu de la faible épaisseur de ces dépôts vers le Nord (15 m dans le synclinal de Villaines-la-Juhel ; Doré et Le Gall, 1973) et de leur décroissance vers le Sud, il n'est pas sûr que les glaces flottantes aient atteint cette partie du Maine.

Silurien

S1. Formation du Grès culminant (Llandoverly) : grès-quartzites blancs à gris sombre (30 m). Réduite à une trentaine de mètres, cette formation gréseuse ne joue, en dépit de son nom, qu'un rôle morphologique mineur qui permet cependant de délimiter la cuvette ampélitique des Tuileries, à l'Est des Coëvrons. Au flanc sud de cette cuvette, les grès sont verticaux (D 120, au Sud des Tuileries), tandis qu'au Nord, la série est renversée (tranchée du tramway Ségrie-Montreuil-le-Chétif). En Charnie, la barre de Grès culminant, brutalement interrompue au Nord-Ouest des Teillés par le couloir tectonique de Parennes, se suit vers l'Est jusqu'en forêt de la Petite-Charnie, où elle se perd sous les sables cénomaniens. Quelques petites carrières abandonnées (par exemple au Sud des Roussellières) et des affleurements ponctuels (par exemple aux Teillés) permettent son observation.

La Formation du Grès culminant se présente sous forme de grès-quartzites blancs à gris sombre, stratifiés en bancs décimétriques. Les cristaux de quartz, bien classés, d'un diamètre moyen de 150 μm , montrent un nourrissage secondaire net, grâce à la pigmentation ferrugineuse qui cerne les grains. Ils sont accompagnés de quelques feldspaths, de muscovite et de minéraux lourds. Ces derniers conservent un cachet ordovicien avec des concentrations moyennes en rutile de 30 %, en zircon de 60 % et en tourmaline de 10 %. La pyrite, omniprésente, parsème de taches de couleur rouille la surface des grès, ou se concentre en gros nodules, souvent dissous à l'affleurement (tranchée du tramway, à l'Est des Coëvrons).

En l'absence de faune, l'âge de la Formation du Grès culminant ne peut s'envisager que par référence à la datation de ses enveloppes sédimentaires : au Nord, sur le territoire de la feuille Villaines-la-Juhel (Doré *et al*, 1986a), cette formation recouvre directement la tillite ashgillienne, tandis que dans les Coëvrons (cf. ci-après), elle est surmontée par des ampélites qui, dès leur base, ont livré des graptolites du Wenlock moyen. Ainsi, en toute rigueur, l'âge de la Formation du Grès culminant pourrait s'échelonner du Llandoverly au Wenlock inférieur.

S2-4. Formation des Tuileries (Wenlock-Pridoli) : schistes ampélitiques noirs. Dans les Coëvrons, la formation paléozoïque la plus récente est

constituée à sa base de plusieurs dizaines de mètres d'argilites noires ampélitiques, exposées en partie dans la tranchée du tramway Ségrie-Montreuil-Chétif (tranchée des Tuileries), et à son sommet d'argilites et de siltites vert sombre micacées, admettant quelques petits bancs de quartzites lardés de filonnets de quartz. Cet ensemble supérieur, dont le toit correspond à l'actuelle limite d'érosion, affleure dans un petit chemin, à l'Est des Grandes-Tuileries ($x = 425,30$; $y = 1061,55$). L'altération prononcée des ampélites conduit à la formation d'argiles bariolées ayant fait, jadis, l'objet d'exploitations artisanales pour la fabrication de tuiles et poteries.

Dépourvues d'altération, les ampélites de la tranchée des Tuileries ($x = 424,30$; $y = 1061,35$) ont livré dans leurs dix premiers mètres une riche faune de graptolites, déterminée à l'origine par A. Philippot (1950), puis révisée par M. Robardet (1981). Cette faune, composée de *Pristiograptus dubius*, *Monograptus armoricanus*, *M. flemingii*, *M. priodon*, *M. cf. retroflexus*, *M. cf. flexilis* et *Cyrtograptus lundgreni*, fixe la base de la Formation des Tuileries au Wenlock moyen.

Si les ampélites wenlockiennes ne renferment que de l'illite, celles situées à des niveaux plus élevés se caractérisent par des cortèges argileux associant illite, chlorite, et surtout pyrophyllite (Le Gall, 1971). Ce dernier minéral, qui dérive de la transformation métamorphique de la kaolinite, ne se développe à l'échelle régionale qu'à partir du Ludlow (Dabard, 1983 ; Le Gall, 1993 ; Le Gall et Doré, 1971 ; Régnault et Sagon, 1988) ce qui suggère que les niveaux supérieurs du Silurien des Coëvrons appartiennent au Ludlow-Pridoli.

En Charnie, les faciès ampélitiques noirs n'affleurent jamais, et seuls quelques déblais de puits ont permis leur observation (Sud-Ouest des Teillés : $x = 411,00$; $y = 1044,30$; la Guittonnière au Nord-Ouest de Saint-Symphorien). En surface, les ampélites altérées se transforment en argiles bariolées très plastiques dont des traces d'exploitation subsistent au Nord des Teillés (lieux-dits les Mollières et la Poterie, carte à 1/25 000). C'est probablement dans ce secteur qu'ont été découvertes les faunes de graptolites, signalées très anciennement au « Sud de Neuville-en-Charnie » (Guillier, 1886 ; Oehlert, 1882 ; Triger, 1851). Faute d'avoir pu retrouver les gisements, A. Philippot (1950) a déterminé la présence de *Monograptus armoricanus*, *M. priodon* et *Cyrtograptus lundgreni* sur des échantillons appartenant à la collection A. Crié et qui attribuent un âge wenlockien moyen aux ampélites du secteur des Teillés. Cependant, il est vraisemblable que des niveaux plus élevés (Pridoli) existent dans le Silurien de Charnie comme l'indiquent la présence de *Scyphocrinus elegans* dans des ampélites au Sud de Neuville-en-Charnie (Oehlert, 1882) et de celle présumée de *Monograptus ultimus* (détermination Boucek, inédit) dans des ampélites recueillies à la Guittonnière. Ces dernières recèlent en outre des cardioles et des nodules à orthocères.

Compte tenu des conditions particulièrement précaires d'observation des ampélites, il n'est pas inutile de mentionner que ces faciès ont été reconnus anciennement aux Pâtisseaux et dans la tranchée de la voie ferrée Sablé-Sillé-le-Guillaume, au lieu-dit Paris (Delaunay, 1930).

S4-d1. Formation du Val (Pridoli-Lochkovien ?) : siltites et grès sombres micacés. En Charnie, la crête gréseuse du Freu (Formation de Gahard) est bordée sur son revers sud par une succession de siltites et de grès fins micacés qui, sur le territoire de la feuille Loué à 1/50 000, est désignée sous le nom de Formation du Val (tabl. 1). Définie dans le synclinal du Ménez-Bélaire (Paris, 1977) où elle est datée du Pridoli (Paris, 1981), cette formation n'a livré qu'une rare macrofaune (nodules à moules externes de graptolites et orthocères ; Clément *et al*, 1987), ni fait l'objet d'études micropaléontologiques. Son attribution au Pridoli-Lochkovien inférieur tient compte uniquement de l'âge des formations encaissantes.

Sur le territoire de la carte, les affleurements sont rares et seul le chemin forestier reliant les Pâtisseaux au Tonsort permet d'observer cette formation dans laquelle alternent des siltites sombres, riches en micas flottés, et des petits bancs de grès argileux bioturbés. Les niveaux fins, à patine rouille, renferment un cortège de minéraux argileux caractérisé par l'omniprésence de pyrophyllite.

Dévonien

d1. Formation de Gahard (Lochkovien) : grès quartzeux clairs, micacés (150 m). Cette unité gréseuse, puissante d'environ 150 m, constitue une crête bien marquée dans le paysage séparant la cuvette silurienne au Nord de la dépression des schistes et calcaires dévoniens au Sud. À la base s'observent des grès ferrugineux alternant avec des siltites sombres micacées, tandis que le corps principal de la formation est formé de grès quartzeux clairs, à passées riches en micas, et stratifiés en petits bancs. Ces grès, dont le grain moyen varie entre 150 et 200 μm , sont fréquemment pulvérulents. Ils ont été exploités anciennement autour du Freu.

En l'absence de gisement fossilifère, cette formation (autrefois Grès à *Plathyorthis monnieri*) ne peut être datée que par analogie avec la Formation de Gahard, exposée dans la coupe de Saint-Jean-sur-Erve, au flanc nord du bassin de Laval (feuille à 1/50 000 Meslay-du-Maine). Dans cette coupe, les biozones de chitinozoaires fixent un âge lochkovien inférieur à l'ensemble de la formation (Paris, 1981).

d1-2. Formation de Saint-Cénére (Lochkovien supérieur-Praguien inférieur) : argilites et siltites ; lentilles carbonatées. Définie au flanc

nord du bassin de Laval à Saint-Cénére (feuille Évron à 1/50 000), cette formation a fait l'objet, dans la localité type, d'une étude très détaillée (Lardeux, 1976) qui a permis de distinguer un membre inférieur où alternent des schistes et des calcaires argileux d'âge lochkovien supérieur, et un membre supérieur à calcaires bioclastiques et argilites d'âge praguien inférieur. Sur le territoire de la carte Sillé-le-Guillaume, cette formation, la plus récente de la succession paléozoïque, comporte plusieurs **lentilles carbonatées** (d1-2C), parfois de forte puissance, emballées dans une matrice d'argilites et siltites micacées.

Plusieurs types de microfaciès se rencontrent dans les calcaires (détermination J. Poncet) :

- des calcaires bioclastiques de type grainstone, riches en fragments de crinoïdes sur lesquels se développe de la calcite épitaxique. Ces fragments, accompagnés de quelques bryozoaires, brachiopodes et ostracodes, sont disposés en lits. Ce lithofaciès traduit des conditions de dépôt de forte énergie. Il s'observe au Fourneau et en rive droite du ruisseau de Guérineau, au Sud-Ouest de la Relandière ;
- des calcaires de type packstone, riches en crinoïdes et en bryozoaires (rameux et encroûtants), auxquels se mêlent des fragments de gastéropodes, trilobites, brachiopodes et ostracodes. Ce lithofaciès, dans lequel se repèrent des traces de bioturbation et la présence d'argile dans la matrice micritique, illustre un milieu de dépôt de faible énergie. Il s'observe dans les anciennes carrières du Rocher ;
- des calcaires argileux de type wackestone à polypiers et bryozoaires. Ces derniers sont encroûtés par des vers (*Spiralis* sp.) et des algues. Ces faciès de très faible énergie se rencontrent au Nord-Ouest de la Relandière.

COMPLEXES VOLCANIQUES INTERSTRATIFIÉS DANS LES SÉDIMENTS CAMBRIENS

Ces complexes appartiennent au graben cambrien du Maine, structure volcano-tectonique majeure qui borde au Sud-Est la Mancellia, depuis le Nord du massif d'Écouves (Argentan, 1/50 000) jusqu'à l'Ouest de la Charnie (Évron, 1/50 000), soit sur au moins 75 km de long (limite septentrionale inconnue) et 50 de large (Le Gall, 1993). L'activité volcanique s'exerce au cours de la période cambrienne, lors de plusieurs phases paroxysmales qui rejettent essentiellement des ignimbrites et des pyroclastites à chimisme acide, associées à quelques laves calco-alcalines (Chalot-Prat et Le Gall, 1978 ; Le Gall, 1993 ; Le Gall et Cabanis, 1985 ; Le Gall *et al*, 1975). D'importants phénomènes de remaniement affectent les édifices volcaniques et contribuent à la mise en place de puissantes formations volcanoclastiques, particulièrement bien représentées sur le territoire de la carte Sillé-le-Guillaume. Les centres éruptifs actifs se situent

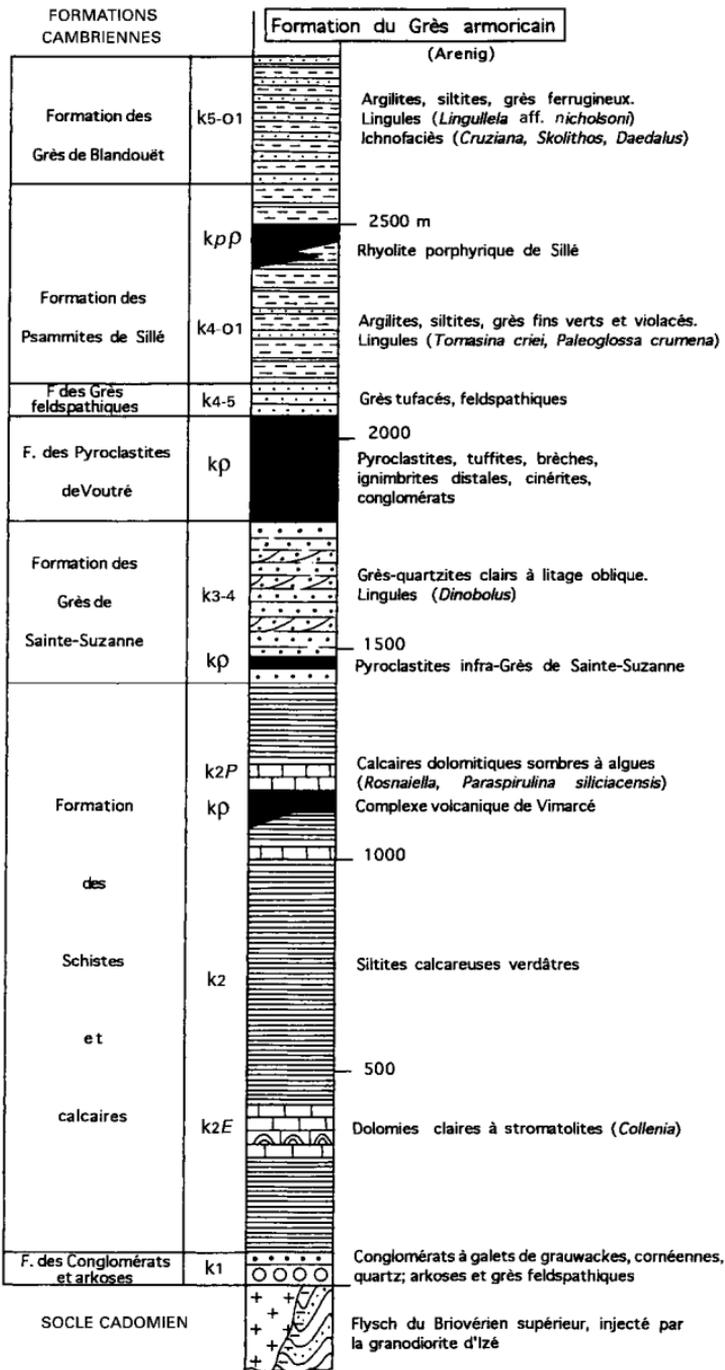


Fig. 5 - Les formations cambriennes (s.l.) du synclinal des Coëvrons

à l'intérieur de grandes calderas localisées dans la moitié nord du graben du Maine (calderas d'Assé-le-Boisne-Pail et de Perseigne ; cartes à 1/50 000 Fresnay-sur-Sarthe, Alençon et Villaines-la-Juhel) (cf. « Dynamisme des émissions volcaniques »).

Sur le territoire de la carte Sillé-le-Guillaume, et spécifiquement dans le synclinal des Coëvrons, les volcanites constituent plusieurs complexes d'importance inégale, interstratifiés à différents niveaux de la succession cambrienne (fig. 5) : au sein de la Formation des Schistes et calcaires (complexe de Vimarcé) ; à la base de la Formation des Grès de Sainte-Suzanne (Pyroclastites infra-Grès de Sainte-Suzanne) ; au sommet de la Formation des Grès de Sainte-Suzanne (Formation des Pyroclastites de Voutré) ; au sein de la Formation des Psammites de Sillé (dômes rhyolitiques de Sillé). En Chamie, seule la crise majeure de la Formation des Pyroclastites de Voutré a été reconnue.

Remarques concernant la terminologie des dépôts volcanoclastiques.

Cette terminologie est conforme à celle élaborée par R.V. Fisher (1961, 1966), R.V. Fisher et H. Schmincke (1984) et recommandée par l'I.U.G.S. (Schmid, 1981).

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

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

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

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

Complexe de Vimarcé

Situé au flanc nord des Coëvrons occidentaux, le complexe de Vimarcé s'allonge en une bande orientée SW-NE, sur 6 km de long et 500 m de large au maximum. Les volcanites, encaissées dans la Formation des Schistes et calcaires entre deux faisceaux carbonatés bleu foncé (Membre des Calcaires de Saint-Pierre-sur-Orthe : k2P), constituent deux ensembles : l'un occidental

s'étendant du Sud de la Perrinière au Sud de Basset, l'autre oriental, compris entre la Gauchardière et les Chassés. Cinq grands types de volcanites s'y rencontrent : laves acides rhyolitiques, dacites, ignimbrites, brèches autoclásticas, et enfin, tufs et brèches épíclásticas.

kflp. Rhyolites fluidales aphyriques. De loin les plus volumineuses, les laves acides rassemblent étroitement, en dehors de quelques termes à texture microlitique trachytique, des faciès hyalo-microlitiques ou totalement vitreux à l'origine. Il s'agit dans tous les cas de roches à grain fin, aphyriques, de teinte vert clair à vert bleuâtre, caractérisées par le développement d'une nette fluidalité. Les plans de fluidalité, affectés parfois de plis d'écoulement (plis intrafluidaux au Sud de Basset), adoptent des pendages qui demeurent le plus souvent élevés (65° à la Gauchardière ; subverticaux au Sud de la Chèvríe et à la butte du Coudray).

Les laves hyalo-microlitiques, pièce maîtresse de l'édifice occidental, s'observent à l'Est et au Nord-Est de Monturbeau (commune de Vimarcé), tandis que les faciès les plus vitreux se cantonnent surtout au sein du complexe oriental (Sud de la Chèvríe par exemple). Dans ce dernier groupe de laves, entrent aussi les termes qui édifient les buttes du Coudray et de Chan-tepie, et anciennement interprétés en tant qu'ignimbrites rubanées (Boyer, 1968). Il s'agit de laves rhyolitiques fluidales dans lesquelles alternent des films étroits aux textures variées : vitreuses, sphérolitiques, vésiculées.

La composition minéralogique des laves rhyolitiques déduite de leur examen diffractométrique s'établit ainsi : albite An 5-8 de basse température, feldspath potassique accessoire, quartz, chlorite, illite paragonitique en traces. Quelques rares phénocristaux de quartz et d'albite s'ajoutent à cette paragenèse.

Le caractère strictement rhyolitique des laves acides ressort de l'examen des analyses chimiques (9 analyses dont 2 figurent dans le tabl. 2) et qui toutes présentent des teneurs en SiO₂ supérieures à 68 % (de 69 à 77 %). Le cachet très différencié de ces laves explique également les faibles concentrations en fer total, magnésium et calcium dont la somme n'excède pas 3 %. Les teneurs en alcalins, éléments très mobiles lors des transformations tardi-à post-magmatiques, varient de 5 à 10 %. Les laves hyalo-microlitiques paraissent les plus sensibles à ces fluctuations avec une tendance à être plus sodiques que potassiques (cf. le qualificatif de « kératophyre » donné à ces termes ; Boyer, 1968 ; Le Gall, 1976).

kpa. Dacites. Trois pointements de laves dacitiques, en filons renflés et allongés dans le sens général du complexe de Vimarcé, s'égrennent d'Ouest en Est, respectivement à Monturbeau (commune de Vimarcé), la Gauchardière et les Chassés. Les dacites, désignées à l'origine sous les termes de

porphyrite andésitique (Oehlert et Bigot, 1899) puis d'andésite (Barrois et Pruvost, 1931 ; Berthois, 1939 ; Vandernotte, 1913), sont des laves très porphyriques (plus de 40 % de phénocristaux) composées de :

- lattes de plagioclases zonés (cœur d'andésine An 30-32), chargés parfois de calcite et d'épidote ;
- rares quartz automorphes ;
- ferromagnésiens totalement déstabilisés dont l'habitus et les produits d'altération permettent d'identifier des amphiboles et des pyroxènes ;
- minéraux opaques et apatite accessoire ;
- mésostase hyalo-microlitique dévitrifiée, à nette fluidalité moulant les phénocristaux.

Recalculées sans les fluides, les quatre analyses chimiques disponibles (dont une se trouve dans le tabl. 2) présentent toutes des teneurs en SiO_2 comprises entre 62 et 68 %, ce qui placent ces laves dans le clan des dacites de préférence à celui des andésites. Les concentrations des autres éléments majeurs reflètent assez fidèlement le contenu minéralogique : forts pourcentages en Al_2O_3 et Na_2O contrôlés par l'abondance des plagioclases ; teneurs en MgO (2 à 3 %) et fer total (4 à 7 %) relativement élevées à l'image des minéraux ferromagnésiens. Seuls les pourcentages en CaO , qui fluctuent de 1 à 6 % environ, traduisent le degré de transformation des laves.

k_{ip}. Ignimbrites. Un ensemble de tufs et de brèches cerne tout le revers sud-ouest de la butte du Coudray et se prolonge jusqu'au voisinage de la Compoutière. Ces roches, décrites en tant que brèches à enclaves variées (Boyer, 1968) ou brèches pyroclastiques (Le Gall, 1976), s'observent surtout à la faveur de labours et se repèrent grâce à leur richesse en ponces blanchâtres pulvérulentes. Ces ponces, plus ou moins illitisées, voisinent avec de nombreux fragments anguleux de rhyolites hyalo-microlitiques et vitreuses, à mésostase dévitrifiée. Les phénocristaux sont constitués par des quartz éclatés, à fragments dissociés, par des feldspaths potassiques perthitiques, des plagioclases et des biotites chloritisées. Le ciment, très hétérogène, est pétri de petits fragments de ponces et de cristaux brisés ; malgré sa dévitrification totale, il est possible d'y déceler une ancienne texture vitroclastique. L'absence de tri à toutes les échelles d'observation, la concentration en ponces et le développement d'une texture vitroclastique permettent de qualifier ces tufs et ces brèches d'ignimbrites.

k_{brp}. Brèches autoclastiques. Etroitement associées aux coulées rhyolitiques, ces brèches d'intrusion s'observent principalement en deux endroits : l'un jalonnant le rebord nord-est du complexe occidental au Sud-Ouest de Basset, l'autre paraissant isolé au sein des rhyolites vitreuses au Sud de la Chevrerie. Il s'agit dans les deux cas de brèches monogéniques composées d'éléments anguleux vert pâle, d'une taille pouvant atteindre 40

à 50 cm (Sud-Ouest de Basset) et qui s'avèrent être des fragments rhyolitiques, microlitiques ou hyalo-microlitiques, réunis entre eux par un ciment de même nature.

kvsp. Pyroclastites remaniées et tuffites. Ces termes, contrairement aux précédents, se localisent au Sud, donc au toit du complexe volcanique, d'une part à l'Ouest (Sud de la Perrinière), d'autre part à l'Est (entre la Compoutière et la Gouaslière). Ils se composent de tufs et de brèches remaniés par l'eau renfermant surtout, à côté des cristaux de quartz et de feldspaths, des fragments de laves rhyolitiques. Ces pyroclastites remaniées sont accompagnées de tuffites, dans lesquelles se concentrent des cristaux de quartz légèrement émoussés.

Pyroclastites infra-Grès de Sainte-Suzanne

Les escarpements gréseux de la Formation des Grès de Sainte-Suzanne sont cernés d'une ceinture d'éboulis et de blocs soliflués, peu propice à l'observation des niveaux de base. Des indications ponctuelles (tranchées, puits) révèlent néanmoins que la sédimentation arénacée a été précédée par une phase explosive dont les témoins existent sous la forme de cinérites à lapillis accrétonnés. Le démantèlement partiel de ces strates pyroclastiques alimente en fragments les niveaux de pyroclastites remaniées et de tuffites, intercalés à la base de la Formation des Grès de Sainte-Suzanne.

kcq. Cinérites à lapillis accrétonnés. Ces roches à grain fin, d'aspect siliceux, grises ou verdâtres, renferment des horizons à lapillis accrétonnés (= pisolites volcaniques), de 5 à 10 mm de diamètre, preuve du caractère aérien à subaérien des explosions. Elles ont été repérées en quatre sites à la faveur de travaux : la Guettière (Sud d'Assé-le-Bérenger), château d'eau de la Bourgonnière (Nord-Ouest de Sillé-le-Guillaume), les Herbaudières ($x = 420,90$; $y = 1058,30$) et au Nord-Ouest de Monsoleil ($x = 422,25$; $y = 1058,85$).

ki□. Ignimbrites. En lisière nord de la forêt de Sillé, une carrière ouverte près de la Courvaulerie ($x = 417,85$; $y = 1061,60$) permet d'observer une nappe ignimbritique, coiffée de cinérites, interstratifiée à la base de la Formation des Grès de Sainte-Suzanne. Épaisse de 2 à 4 m, cette nappe repose par l'intermédiaire d'un contact net, conforme à la stratification, sur des grès bien lessivés. Les termes de base renferment de nombreux quartz à facture pyroclastique, quelques ponces illitissées et des lithoclastes, baignant dans une matrice où se soupçonne une texture vitroclastique non soudée. Au sommet, le faciès de l'ignimbrite devient microbréchique et, parmi les lithoclastes incorporés, figurent de nombreuses laves rhyolitiques à mésostase finement dévitrifiée, quelques laves acides hyalo-microlitiques et des siltites

camabriennes. Des horizons de cinérites vertes, siliceux, tapissent le sommet de la nappe ignimbritique ; ils sont eux-mêmes recouverts par des couches de tuffites qui assurent la liaison avec les faciès de la Formation des Grès de Sainte-Suzanne.

kvsp. Tuffites. Des niveaux décimétriques de grès tufacés sont interstratifiés dans les termes de base de la Formation des Grès de Sainte-Suzanne, au flanc nord des Coëvrons (anciennes carrières de la Gauchardièrre : $x = 414,85$; $y = 1060,30$, et de la Courvaulerie). La fraction volcanogène est représentée surtout par des quartz, plus ou moins émoussés, et des lambeaux de verres acides finement dévitrifiés.

Formation des Pyroclastites de Voutré

C'est directement au-dessus des sédiments marins littoraux de la Formation des Grès de Sainte-Suzanne que s'empilent les pyroclastites acides de Voutré. Elles sont rejetées au cours d'éruptions paroxysmales qui intéressent non seulement les Coëvrons, mais aussi les domaines limitrophes, et en particulier la Charnie. À l'échelle des Coëvrons, les effets de cette activité volcanique se ressentent pleinement à l'Ouest (carrières de Voutré) et s'atténuent progressivement vers l'Est.

Les variations rapides de faciès et d'épaisseur des ensembles volcaniques et volcano-sédimentaires composant la Formation des Pyroclastites de Voutré ne favorisent guère leur cartographie détaillée, surtout dans les conditions médiocres d'affleurement, liées à l'important couvert végétal (prairies, forêts) et à la couverture de formations superficielles. Seuls les niveaux repères (ensemble de tuffites et de pyroclastites remaniées, ensemble de tufs et de cinérites, brèches, nappes ignimbritiques, conglomérats volcanogènes) ont pu localement être individualisés à l'intérieur d'un ensemble de volcanites indifférenciées (kp). En revanche, tous ces niveaux sont parfaitement exposés dans les carrières de Voutré, ce qui justifie de les décrire en analysant tout d'abord la succession volcanique de ces carrières. D'autres indications, plus ponctuelles, seront ensuite fournies sur la Formation des Pyroclastites de Voutré, d'une part dans les Coëvrons centraux et orientaux, d'autre part en Charnie.

La succession volcanique des carrières de Voutré

Située au flanc nord des Coëvrons occidentaux, l'exploitation de Voutré comprend deux carrières : l'une occidentale, la plus ancienne, dite de la Kabyllie, l'autre orientale, ouverte récemment, dite de la Massottrie. Plusieurs ensembles volcaniques et volcano-sédimentaires d'une puissance totale cumulée de près de 170 m sont entaillés par l'exploitation (fig. 6). Sur

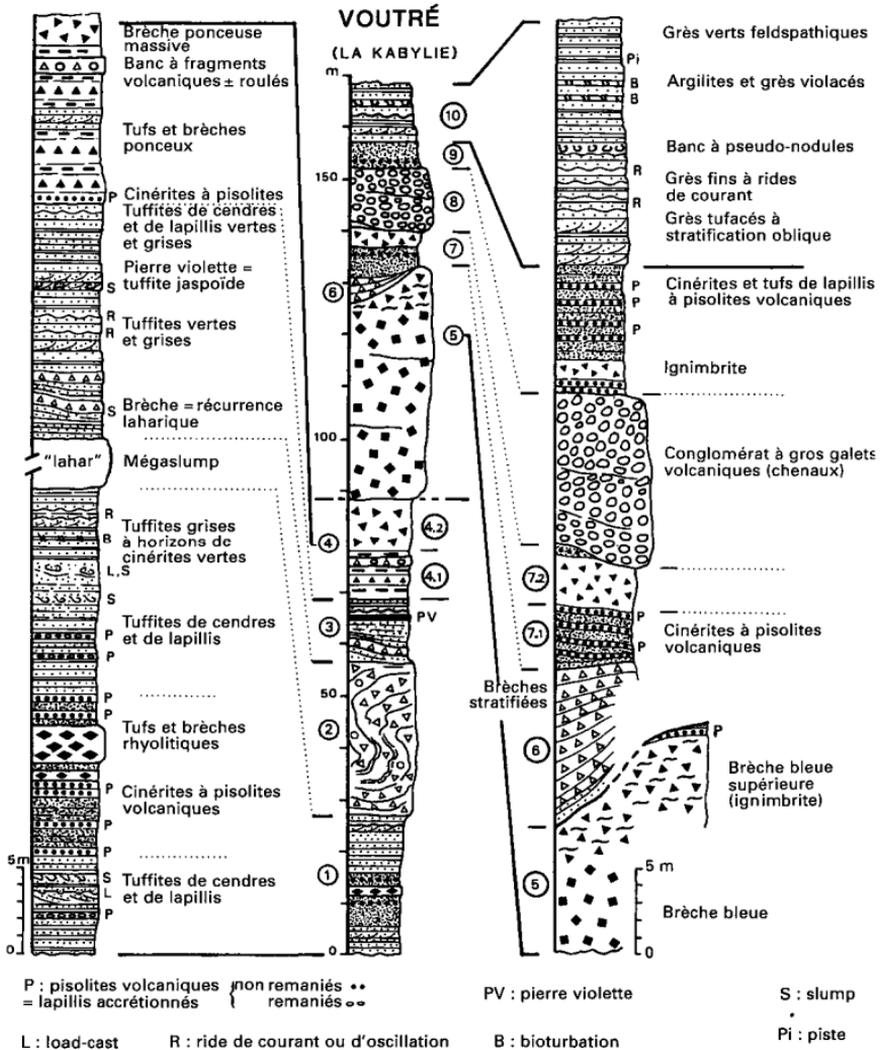


Fig. 6 - Succession lithologique détaillée de la Formation des Pyroclastites de Voutré dans la carrière de la Kabylie (N° 1 à 10, explication dans le texte) (d'après Le Gall, 1993)

ces 170 m, 150 appartiennent à la partie supérieure de la Formation des Pyroclastites de Voutré qui compte, au maximum, 250 m de matériaux volcanogènes (Doré et Le Gall, 1979 ; Le Gall, 1976, 1993). Les vingt mètres sommitaux entrent dans la Formation des Grès feldspathiques (k4-5). Les roches volcaniques de la carrière de Voutré ont fait l'objet de nombreux travaux (Barrois et Pruvost, 1931 ; Berthois, 1939 ; Boyer, 1969 ; Boyer et Brousse, 1967 ; Oehlert, 1912) ; les analyses qui figurent ici proviennent de données récentes (Le Gall, 1993).

Schématiquement deux grands ensembles se dégagent dans la succession volcanique : un ensemble inférieur principalement constitué de pyroclastites remaniées et de tuffites et qui, dans l'immédiat, s'observe surtout dans la carrière de la Kabylie (fig. 6 ; unités 1 à 3) ; un ensemble supérieur essentiellement pyroclastique composé de brèches lithiques, d'ignimbrites, de cinérites et de conglomérats (fig. 6 ; unités 4 à 9).

kvsp. Pyroclastites remaniées et tuffites. Stratifiées en bancs décimétriques, les pyroclastites remaniées et les tuffites montrent des preuves évidentes d'un remaniement par l'eau : litage très fin et régulier, accidenté de quelques petites figures de charge et de glissement ; présence locale d'un litage oblique associé à plusieurs surfaces de rides de courant ou d'oscillation ; minces horizons d'accumulation de lapillis accréionnés détritiques, fréquemment brisés. L'un de ces horizons de tuffites, caractérisé par son grain très fin, ses figures sédimentaires et surtout sa teinte violacée, sert de banc repère dans la carrière (« pierre violette » ; unité 3, fig. 6).

L'analyse microscopique révèle la nature uniquement volcanogène des éléments remaniés dans les tuffites : fragments de laves microlitiques et surtout de verres acides plus au moins vésiculés ; ponces illitisées ; nombreux cristaux de quartz, de feldspaths et de biotite chloritisée ; matrice cinéritique. La reprise des éléments par l'eau se décèle par la concentration de cristaux de quartz et de fragments laviques dans les lits grossiers et par la disposition à plat des lambeaux de ponces et des paillettes de micas. Si le remaniement est indiscutable, le transport apparaît toujours très limité ainsi que le suggèrent la préservation des ponces en fragments anguleux et l'absence d'usure des cristaux de quartz.

Intercalé vers la base de l'ensemble des tuffites au sein de l'unité 1 (fig. 6), prend place un épisode pyroclastique composé de quelques mètres de tufs et brèches rhyolitiques, encadrés de plusieurs horizons de cinérites à lapillis accréionnés. Ces projections, non remaniées par l'eau, résultent probablement d'un dynamisme hydroclastique déclenché soit au cours d'une éruption sous-aquatique, soit par contact d'une coulée aérienne avec une masse d'eau.

Enfin, une puissante unité de brèches (30 m au maximum) interrompt, dans sa partie supérieure, la succession régulièrement stratifiée des tuffites (unité 2, fig. 6). Affectée de spectaculaires phénomènes de glissement, cette brèche de type lahar (Boyer, 1969) possède une abondante matrice cinéritique fine qui contient des fragments hétérolithiques (laves, tuffites, roches sédimentaires), anguleux ou plus rarement en galets. Des paquets plurimétriques de tuffites, déformés de plis synsédimentaires, sont incorporés dans la coulée laharique. Compte tenu de son caractère local, la coulée n'a pu faire l'objet d'une cartographie à 1/50 000 et a été réunie à l'ensemble des pyroclastites remaniées et des tuffites.

кbrpB. **Brèches pyroclastiques (« brèche bleue »)**. Bien que située à la base d'une unité de tufs et de brèches ponceux (unité 4, fig. 6), l'entrée dans l'ensemble supérieur de la Formation des Pyroclastites de Voutré est surtout marquée par la mise en place d'une puissante unité de brèches, qualifiée de « brèche bleue » (unité 5, fig. 6). Épaisse d'une quarantaine de mètres, cette brèche très massive renferme des fragments anguleux, hétérométriques, d'une taille maximum n'excédant pas 5 cm, et qui baignent dans une matrice cinéritique. Les fragments de nature lithique (laves hyalo-microlitiques andésitiques et dacitiques ; laves vitreuses rhyolitiques ; rares fragments sédimentaires) abondent à la base et dans la partie médiane de la brèche, puis régressent au sommet au profit des ponces.

La genèse de cette unité bréchiq ue demeure problématique. Il semble qu'elle dérive d'une éruption hydroclastique (important degré de fragmentation des clastes lithiques ; matrice fine volumineuse) suivie d'un glissement en masse de type lahar. La partie sommitale de la brèche, caractérisée par sa richesse en ponces et le développement d'une texture vitroclastique, doit être interprétée comme une brèche ignimbritique.

Le toit de la brèche bleue, tapissée d'une mince couche de cendres à lapillis accrétionnés, est raviné par une unité de brèches stratifiées (unité 6, fig. 6), d'épaisseur très variable (0 à 10 m). Ces brèches, regroupées en cartographie sous le symbole de la brèche bleue, renferment des fragments mal calibrés, peu usés, et de nature très variée : volcanites acides (rhyolite, verre obsidiennique, ignimbrite), laves andésitiques et dacitiques, grès et siltites cambriens, cornéennes, granite cadomien. Elles résultent du démantèlement partiel d'appareils volcaniques et sont piégées dans des systèmes de chenaux.

кip. **Ignimbrites**. Outre celle reconnue au sommet de la brèche bleue, plusieurs nappes ignimbrtiques (3 au maximum) ont été identifiées dans l'ensemble supérieur de la Formation des Pyroclastites de Voutré. Seule la nappe principale, située sous l'unité conglomératique de la carrière de la Kabylie, est reportée en cartographie (unité 7-2, fig. 6).

Les nappes ignimbritiques, d'épaisseur variable (1 à 10 m), offrent plusieurs caractéristiques communes : aspect tufacé ; absence de stratification interne nette ; pas de tri des éléments ; concentration extrême en fragments juvéniles (verres acides et ponces montrant tous les stades d'une vésiculation progressive) ; taille maximum des fragments juvéniles et des quelques lithoclastes n'excédant pas 5 cm ; abondante matrice composée de fragments de ponces éclatés (vitroclastes) et de plages vitreuses encore vésiculées ; association étroite avec des couches de cendres à lapillis accrétonnés. Tous ces caractères plaident en faveur, non seulement d'une certaine distalité des nappes ignimbritiques, mais aussi de l'intervention, lors de leur genèse, de mécanismes hydroclastiques (très fort degré de fragmentation du magma acide et absence de soudure à chaud des éléments).

kcq. Cinérites à lapillis accrétonnés. Des horizons de tufs et de cinérites, pouvant constituer des ensembles plurimétriques (unités 7-1 et 9, fig. 6) encadrent fréquemment les nappes ignimbritiques. Dans le détail, ces ensembles se composent de deux termes lithologiques :

- des cinérites vertes, siliceuses, se présentant elles-mêmes sous plusieurs faciès :

- niveaux homogènes à fine matrice cendreuse,
- niveaux finement stratifiés avec films très réguliers dans lesquels se concentrent des cristaux,
- niveaux riches en lapillis accrétonnés ; ces derniers, de forme ovoïde et de taille centimétrique, sont dispersés de façon quelconque dans la matrice cendreuse. La similitude de composition entre leur nucleus et cette matrice exclut qu'ils aient subi un transport en dehors de leur lieu de genèse. Lorsqu'ils reposent sur les lits finement stratifiés, les lapillis provoquent le développement de petites figures de charges ;

- des cinérites grossières et des tufs composés pour l'essentiel de fragments de ponce et de verre acide perlitique plus ou moins vésiculé, voisinant avec de rares éléments microlitiques et sédimentaires. Ces lits décimétriques à grain grossier (taille maximum des ponces : 1 cm) surmontent, sans discontinuité apparente de la matrice fine, les couches de cendres à lapillis accrétonnés.

L'interprétation génétique de ces ensembles cinéritiques fait, une nouvelle fois, appel à un dynamisme hydroclastique au cours duquel se mettent également en place les nappes ignimbritiques.

kcgp. Conglomérats volcanogènes. Au nombre de trois à quatre au maximum et d'épaisseur variable (3 à 15 m), les unités conglomératiques se caractérisent par leur très faible maturité de texture : mélange de galets roulés et de blocs mal équarris ; classement très médiocre illustré par le voisinage de galets atteignant jusqu'à 1 m de long et d'éléments de la taille des graviers (exemple du 3^e niveau de la carrière de la Massottrie) ;

abondante matrice fine qui enrobe les galets, ceux-ci étant rarement en contact entre eux (« matrix-supported conglomerate »). Parmi les galets, figurent essentiellement des volcanites acides (rhyolites aphyriques rubanées dominantes ; ignimbrites à texture vitroclastique) à côté de quelques laves hyalo-microlitiques et des tuffites. Si aucun granoclassement direct ou inverse ne s'observe, il se développe quelquefois de grands litages plans ou obliques avec des feuillettes se recoupant sous un angle faible.

Les conglomérats emplissent des chenaux creusés dans les nappes ignimbritiques et les ensembles cinéritiques. Leur mise en place s'effectue selon un mode de transport torrentiel sur de courtes distances, à la faveur de brèves débâcles charriant une forte charge sédimentaire (conglomérats de type « debris-flows »).

La Formation des Pyroclastites de Voutré dans les Coëvrons centraux et orientaux

Dans la partie centrale et orientale du synclinal des Coëvrons, le prolongement de cette formation peut s'examiner à la faveur de quelques coupes partielles, situées pour les premières entre Rouessé-Vassé et Sillé-le-Guillaume, et pour les secondes à l'Est de Sillé-le-Guillaume. En dehors de ces secteurs favorables, les faciès volcaniques de la Formation des Pyroclastites de Voutré ont été regroupés dans un même ensemble indifférencié (kp).

• **Entre Rouessé-Vassé et Sillé-le-Guillaume**, la succession volcanique peut s'examiner en partie au flanc sud (Nord de Rouessé-Vassé) et au flanc nord (Ouest du Grez) :

- au Nord de Rouessé-Vassé, des cinérites à lapillis accréionnés tapissent le toit de la Formation des Grès de Sainte-Suzanne (ancienne carrière de Bertras) ; elles sont recouvertes par une puissante série où alternent des nappes ignimbritiques (k_{ip}) (exemple de la petite carrière au Sud-Ouest des Chauvinières), des horizons de tufs et de cinérites à lapillis accréionnés (k_{cp}) et des unités conglomératiques (k_{cgp}) (Est des Chauvinières : x = 411,05 ; y = 1054,60 ; D 103 bis : x = 411,40 ; y = 1054,50). Cette série, équivalente à l'ensemble supérieur des carrières de Voutré est elle-même surmontée par des tuffites appartenant à la Formation des Grès feldspathiques (ferme des Chauvinières) ;

- dans le vallon à l'Ouest du Grez, trois faciès volcaniques principaux composent la succession volcanique : des cinérites brunes à lapillis accréionnés (k_{c□}), situées à la base (x = 414,00 ; y = 1057,20) ; d'épaisses nappes ignimbritiques riches en ponces (k_{ip}), affleurant en petite falaise le long du vallon (Nord-Ouest du Plessis) ; une unité conglomératique (k_{cgp}) intercalée au sein des nappes ignimbritiques et qui s'observe au Nord du Plessis

(x = 414,30 ; y = 1057,10). Une formation de grès tufacé grossier (k4-5) repose sur les ignimbrites (Ouest du Plessis).

• **Dans les Coëvrons orientaux**, deux coupes situées au flanc nord du synclinal entaillent la Formation des Pyroclastites de Voutré (étang de Jouteau et Saut du Serf), tandis qu'au flanc sud, les meilleures observations s'effectuent dans d'anciennes carrières ouvertes dans la Formation des Grès de Sainte-Suzanne : le Thabor à la sortie est de Sillé-le-Guillaume et le Mont-du-Coq entre Saint-Rémy-de-Sillé et les Bourdaines.

- Initialement levée par L. Berthois (1939), la *coupe de l'étang de Jouteau*, le long de la D 105, montre, au-dessus de la Formation des Grès de Sainte-Suzanne, la succession suivante : 4 m de cinérites à lapillis accrétionnés (кср) ; une nappe ignimbritique ponceuse (2 m) (кп) ; un puissant ensemble bréchiq (13 m environ) (кбр), composé de brèches lithiques massives (cf. brèche bleue de la Kabylie), riches en fragments de laves hyalo-microlitiques (taille maximum : 7 cm) dont certains contiennent des grenats ; au sommet, les brèches et les tufs se chargent progressivement de lambeaux de ponces, ce qui leur confère un cachet ignimbritique ; faute d'affleurement, seuls quelques blocs épars de cinérites à lapillis accrétionnés fournissent une indication sur la nature des termes supérieurs de la succession volcanique.

- Les faciès de base de la *coupe du Saut du Serf* sont similaires à ceux de la coupe précédente : des cinérites rougeâtres à lapillis accrétionnés (4 à 5 m), surmontées d'une nappe ignimbritique (15 m environ), reposent sur le toit de la Formation des Grès de Sainte-Suzanne. Après une puissante intercalation de grès et siltites verdâtres, les termes sommitaux de la Formation des Pyroclastites de Voutré sont représentés par des tufs et des cinérites à lapillis accrétionnés, rapidement recouverts d'une unité de tuffites.

- À l'Est de Sillé-le-Guillaume, au flanc sud des Coëvrons, les faciès de base de la Formation des Pyroclastites de Voutré s'examinent dans l'*ancienne carrière dite du Thabor*, ouverte route de Fresnay-sur-Sarthe. En dépit des phénomènes tectoniques affectant les termes de la Formation des Grès de Sainte-Suzanne (Dangeard, 1954 ; Dupret et Le Gall, 1978), il est possible de reconnaître deux unités volcaniques : l'une constituée d'environ 10 m de cinérites à lapillis accrétionnés, intercalée dans les grès à une vingtaine de mètres de leur sommet ; l'autre, au-dessus du toit des grès, réunissant des cinérites à lapillis accrétionnés et une mince nappe ignimbritique. Encore plus à l'Est, dans l'ancienne carrière du Mont-au-Coq, il existe à 50 m du toit de la Formation des Grès de Sainte-Suzanne, un horizon métrique de tuffites. La Formation des Pyroclastites de Voutré est ici représentée par plusieurs unités volcaniques et volcano-sédimentaires d'une puissance cumulée de plus de 100 m avec de la base vers le sommet : cinérites à lapillis accrétionnés (10 m) ; puissante unité de tuffites et pyroclastites remaniées ; nappe ignimbritique riche en ponces (10 m) ; tuffites violacées (grès et micro-conglomérat tufacés) dont seule la base affleure.

La Formation des Pyroclastites de Voutré en Charnie

En Charnie, cette formation, examinée dans la vallée de l'Erve au Sud de Sainte-Suzanne, se compose de trois grands ensembles d'une puissance totale avoisinant 400 m : un ensemble de pyroclastites inférieures (¹kvsp) ; un ensemble d'ignimbrites ponceuses et de cinérites (kíp, kcp) ; un ensemble de pyroclastites supérieures (²kvsp).

¹kvsp. **Pyroclastites inférieures.** Cet ensemble, qualifié de « tufs inférieurs » (Le Gall, 1978), est constitué d'un empilement, sur 100 m, de pyroclastites remaniées, fines et grossières, à litage plan et oblique. Le contact avec la Formation des Grès de Sainte-Suzanne n'est pas visible mais, compte tenu des informations recueillies plus à l'Ouest (feuille Évron à 1/50 000), il est vraisemblable que l'activité volcanique débute, comme dans les Coëvrons, par le rejet d'un important volume de cendres.

Les pyroclastites affleurent en rive gauche de l'Erve au Nord-Est de Choiseaux ainsi que dans la cour de cette ferme (toponymie carte à 1/25 000 : x = 399,95 ; y = 1047,15). Elles renferment de multiples fragments, de teinte verte ou violacée, de 1 à 2 cm, à contours généralement anguleux ou grossièrement arrondis. L'examen microscopique révèle une grande variété de laves microlitiques à texture trachytique fluidale et de laves hyalomicrolitiques. La nature des phénocristaux (plagioclases albitiques chargés d'épidote ; fantômes de minéraux ferromagnésiens totalement chloritisés, à habitus de pyroxène) et les concentrations d'épidote et de chlorite dans la pâte microlitique permettent de rapprocher ces éléments de laves andésitiques et dacitiques. À l'inverse, les fragments de laves acides dévitrifiés et les éléments sédimentaires demeurent rares. Des phénocristaux de quartz automorphes et de feldspaths se rencontrent dans la matrice cinéritique, par ailleurs riche en épidote et en chlorite.

La variété des éléments volcaniques rencontrés, la présence de fragments légèrement émoussés, le litage oblique localement développé incitent à chercher l'origine de ces pyroclastites dans le démantèlement d'un ou de plusieurs édifices volcaniques composites, associant coulées et éjecta. Le médiocre classement des matériaux, leur manque d'usure, révèlent de plus que le transport a été limité ou s'est effectué en masse (lahar). La retombée de projections directement en milieu aquatique n'est pas exclue, car localement vers le sommet de la séquence, s'observent des horizons de tufs constitués de fragments volcaniques de même nature, dépourvus de toute trace d'usure.

kíp, kcp. **Ignimbrites ponceuses et cinérites.** Les pyroclastites inférieures sont surmontées d'une puissante série (100 m environ) d'ignimbrites ponceuses organisées en nappes plurimétriques, séparées par des lits de cinérites vertes parfois à lapillis accrétionnés. Les fragments de ponces,

blanchâtres et pulvérulents, ont une taille s'échelonnant entre le millimètre et plusieurs centimètres. Ces roches d'allure massive, mais néanmoins stratifiées, ont été confondues avec des laves (Oehlert, 1912), puis décrites comme des « tufs à pâte schisteuse silicifiée » (Berthois, 1939) et enfin comme des projections ponceuses (Le Gall, 1978). Elles sont exposées rive gauche de l'Erve ($x = 399,85$; $y = 1047,00$), ainsi que rive droite, dans une petite carrière située au Nord de la Rivière ($x = 399,60$; $y = 1047,20$). Ces nappes ignimbritiques affleurent, en outre, en forêt de la Grande Charnie, en particulier au Nord-Est de la Muette ($x = 408,00$; $y = 1043,75$).

L'analyse microscopique des ignimbrites ponceuses révèle :

- multitude de fragments ponceux (ponces de canaux ou de bulles) ;
- éléments hyalins abondants qui développent tous les stades de vésiculation depuis l'élément totalement vitreux à sphérolites de dévitrification et structure perlitique jusqu'à des verres vésiculés puis des ponces ;
- cristaux de quartz à facture pyroclastique (échardes fréquentes) et feldspaths (orthoses perthitiques et plagioclases) ; grenats almandins accidentels ;
- rares fragments de laves microlitiques ;
- matrice cendreuse, finement dévitrifiée.

Les cinérites vertes silexoïdes sont pétries de microfragments ponceux. Certains bancs renferment en outre des lapillis accréionnés de taille centimétrique dont le nucléus est envahi de lambeaux de ponces (exemple : Nord-Est de la Rivière, ferme de Pierras ; carte à 1/25 000 : $x = 400,30$; $y = 1046,85$).

Les concentrations moyennes en éléments majeurs, calculées à partir de 5 analyses chimiques (4 ignimbrites et 1 cinérite) (tabl. 2) permettent de dégager les principales tendances du magmatisme : roches acides (SiO_2 : 76,5 %), pauvres en calcium (CaO : 0,38 %), en fer total ($\text{FeO} + \text{Fe}_2\text{O}_3$: 2,25 %) et en magnésium (MgO : 0,30 %). Excepté une légère augmentation en SiO_2 et une légère baisse en alcalins, ces caractéristiques de rhyolite sodi-potassique sont celles des ignimbrites régionales (Le Gall, 1993 ; Le Gall et Cabanis, 1985).

²kvsp. **Pyroclastites supérieures.** Puissant de près de 200 m, cet ensemble regroupe les deux unités définies antérieurement sous les noms de « tuffites violacées » et de « brèches et tufs supérieurs » (Le Gall, 1978).

Dans la vallée de l'Erve, des niveaux fins de couleur violacée recouvrent, sans contact visible, les ignimbrites ponceuses. Ces roches tendres, remaniées par l'eau, sont entamées par la petite route menant à la ferme précitée de Pierras. En ce lieu ($x = 399,90$; $y = 1046,95$), les tuffites contiennent un horizon silexoïde, très dur, tout à fait identique au niveau repère (« pierre violette ») de la carrière de la Kabylie : même stratification fine, plane et oblique, mêmes figures de charge et de slumping.

Les tuffites violacées sont surmontées par une puissante succession pyroclastique, de brèches à la base et de tufs au sommet. Les faciès bréchiens, affleurant à l'Est de la Rivière (x = 400,05 ; y = 1046,85), recèlent en quasi-totalité des fragments de laves violacées porphyriques, d'une taille maximum de 4 à 5 cm. Ces laves hyalo-microlitiques fluidales, à phénocristaux de plagioclases et de ferro-magnésiens totalement déstabilisés (pyroxène et/ou amphibole), possèdent des concentrations en éléments majeurs (tabl. 2) très proches de celles relevées en moyenne dans les rhyodacites du Maine (Le Gall et Cabanis, 1985). Les brèches, épaisses d'une trentaine de mètres, évoluent vers des tufs dont les constituants demeurent strictement identiques au type décrit ci-dessus. Seuls les tufs sommitaux, recouverts par la Formation des Psammites de Sillé (la Rivière), s'en distinguent par l'incorporation de laves acides dévitrifiées aux côtés des laves microlitiques. Des quartz automorphes, fréquemment brisés, envahissent en outre la matière fine.

Les brèches et les tufs formant la base du complexe pyroclastique supérieur témoignent indirectement d'une forte activité volcanique, très certainement de nature hydroclastique, avec pulvérisation et projection de laves microlitiques. Une amorce d'usure sur les éléments de la brèche révèle que ces matériaux ont subi un faible remaniement postérieurement à leur dépôt. Les phénomènes de remaniement s'accroissent vers le toit du complexe où se rencontrent des tuffites bien stratifiées aux éléments plus variés.

En forêt de la Grande-Charnie, des pyroclastites remaniées appartenant au complexe supérieur s'observent dans une petite excavation abandonnée, le long de la route forestière la Muette-la Lande-Ronde au carrefour de l'allée dite de Rosée (x = 407,35 ; y = 1044,00).

Dômes rhyolitiques de Sillé-le-Guillaume

La rhyolite de Sillé-le-Guillaume constitue une suite de dômes, épais au maximum de 100 m, dont l'injection est contemporaine de la sédimentation des faciès de la Formation des Psammites de Sillé (Le Gall, 1981,1993). Ces venues magmatiques terminent le cycle des manifestations volcaniques se déroulant tout au long du Cambrien dans les Coëvrons.

крр. Rhyolites porphyriques. Le célèbre « porphyre traité » de Sillé (Berthois, 1939 ; Michel-Lévy, *in* Guillier, 1886) comprend des phénocristaux de quartz (10,4 %), de feldspath potassique (11,1 %), de plagioclase (oligoclase An 12 %) (14,7 %) et de biotite (5,7 %). Parmi les minéraux accessoires, il faut signaler la présence de cordiérite, en prismes automorphes pinitisés, et de grenat. Les feldspaths potassiques rose vif, quelquefois gainés de plagioclase verdâtre, atteignent 5 cm de long ; ils ne présentent pas d'orientation préférentielle. La mésostase (plus de 50 % du volume de la

roche) est finement dévitrifiée en un mélange de quartz, feldspaths et chlorite. Le degré d'arénisation de cette rhyolite porphyrique est le plus souvent élevé, sauf dans la tranchée de l'ancienne route de Mayenne au lieu-dit la Revanière (carte à 1/25 000 : x = 416,15 ; y = 1057,00) où la roche possède une exceptionnelle fraîcheur. Les rares enclaves sont constituées de laves microlitiques sombres, de composition andésitique.

L'analyse chimique de la rhyolite (tabl. 2) révèle une lave acide ($\text{SiO}_2 = 70\%$), pauvre en fer total, magnésium et calcium, riche en alcalins (la somme $\text{Na}_2\text{O} + \text{K}_2\text{O}$ avoisine 8 %). Il s'agit donc strictement d'une rhyolite, dont les caractères chimico-minéralogiques sont ceux des ignimbrites cambriennes du Maine (Chalot-Prat et Le Gall, 1978 ; Le Gall et Cabanis, 1985).

ROCHES FILONIENNES

$\mu\gamma^4$. **Aplites.** Sur la bordure méridionale, la granodiorite d'Izé est traversée par de nombreuses petites veines et filons aplitiques. Leur aspect diffus et leur extension limitée n'ont pas permis, en règle générale, de les reporter sur cette carte. Seuls deux filons, d'épaisseur métrique, échappent à cette règle : l'un situé au Sud de la Grande-Fourcherie, l'autre à Courfontaine. Dans les deux cas, la roche de teinte gris clair et à grain fin se compose de plagioclases séricitisés, nettement moins abondants que l'orthose perthitique et le quartz. Des cordiérites pinitisées et de rares biotites chloritisées complètent l'inventaire minéralogique.

$\mu\gamma$. **Microgranites porphyriques.** Tout le secteur méridional du batholite d'Izé, qui s'étend en partie sur le territoire de la carte Villaines-la-Juhel, se singularise par l'abondance des filons de microgranite porphyrique, disposés en dykes d'orientation E-W. Le filon le plus important (plus de 500 m de long sur 75 m de large) est situé au Nord-Ouest de la Bousselière (meilleur point d'observation : rive est d'un petit étang en x = 405,50 ; y = 1062,30). Il renferme des phénocristaux de quartz automorphes à golfes de corrosion, des plagioclases largement séricitisés, des orthoses perthitiques assez rares, des biotites chloritisées, le tout baignant dans une pâte microgrenue où, vers les épointes, s'ébauche parfois une texture lavique.

La période de mise en place du cortège filonien microgranitique demeure ambiguë. En l'absence de données radiométriques, le choix est le suivant :

- filons tardi-cadomiens génétiquement liés au plutonisme granodioritique,
- filons cambriens rattachés au volcanisme acide de la province du Maine,
- filons varisques.

La première hypothèse semble la moins réaliste compte tenu de leur quasi-absence, à l'échelle du batholite mancellien, absence résultant du

caractère chaud et essentiellement sec du magma granodioritique (Georget, 1986). La seconde hypothèse, déjà envisagée (cf. notice Villaines-la-Juhel : Doré *et al*, 1986b), repose en partie sur la minéralogie et le cachet hypovolcanique des filons, mais surtout sur leur localisation dans le massif d'Izé au droit du prolongement du graben du Maine. La troisième hypothèse, probablement la meilleure, s'appuie sur le fait qu'à l'Ouest (Évron 1/50 000) des dykes de microgranite porphyrique, injectés dans la granodiorite d'Alexain-Deux-Evailles et sa ceinture métamorphique, recoupent le cortège filonien doléritique assurément varisque (Oehlert, 1886). En outre, l'un de ces filons acides est intrusif dans les dolomies cambriennes de la carrière de Neu (feuille Évron : Mary et Giordano, 1987).

μρ. Rhyolites fluidales aphyriques. Au Nord-Ouest du château d'Orthe ($x = 408,25$; $y = 1061,70$), un filon plurimétrique de rhyolite vert clair, siliceux, est injecté dans la granodiorite d'Izé. La fluidalité de la lave, exprimée au microscope par l'orientation de quelques petites lattes de plagioclase, est parallèle à une foliation disposée N65°E, 75°NW. La mise en place de cette volcanite acide est probablement synchrone de celle des dykes de microgranite, lesquels sont parfois accompagnés de faciès hypovolcaniques (Villaines-la-Juhel à 1/50 000).

α. Filons dacitiques et andésitiques. Ces filons constituent plusieurs dykes et sills injectés dans la Formation des Schistes et calcaires, en Charnie : dyke au Sud-Ouest d'Ambriers ; sills au Sud de Torcé-Viviers-en-Charnie et au Sud-Est de la Valette. En raison d'une même composition, il est possible d'adjoindre à ce cortège le long dyke subméridien qui recoupe le Briovérien au Sud de Voutré. Le degré d'altération des filons contrarie le plus souvent leur détermination et seule la présence de quelques quartz automorphes permet d'identifier d'anciens termes dacitiques. L'examen microscopique des faciès les plus frais montre une roche à texture intersertale, avec lattes automorphes de plagioclases chargés de calcite, fantômes de minéraux ferromagnésiens totalement chloritisés, minéraux opaques et quartz interstitiel rare.

La seule analyse chimique disponible, réalisée sur l'un des sills au Sud de Torcé-Viviers-en-Charnie (tabl. 2 ; n° 154), reflète la nature andésitique de cet hypovolcanisme, qui présente des affinités avec le magmatisme doléritique varisque. Sans rejeter totalement l'hypothèse de leur liaison avec le volcanisme cambrien du Maine, il paraît donc plus logique d'associer ces filons à l'expression du magmatisme doléritique, dont ils représenteraient des termes plus différenciés.

αβ. Dolérites. Plusieurs filons doléritiques, presque tous injectés sous forme de dykes subméridiens, figurent sur le territoire de la carte. Leur puissance est très variable (métrique à pluridécamétrique) de même que leur

longueur et leur degré d'altération. Ces filons se rencontrent essentiellement au sein de la série briovérienne bien qu'il existe trois dykes orientés N20, l'un recoupant les volcanites de la carrière de la Kabylie, les deux autres intrusifs dans des dolomies cambriennes (carrières de l'étang de Grouteau et de Vinay). À ces dykes s'ajoute un sill métrique contenu dans les siltites siluro-dévonniennes de la Formation du Val (Sud des Pâtisseries). Si la plupart des filons paraissent indemnes de déformation, d'autres sont affectés d'une schistosité. Outre le petit dyke métrique situé au Sud de l'Écharbeau (Safa, 1980), c'est le cas des dykes méridiens, reconnus lors du creusement de la descenderie sur le site de Rouez.

La texture des filons varie en fonction de leur puissance. Dans les dykes métriques à plurimétriques, la texture demeure intersertale (cf. dyke du moulin de Gratte-Sac, le long de l'Erve), tandis qu'elle devient ophitique au cœur des filons les plus épais (dyke situé dans l'angle nord-ouest de la carte, au Nord-Ouest de l'Hermanderie). Quelle que soit leur texture, la composition minéralogique des dolérites est homogène. Elle comprend des lattes automorphes de plagioclases zonés (labrador à andésine), plus ou moins englobés dans des plages d'augite, irrégulièrement ouralitisée en amphibole verte et brune. Les oxydes ferrotitanés (ilménite et/ou titanomagnétite), parfois cernés de biotite, abondent, tandis que le quartz interstitiel reste habituellement rare. Dans le dyke très puissant au Nord-Ouest de l'Hermanderie, de l'orthopyroxène s'associe au clinopyroxène pour former des édifices composites.

La composition chimique en éléments majeurs des dolérites (tabl. 2) traduit une nette affinité tholéitique marquée par de fortes concentrations en fer et en titane. Ces tholéites continentales, qui constituent un important essaim filonien recoupant la Mancellia, sont l'une des expressions du magmatisme basique de la limite dévono-carbonifère (Gresselin *et al*, 1988 ; Le Gall et Mary, 1983 ; Mary et Le Gall, 1985).

Q. Quartz. À l'exception d'un mince filon cicatrisant le contact tectonisé entre les conglomérats cambriens et le Briovérien à l'Est du château de Vassé, les seuls filons de quartz importants se localisent dans le batholite d'Izé, le long de sa bordure sud. Ces filons se suivent parfois sur plus d'un kilomètre (filon situé au contact granodiorite/cornéennes à l'Ouest de Rebusson) et leur épaisseur maximum avoisine 50 m (filon de la Bretonnière et filon à l'Ouest de Courfourtaïne dans lequel existait une carrière, aujourd'hui entièrement comblée). Les filons, constitués de quartz blanc laiteux, apparemment non minéralisés, s'orientent conformément à la foliation qui affecte la bordure méridionale de la granodiorite d'Izé.

MÉSOZOÏQUE

Jurassique

La série jurassique (fig. 7) se développe dans la partie est de la feuille Sillé-le-Guillaume, formant une avancée vers l'Ouest, entre les reliefs gréseux des Coëvrons et de la Charnie. Elle constitue l'essentiel des grands plateaux pierreux de la Champagne de Conlie. Sa base, constituée par des formations détritiques sableuses aquifères est souvent jalonnée par des sources. Bien que la puissance cumulée des formations atteigne 40 m, l'épaisseur moyenne de couverture exposée ne dépasse jamais 20 m d'épaisseur.

Une tectonique cassante s'organisant autour des directions N45° (dominante) et N135° (mineure), affecte ce mince tégument subhorizontal, mettant morphologiquement en valeur les moindres décalages. Cette structuration contrôle l'organisation du réseau hydrographique qui entaille la série sédimentaire et son socle, en de longues « touches de piano » d'élongation N45° s'abaissant en général vers le Sud-Ouest.

Deux affleurements permettent d'observer clairement le contact Jurassique/socle. Le premier se situe à la Corvaserie (ferme de la Chevalerie), à 3 km à l'ENE de Pezé-le-Robert, dans une petite carrière en contrebas de la route. On peut y voir des bancs d'épaisseur décimétrique de biosparite à rares fragments de quartz, transgresser du Sud vers le Nord une barre de calcaires paléozoïques. Le deuxième se trouve à la Piedboulerie, en limite de la feuille Beaumont-sur-Sarthe, où l'on peut voir les calcaires à *Montlivaltia* du Bathonien supérieur recouvrir les quartzites du socle. Ce contact se suit vers l'Est, sur la feuille voisine, dans la carrière du Gué-Pierreux.

14. Calcaires argileux, calcaires gréseux, argiles et sables (Toarcien).

Absent à très réduit dans le Nord, ce niveau n'est bien individualisé qu'au Sud dans les environs de Bernay et Ruillé-en-Champagne. Entre ces deux localités, à l'habitation le Linceul, on observe sur 6 m d'épaisseur une alternance de sables fins à bélemnites, de calcarénite litée à brachiopodes, plus ou moins bioturbée et sableuse, de marnes blanchâtres à rognons calcaires, de calcaires conglomératiques intraformationnels, de calcaires silto-gréseux lumacheliques. Vers le Sud, en direction de la feuille Loué, cette assise détritique est surmontée par une alternance de calcaire argileux et marnes fossilifères, finement gréseux, en bancs hémimétriques, atteignant 10 m d'épaisseur.

Partout ailleurs, le Toarcien n'est connu que par des témoins discontinus et fragmentaires dans de mauvaises conditions d'observation. Les faciès rencontrés sont variés, argileux à calcaires, souvent fossilifères et comportent toujours une charge détritique notable.

Dans les environs de Crissé, le Toarcien est subaffleurant en plusieurs localités. La plus belle occurrence se situe à 1 km à l'Ouest de Crissé (lieu-dit la Butte) dans deux anciennes carrières situées de part et d'autre de la D 87. Il est constitué par 1 m de sables ferrugineux et d'argiles ou marnes beiges à débris de bivalves. Vers le Nord et l'Est, dans le prolongement de cet horizon détritique, on peut récolter dans les champs des faunes à térébratules du Toarcien.

À la fontaine Salée, source du ruisseau du Béchet, au Nord de Conlie, le Toarcien (Riout, 1967) est constitué par des sables fins quartzeux, argileux au sommet, se terminant par une couche lumachellique, des calcaires argileux bleu-noir à *Hildoceras* et *Harpoceras*. Ces niveaux sont surmontés par des calcaires gréseux à graviers ou galets et des calcaires gréseux perforés.

À 2 km au Sud-Est de Tennie, au lieu-dit les Asnières, une petite retenue d'eau artificielle a été creusée dans des calcaires microconglomératiques, des marnes grises, des argiles vertes et bleues, des calcarénites lumachelliques gréso-silteuses finement litées et des calcaires silteux riches en ammonites. La macrofaune a livré :

—bivalves : *Pleuromya uniformis*, *Pholadomya fidicula*, *Plagiostoma toarcenses*, *Greclsya* cf. *abducta* ;

—brachiopodes : *Telothyris jauberti* ;

—céphalopodes : *Harpoceras exaratum*, *H subplanatum*, *H. falciferum*, *H. falciferoides*, *Hildoceras crassum*, *H. gr. geczyi*, *Orthildaites douvillei*, *Dactylioceras (Orthodactylites) crassiusculosum*, *D. (O.) verme*, *Nodicæloceras crassoides*, *D. (Dactylioceras) sp.*, *D. (Zugodactylites) sp.*, *Peronoceras sp.*, *Acrucælites tripartitus*.

Elle caractérise le Toarcien inférieur et la base du Toarcien moyen.

Un certain nombre de témoins à caractères détritiques situés à la base de la série jurassique peuvent être encore mentionnés. En l'absence de faune pour les dater, ils peuvent être rattachés soit au Toarcien, soit à un niveau d'âge plus récent.

Autour du plan d'eau de Conlie sont visibles des sables ocre, des calcaires gréseux et des argiles. À la fontaine de Brice, près de la Gilardière, entre Crissé et Conlie, les travaux de captages ont touché des calcaires gréseux et des sables fins à bélemnites. Entre la Jaunelière et Conlie, un puits creusé à la ferme du Cormier, a traversé 3 à 4 m de sables fins à la base des calcaires (Riout, 1967). Dans le même secteur, à la ferme de la Perrière, un puits d'une dizaine de mètres de profondeur a touché des sables fins aquifères.

Ces sédiments représentent les premiers témoins de la transgression Jurassique sur le socle paléozoïque. Après les premiers peuplements de bivalves, la présence de céphalopodes nageurs indique clairement la trans-

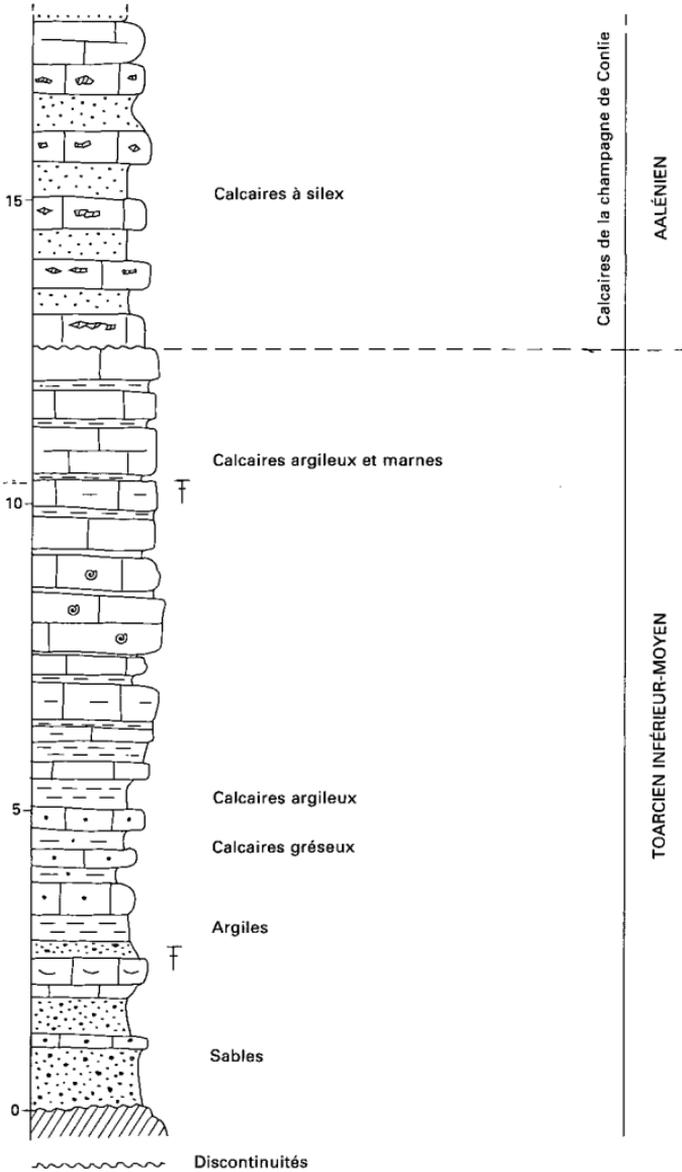
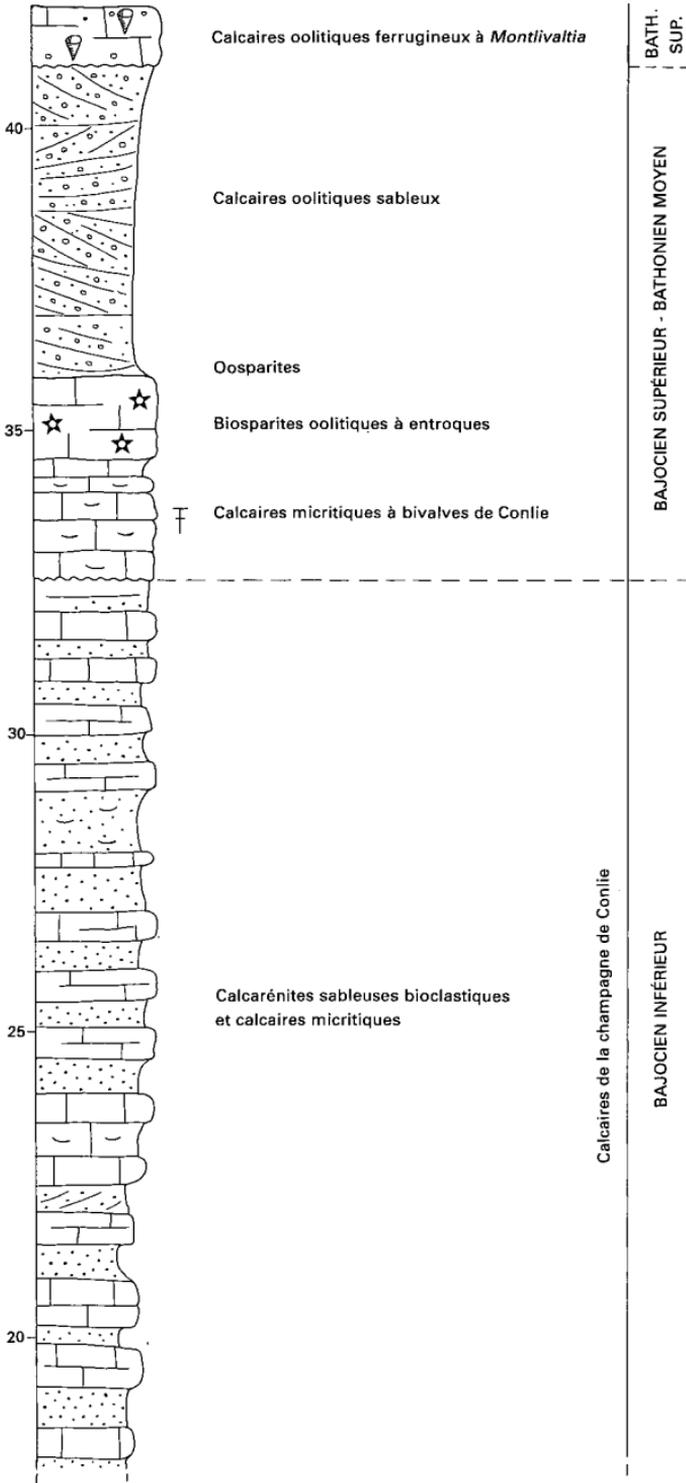


Fig. 7 - Coupe lithostratigraphique des terrains jurassiques



gression marine du Toarcien inférieur au Toarcien moyen. Le Toarcien supérieur n'a pas été caractérisé.

j1-2. Calcaires de la Champagne de Conlie et calcaires à silex (Aalénien-Bajocien inférieur)

- **Calcaires à silex** (j1-2[1]). Dans le Sud de la feuille, entre Bernay et Ruillé-en-Champagne on note la présence de nombreux silex dans des lits marneux intercalés au sein des calcaires de la Champagne de Conlie, donnant par altération de véritables argiles résiduelles à silex. Ce faciès se développe plus largement au Sud sur la feuille Loué. À l'Est, sur la feuille Beaumont-sur-Sarthe, ces faciès à silex se développent au-dessus du Toarcien, dans les niveaux de base des calcaires de la Champagne de Conlie. Ils sont là attribués à l'Aalénien.

- **Calcaires de la Champagne de Conlie.** Ces calcaires constituent sur de grandes étendues les plateaux de la Champagne de Conlie. Leurs débris jonchent les labours, constituant un véritable régolithe dont les éléments sont emballés dans les limons éoliens et les argiles d'altération. Quelques rares coupes sont accessibles sur les flancs de ces plateaux.

La base de la séquence est bien exposée à l'Ouest de Crissé, dans les carrières du lieu-dit la Butte. Les assises sablo-argileuses du Toarcien sont surmontées par 1,50 m de calcaire oolitique et coquillier (oosparite bioclastique), à nombreux débris de quartz et quartzites paléozoïques, non jointifs, d'un diamètre maximum de 2 cm, non classés. Cet horizon se termine par 40 cm de calcaire ou sable oolitique lité à litage entrecroisé. Après une surface de discontinuité on relève 2 m de calcaire lité à débits en plaquettes onduleuses, à coquilles de bivalves, polypiers isolés et entroques, dont la base est soulignée par 20 cm de conglomérat intraformationnel et le sommet est constitué à nouveau par un faciès de calcaire sableux oolitique lité.

Le reste de la séquence est constitué par une alternance monotone de micrites et calcarénites sableuses régulièrement litées. Une coupe type de ces faciès peut être levée sous le château de Nouray, à 2 km au Sud de Tennie, ou au four à chaux de Tennie. Les passées sableuses ont une épaisseur moyenne comprise entre 0,5 et 1 m, les bancs micritiques oscillent entre 10 à 40 cm.

Les calcarénites sableuses sont bioclastiques à éléments intraformationnels émoussés dont la taille va du gravier de 1 cm au bloc de 10 cm. Ces éléments sont perforés et encroûtés par des serpules (*Dorsoserpula* sp.) et le plus souvent flottant dans la matrice sableuse. Les lits sableux sont les plus fossilifères avec notamment de nombreux bivalves à coquille en connexion. Ils sont fréquemment bioturbés, parfois à litage oblique d'épaisseur centimétrique, mais le plus souvent en bancs non lités. On trouve dans la matrice sableuse outre de nombreux bioclastes, des pelletoides ocre, plus rarement des oolites. Quelques passées marneuses ont pu être notées localement.

Les bancs micritiques indurés se débitent parfois en plaquettes ondulées. Ils sont plus rarement fossilifères mais vers le sommet de la série s'enrichissent en nombreuses coquilles de bivalves, aquérant ainsi un faciès typique de la formation sus-jacente.

Deux sondages pour A.E.R réalisés sur le plateau situé au Nord du Val-de-Pierre (station de pompage de Boissé et lieu-dit les Grouillardières), indiquent que cette série peut atteindre 20 m d'épaisseur.

Ce sédiment peu mature témoigne d'un faible transport des éléments qui le composent et d'un milieu de faible à moyenne énergie. Il s'est probablement déposé sous une tranche d'eau plus faible que pendant la période précédente, dans un domaine de plate-forme interne.

- **Âge de la formation.** La faune de bivalves récoltée dans les bancs sableux comprend : *Pleuromya uniformis*, *Pholadomya (Bucardomya) murchisoni*, *Gresslya abducta*, *Ceratomya bajociana*, *Modiolus (Inoperma) sowerbyana*, *Celastarte excavata*, *Mesomiltha cf. bellona*, *Fimbria* sp., *Anisocardia* sp., *Pseudolimea* sp., *Eopecten* sp., *Pseudotrapezium* sp., *Trigonia striata* de l'Aalénien moyen.

A Tennie, la Zone à *Sphaeroceras sauzei* (partie supérieure du Bajocien inférieur) a été reconnue (feuille 1/80 000 Mayenne).

j2-3B ; j2-3C ; j2-3O. **Biosparites, oosparites ; calcaires à bivalves de Conlie ; oolites sableuses blanches (Bajocien supérieur-Bathonien moyen).** À la partie supérieure des calcaires de la Champagne de Conlie se développe un ensemble où sont étroitement associés et intriqués trois termes lithologiques : des calcaires biosparitiques, des calcaires micritiques riches en bivalves, et des calcaires oolitiques. Leur ordre de succession est variable, mais en règle générale les sables oolitiques sont en position sommitale. Cette trilogie n'a pas été distinguée cartographiquement sur les feuilles voisines Loué et Beaumont-sur-Sarthe. Sur cette dernière, elle est décrite et regroupée avec la partie supérieure des calcaires de la Champagne de Conlie. La base de ces bancs présente fréquemment une discontinuité au contact avec les calcarénites sableuses sous-jacentes.

- **Biosparites et oosparites (j2-3B).** Deux niveaux, d'un calcaire relativement massif, formant de grosses dalles et montrant un faciès très particulier, ont pu être individualisés dans les alentours de Conlie. Il s'agit d'un calcaire à débris d'échinodermes, lumachellique, à petites coquilles de bivalves à test conservé, à ciment sparitique grossier, fréquemment oolitique.

- **Calcaires à bivalves de Conlie (j2-3C).** Dans les environs de Conlie, se développe un calcaire caractéristique, à pâte micritique beige, pétri de grandes coquilles de bivalves (dont de nombreuses trigonies), formant des

vides à remplissage calciteux. Les valves qui demeurent en connexion indiquent un faible transport.

- **Oolites sableuses blanches** (j2-3O). Ce niveau oolitique se développe principalement au Sud de Conlie et vers le sommet de la formation. Il est bien visible à la sortie sud de Conlie et entre cette localité et le village de Cures. Il est représenté par un sable oolitique blanc plus ou moins cimenté, à stratifications inclinées et entrecroisées. Les oolites sont de dimensions millimétriques. Quelques passées plus indurées, lumachelliques à débris d'échinodermes, s'y intercalent.

Cette formation, avec ses trois pôles lithologiques, sa discontinuité basale et son faciès terminal oolitique sableux à litages obliques, constitue une entité déposée dans un milieu d'énergie de plus en plus haute, sous une tranche d'eau s'amenuisant.

- **Age de la formation.** A Conlie, la présence de reste de *Parkinsonia* sp. indique le Bajocien supérieur. La faune de bivalves comprend : *Gervillella* sp., *Cultrioysis* sp., *Fimbria* sp., *Trigonia* sp., *Orthotrigonia bathonica*, du Bathonien moyen.

Les faciès biosparitiques et oosparitiques ont été notés sur la feuille voisine Beaumont-sur-Sarthe (« calcarénite bioclastique très grossière à entroques s'enrichissant vers le haut en oolithes ») où ils ont été attribués hypothétiquement au Bajocien inférieur à moyen. Les sables oolitiques sont à rapprocher des calcaires et sables oolitiques bioclastiques (oolite de Mamers) décrits sur la feuille Loué au Sud et attribuées au Bathonien. Sur la feuille Beaumont-sur-Sarthe, ils se corrélaient avec des calcaires oolitiques et bioclastiques blanchâtres. Ils sont également connus sur la feuille Le Mans où un âge bathonien inférieur et moyen leur est attribué.

j3. Calcaires et oolites ferrugineuses à *Montlivaltia* (Bathonien supérieur). Volumétriquement peu important et difficile à mettre en évidence, cet horizon n'en constitue pas moins un niveau marqueur régional d'importance. Il a en particulier été reconnu avec une bonne continuité sur la feuille Beaumont-sur-Sarthe et décrit sur les feuilles Villaines-la-Juhel, Loué et Le Mans.

Au Nord de la feuille, les calcaires à *Montlivaltia*, sont visibles sous la butte cénomaniennne de la Corvaserie (la Rongère) et à la Piedboulèrie. D'une épaisseur réduite (3 m), ils reposent là, directement sur les quartzites du socle. Ils sont constitués par un calcaire bioclastique, ferrugineux limonitique, riche en macrofaune, avec quelques intercalations de calcaire argileux à oolites ferrugineuses. À peu de distance de là, on les retrouve sur la feuille voisine Beaumont-sur-Sarthe, discordants sur les quartzites du socle

exploités en carrière, au Nord du Gué-Pierreux. À la base de la butte céno-manienne du Camp, à proximité de la Jaunelière, un niveau de calcaire argileux à oolites ferrugineuses altérées et éparées typiques a pu également être mis en évidence.

La faune comprend :

- céphalopodes : *Cosmoceras contrarium*, *Opis lorierei*, *O. similis* ;
- bivalves : *Trigonia castor*, *T. proserpine*, *T. cf. costata*, *Chlamys* sp., *Gervillella* sp., *Sphoera madridi*, *Eudesia flabellum*, *E. cardium*, *Dictyothyris coarctata*, *Wattonithyris* sp. ;
- coelentérés : *Montlivaltia sarthacense*,
indiquant la base du Bathonien supérieur.

Crétacé

En transgression vers l'Ouest sur les formations jurassiques, le Cénomaniens est représenté par de nombreux plaquages et buttes-témoins. Cet ensemble n'est plus représenté dans certains cas que par des placages argileux dans les champs (cf. « Quaternaire et formations superficielles »), emballant des fragments de grès ferrugineux, quelques éléments anguleux de socle et des galets de quartz roulés. C'est le cas dans les environs de Bernay.

n6-c1. Argiles et sables ; conglomérats et sables (Albien-Cénomaniens)

• **Argiles et sables** (n6-c1[1]). Dans la plupart des cas la base du Cénomaniens est constituée par un ensemble argileux à intercalations gréseuses, affleurant souvent dans de mauvaises conditions. Au Sud du Val-de-Pierre (les Landes) on trouve des argiles bleues et brunes à niveaux de quartz roulés. Au Sud de Pezéz-le-Robert, des sables ocre massifs et des niveaux de kaolinite blanche d'épaisseur décimétrique, surmontent directement le socle. De tels niveaux sont également visibles dans la carrière du Milardon au Sud de la D 304.

• **Conglomérats et sables** (n6-c1[2]). À l'Ouest de Tennie, le long de la D 38 on rencontre des argiles et sables jaunes emballant de gros galets de quartzite atteignant 20 à 30 cm de diamètre. De gros galets choqués ont également été notés au pied nord de l'arête gréseuse ordovicienne au Sud-Ouest de Tennie, à hauteur de la Corbinière. Localement ces argiles s'enrichissent en fragments de calcaires et silex (la Croix au Grand-Léonard). De gros galets de quartzite dans une matrice de sables jaunes peuvent également être vus aux Salaines au Sud de Pezéz-le-Robert.

Les occurrences conglomératiques situées à l'Ouest de Tennie avaient été rapportées au Pliocène sur l'ancienne édition du 1/80 000. Il paraît plus

plausible d'y voir un faciès plus particulier du Crétacé, constitué au pied d'un paléorelief paléozoïque.

n6-c1A. **Argiles glauconieuses à minerai de fer (Albien supérieur-Cénomanién inférieur).** Dans les environs de Pezè-le-Robert et du Val-de-Pierre, la formation est représentée par des argiles glauconieuses oxydées, de couleur rouge, finement sableuses à galets millimétriques à centimétriques de quartz roulés.

C2. **Sables du Maine (Cénomanién moyen-supérieur).** Ces faciès peuvent être vus notamment dans les carrières de Haut-Éclair dans l'angle nord-est de la feuille, et dans la carrière de Milardon au Sud de la D 304. La formation est composée de sables et grès en bancs métriques à stratifications obliques ou entrecroisées. De nombreuses cloisons ferrugineuses et niveaux de faciès « grès roussards » à ciment d'oxyde de fer, recoupant la stratification, sont visibles.

CÉNOZOÏQUE

Tertiaire

e7. **Sables et graviers localement silicifiés (Priabonien).** Sables et graviers sub-émoussés, rubéfiés et grésifiés à leur sommet, affleurant à l'Ouest de la carte sur la butte dite « des Sérardières » (Oehlert, 1912) entre les fermes du Ridray et la Doderie. Un lambeau sableux est reconnu plus à l'Est (Est de Viviers-Torcé-en-Charnie) où une ancienne petite carrière y était implantée (Nord-Est de Champ-Chorin) ; en outre, ces sables éocènes ont été atteints dans le puits de la ferme de Champ-Fauveau (carte à 1/25 000 ; Klein, 1973).

Leur extension est moins importante que sur les feuilles voisines, notamment Évron, où un âge bartonien leur a été attribué. Par analogie avec les dépôts de type fluvial de Céaucé (feuille Domfront) à intercalations argileuses datées du Ludien (Priabonien) supérieur (Ollivier-Pierre *et ai*, 1988), leur âge fini-éocène semble probable. Leur extension est beaucoup plus grande dans la région de la Mayenne (Klein, 1973 ; Oehlert et Bigot, 1899) et dans le Bocage normand (Lautridou, 1995).

Quaternaire et formations superficielles

Blocs roulés issus du Grès armoricain. Reconnus ponctuellement au Sud-Ouest de Tennie (lieu-dit l'Angenardière, carte à 1/25 000), il s'agit de gros blocs très roulés à empreintes de « coups d'ongle », typiquement

marins, issus du démantèlement de la Formation du Grès armoricain. Leur taille peut dépasser 50 cm. Localisés au pied d'une falaise probablement marine haute d'une trentaine de mètres, leur âge est inconnu, soit bathonien par analogie avec des dépôts identiques reconnus dans le massif d'Écouves (Klein, 1960), soit cénomanien par comparaison avec les épandages de galets identifiés sur la butte des Bourleries (angle sud-est de la carte ; renseignement P. Juignet), soit enfin pliocène.

Rc1. Cénomanien argilo-sableux remanié en placages. Le Cénomanien n'est plus représenté dans certains cas que par des placages argileux dans les champs, emballant des fragments de grès ferrugineux, quelques éléments anguleux de socle et des galets de quartz roulés. C'est le cas dans les environs de Bernay.

p. Sables et graviers roulés attribués au Pliocène. Sables et petits graviers centimétriques roulés, rougeâtres, à émoussés marins. D'extension limitée et de faible épaisseur (moins de 2 m), ils ont été repérés localement au Nord-Ouest de Neuville-en-Charnie (la Rousselière) ainsi qu'au Nord-Est (Gravelot). Ils se distinguent des graviers éocènes par leur émoussé et par l'absence de silicification. Ils sont aussi signalés sur les feuilles voisines. Leur extension est importante en Mayenne et en Anjou (Klein, 1973).

Leur âge est incertain en raison de l'absence de grésification ; ils semblent postérieurs aux graviers éocènes. Leur position sur des plateaux (à 150-160 m d'altitude), preuve d'une mise en place antérieure au creusement pléistocène des vallées, plaide en faveur d'un âge pliocène, sans qu'on puisse exclure le début Pléistocène.

Ab2. Séries briovériennes rubéfiées au contact de l'amas sulfuré de Rouez. La partie supérieure de l'amas sulfuré de Rouez est constituée d'une zone d'oxydation et de cémentation enrichie en cuivre et métaux précieux (cf. « Gîtes et indices minéraux »). Le front d'oxydation affecte plus ou moins intensément les faciès briovériens dans lesquels l'amas minéralisé est interstratifié, entraînant la rubéfaction, partielle ou totale, des faciès fins (siltites et argilites b2S) comme des barres gréseuses (grauwackes b2Gk) situées au Nord de l'amas. Ceci explique que ces faciès aient pu être confondus avec des terrains paléozoïques appartenant aux formations cambriennes des Psammites de Sillé ou des Grès de Blandouët, flottant à la manière d'une klippe sur le socle précambrien (Roblot *et al*, 1965).

γ^A. Arènes sur granodiorite cadomienne d'Izé. Les pentes et les dépressions séparant les reliefs granitiques du massif d'Izé sont recouvertes de placages d'arène plus ou moins solifluée, en général peu épais, comme par exemple au Sud et à l'Est du bois d'Izé (la Guichardière, la Varie), au Sud du cours supérieur de l'Orme (secteur de la Huardière), enfin, sur le revers méridional.

dional du mont Rochard. En ce lieu, les arènes masquent le contact entre la granodiorite et la ceinture des cornéennes en raison du fauchage par gélifluxion.

Ces arènes de couleur brun-rouge, très hétérométriques, sont composées de fragments de granodiorite altérée, de petits blocs de quartz filonien, de grains de quartz, de feldspaths, de biotite chloritisée. Sur les pentes, la partie supérieure de la couverture d'arènes peut subir un colluvionnement, et renfermer des boules résiduelles de granodiorite au sein d'une matrice fine liée à l'altération chimique et à la gélifraction.

Fy. Alluvions anciennes (basse terrasse). Elles ne sont représentées qu'à Neuvillalais, en limite est de la feuille.

Fz. Alluvions silteuses holocènes. Alluvions limoneuses jaunes ou grises (gleyification) de fonds de vallée, reposant sur des graviers de fonds périglaciaires weichséliens qui n'affleurent jamais et qui ne sont donc pas cartographiés. Leur épaisseur dépasse rarement 1 m ; de même, les graviers de fond ont une puissance limitée à 1-2 m (ou moins dans les petites vallées).

SH. Glacis pierreux de solifluxion, issus des formations gréseuses paléozoïques. Les dépôts de versant de type head, issus des reliefs paléozoïques, sont particulièrement développés sur les pentes cernant les crêtes de la Formation des Grès de Sainte-Suzanne, comme par exemple en forêt de la Grande-Charnie, où, sur le revers méridional de la crête, les épaisseurs de head atteignent plusieurs mètres et masquent presque totalement les formations volcaniques cambriennes entre Bel-Air à l'Ouest et la Lande-Ronde à l'Est. De tels glacis s'observent également dans le synclinal des Coëvrons de part et d'autre des reliefs de la Formation des Grès de Sainte-Suzanne, depuis les carrières de Voutré à l'Est jusqu'aux rochers du Saut du Serf à l'Ouest (forêt de Sillé).

Cette formation, mise en place sous climat périglaciaire, renferme d'abondants blocs hétérométriques de grès-quartzites emballés dans une matrice argilo-sableuse de teinte ocre à brunâtre provenant de la gélifluxion d'altérites, de la gélifraction et, localement, d'apports lessiques remaniés.

OE. Löss weichséliens (wurmiens). Les lœss constituent un saupoudrage assez étendu, mais peu épais (moins d'un mètre). Ils sont plus développés sur la feuille Évron où ils figurent en limons indifférenciés (LP) et surtout sur les feuilles Avranches, Saint-Hilaire-du-Harcouët, Mortain, Domfront et Landivy.

De couleur brunâtre, ces limons ont une granulométrie typiquement éolienne : fraction limoneuse (2-50 µm) dominante, très peu de sable (essen-

tiellement du sable fin). En raison de leur faible épaisseur, ils sont altérés par le sol de surface, formé au Tardiglaciaire et à l'Holocène (1 m d'épaisseur), qui est le sol brun classique de la France septentrionale sur loess.

À la différence des loess de l'Avranchin et du Mortanais dont l'origine est à rechercher dans les sédiments fins du golfe normand-breton exondé en période froide, leur source est locale : fonds de vallée fonctionnant en régime périglaciaire pendant les périodes glaciaires (Lautridou, 1985). Comme tous les loess peu épais du Bocage normand et de la Sarthe, leur âge est attribué au Pléniglaciaire supérieur-Weichsélien (Lautridou, 1985).

C. Colluvions argileuses de versant. Sédiments brunâtres limoneux à limono-argileux issus du remaniement sur versant des loess et d'altérites. Leur épaisseur est inférieure en général à 1 m. Leur âge est essentiellement holocène car ils dérivent, en grande partie, des loess weichséliens.

X. Remblais. Seuls ont été indiqués les dépôts dont le volume justifie la cartographie. Il s'agit pour l'essentiel des accumulations de morts-terrains des carrières de Voutré et des remblais ferroviaires, tels ceux surélevant la desserte conduisant aux carrières précitées.

X(Fe). Dépôts de scories des anciennes industries métallurgiques. Restes d'une industrie métallurgique remontant au siècle dernier, des tas de scories et laitiers de hauts fourneaux subsistent encore en forêt de la Grande-Chamie, à l'Est de la ferme Saint-Nicolas (rive droite du Treulon).

CONDITIONS DE FORMATION DES ENTITÉS GÉOLOGIQUES

Paléogéographie du Briovérien de l'anticlinal de Parnnes

Le Briovérien supérieur de l'anticlinal de Parnnes est essentiellement constitué d'épaisses successions terrigènes fines (argilites, siltites straticulées ou massives) dans lesquelles sont interstratifiés des horizons lenticulaires de conglomérats, de diamictites et des barres grauwackeuses. Tous ces sédiments détritiques terrigènes se mettent en place sur la bordure méridionale du bassin flysch mancellien (Dissler *et al*, 1988 ; Dupret *et al*, 1990) (fig. 8), dont la source d'alimentation, déduite de la fabrique des galets des horizons de conglomérats et de diamictites, est à rechercher plus au Sud (Garlan, 1985). En conformité avec ces directions de transport, des gradients sédimentaires méridiens s'esquissent au sein de l'anticlinal de Parnnes ; ils permettent de définir :

- *au Sud*, un domaine situé en pied de talus, où débouchent des canyons sous-marins servant d'exutoire aux décharges grossières (conglomérats, schistes à galets). Dans ce domaine, limité approximativement au Sud d'une ligne pas-

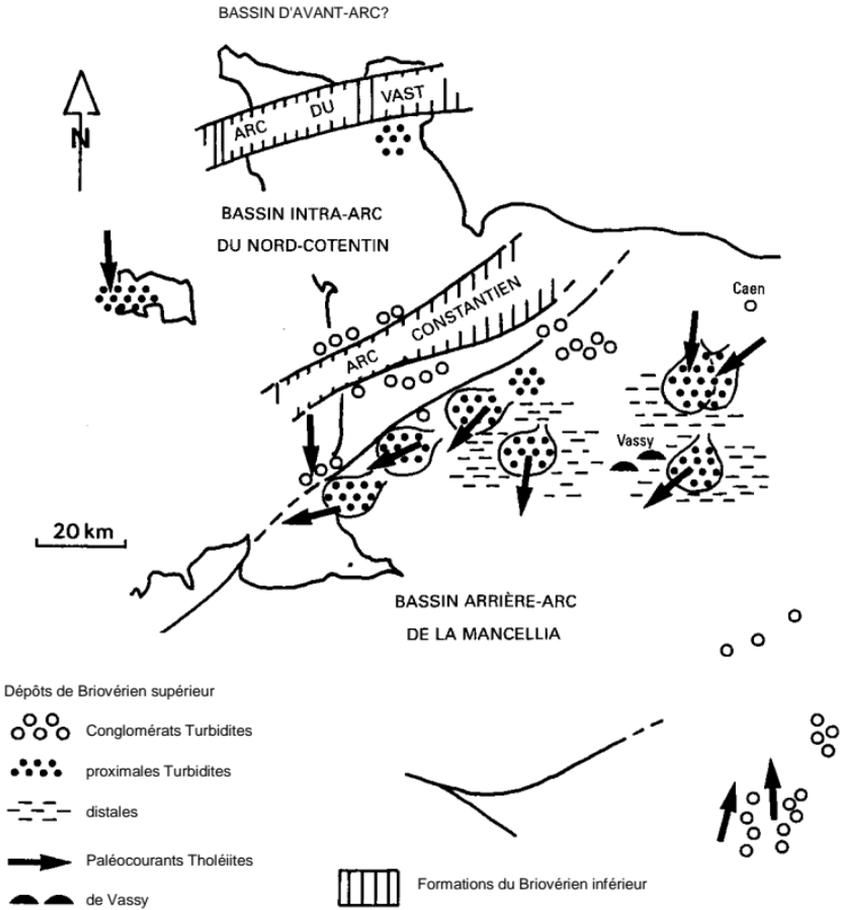


Fig. 8 - Esquisse paléogéographique du domaine est-armoricain au Briovérien supérieur, avec les types de sédiments et les directions des paléocourants (d'après Dupret *et al.*, 1990)

sant par Courmenant, les phénomènes d'instabilité gravitaire liés à la présence d'une pente sont nombreux, témoin les horizons de slumps et de brèches synsédimentaires reconnus dans les forages de Rouez (Garlan, 1985 ; Safa, 1980). C'est dans cet environnement de pied de talus que des venues hydrothermales, localisées le long de fractures transverses à la pente, ont favorisé le dépôt des sulfures du gisement de Rouez (cf. « Gîtes et indices minéraux ») ; - *au Nord*, un domaine charnière entre le pied de talus et le bassin silteux dans lequel s'édifient des cônes sous-marins grésopélitiques disséqués par quelques chenaux piégeant des horizons de schistes à galets mis en place par des courants de débris.

Cadre paléogéographique et paléoclimatologique de la sédimentation du Paléozoïque inférieur

Les premiers termes recouvrant le socle cadomien appartiennent au Cambrien inférieur. Ils permettent de définir une province paléogéographique, la Normannia méridionale, en marge d'un continent émergé aux temps cambriens, la Mancellia, qui s'étend au Nord-Ouest, hors du cadre de cette carte.

La paléogéographie cambrienne se caractérise par deux grands traits : héritage de la morphologie cadomienne d'une part, contrôle tectonique de la sédimentation d'autre part (Doré, 1969, 1972). Ceci est particulièrement vérifié dans le cas des séries cambriennes de la carte Sillé-le-Guillaume, séries situées intégralement à l'intérieur du graben du Maine. Ce graben, soumis à une forte extension ainsi qu'en témoignent sa subsidence active et les injections multiples de magma, est en effet installé au droit d'une discontinuité crustale majeure héritée de l'histoire cadomienne (Le Gall, 1993 ; cf. « Synthèse géodynamique régionale »).

Au Cambrien inférieur, les conglomérats et arkoses représentent les produits de démantèlement des reliefs cadomiens, sous un faciès rubéfié continental. Les épaisseurs maximales de ces dépôts (plus de 100 m) sont atteintes à l'emplacement d'anciennes vallées fluviatiles. L'aire affectée par la transgression marine cambrienne, la Normannia méridionale, montre un accroissement très rapide de l'épaisseur des sédiments, sensible au niveau de cette carte, du Nord vers le Sud. À titre d'exemple, la Formation des Schistes et calcaires passe de 800 à 1 500 m du flanc nord au flanc sud des Coëvrons, tandis qu'elle atteint 2 400 m en Charnie. Malgré de telles puissances, les conditions de dépôt demeurent très littorales avec de très nombreuses constructions récifales stromatolitiques. Cet environnement marin de faible bathymétrie se perpétue durant le dépôt de la Formation des Grès de Sainte-Suzanne (litage oblique, rides de vague et probablement de tempête ; skolites, lingules). C'est dans ce contexte que s'enregistre l'activité volcanique

paroxysmale du graben du Maine, dont les centres éruptifs aériens se situent plus au Nord, dans la caldera d'Assé-le-Boisne-Pail (cf. *infra*). La sédimentation arénacée de la Formation des Grès de Sainte-Suzanne tire essentiellement sa source du démantèlement des complexes volcanogènes acides, au premier rang desquels figurent les puissantes nappes ignimbritiques intra-caldera (Le Gall, 1993).

Après la récession de l'activité volcanique, s'instaure dans les Coëvrons et en Charnie une sédimentation marine détritique fine, représentée par la Formation des Psammites de Sillé, et dans laquelle s'injectent, dans les Coëvrons, des dômes rhyolitiques (rhyolite de Sillé), ultime expression du volcanisme cambrien du graben du Maine. La succession cambro-trémadocienne s'achève par une formation gréseuse de caractère régressif (Grès de Blandouët) dont la faune et surtout l'ichnofaciès présentent de réelles affinités ordoviciennes (Doré, 1969). Dans cette perspective, la lacune sédimentaire précédant le retour de la mer à l'Arénig moyen (Formation du Grès armoricain) devrait être de courte durée (Doré, 1994).

Avec la période ordovicienne, la sédimentation s'affranchit de l'architecture cadomienne et présente des caractéristiques communes à l'échelle du Nord-Ouest du Massif armoricain. La transgression ordovicienne commence à l'Arénig moyen avec le dépôt de grès très matures (Formation du Grès armoricain) débutant par une semelle conglomératique. Les vastes épanchages de ces sables littoraux reflètent une vitesse de sédimentation élevée (une seule biozone à chitinozoaires ; Paris, 1981), dans un environnement de plate-forme marine très étendue et peu profonde, soumise à l'action des marées, des vagues, des courants côtiers et des tempêtes (Durand, 1985). La migration des corps sédimentaires s'effectue globalement selon un sens de transport N-S (Noblet, 1984), mais, dans ce secteur de la Mancellia, compte tenu de la variation d'épaisseur de la formation (plus de 400 m dans les Coëvrons, 300 m dans le synclinorium de Pail, plus de 150 m en forêt de Monaye et à Bagnoles, 100 m à Domfront), le sens régional de la transgression est orienté SSE-NNW.

Au sommet de la Formation du Grès armoricain, le faciès hétérolitique gréso-micacé et pélitique à trilobites et lingules traduit une accentuation de la transgression ordovicienne qui atteint son apogée avec les schistes de la Formation du Pissot. La sédimentation de ces vases argileuses sombres, hébergeant des niveaux de minerai de fer oolitique, s'effectue dans un environnement de plate-forme interne, à l'abri de l'influence des vagues. Le retour à des conditions plus littorales et exposées à la dynamique tidale s'enregistre lors de l'Ordovicien moyen (Llandeilo-Caradoc ?) par le dépôt des sables micacés de la Formation de Saint-Germain-sur-Ille. Les faciès hétérolitiques du sommet de cette formation, surmontés des faciès homolitiques argilo-micacés de la

Formation du Pont-de-Caen, marquent un nouvel approfondissement du bassin dans lequel se déposent des horizons de minerai oolitique chloriteux.

Le passage de l'Ordovicien au Silurien se caractérise régionalement (Nord-Est du Massif armoricain) par le développement de dépôts glacio-marins (Formation de la Tillite de Feuguerolles ; Doré et Le Gall, 1972), échos de la glaciation fini-ordovicienne intéressant tout le domaine nord-gondwanien. Si aucune trace de ces sédiments n'a pu être retrouvée sur le territoire de la carte Sillé-le-Guillaume, le rôle de cet événement climatique, responsable de variations du niveau marin, est particulièrement sensible dans l'enregistrement sédimentaire de la limite Ordovicien/Silurien en occasionnant de nombreuses lacunes fauniques (cf. par exemple Le Corre *et al*, 1991).

La transgression glacio-eustatique qui se développe dès le début du Silurien s'enregistre par le dépôt d'un corps gréseux (Formation du Grès culminant) constitué de sables marins bien classés dont la richesse en pyrite préfigure les conditions euxiniques qui prévalent lors de la sédimentation des ampélites siluriennes. Ces argilites noires, riches en matière organique et en sulfures, se signalent par la disparition des faunes benthiques au profit d'espèces pélagiques parmi lesquelles dominent les graptolites. Tous ces caractères, joints à la très vaste extension et la continuité géographique de ces milieux noirs, indiquent des conditions de sédimentation relativement profondes, au sein d'eaux marines qui, en réponse au phénomène de déglaciation, se scindent en une tranche d'eau supérieure oxygénée, riche en plancton, surmontant des eaux plus profondes anoxiques (Paris *et al*, 1986).

La limite siluro-dévonienne, parfaitement continue à l'échelle du Nord-Est armoricain, voit le remplacement de la sédimentation détritique fine par une sédimentation arénacée (Formation de Gahard) d'âge lochkovien. Mais, le trait marquant de la sédimentation dévonienne réside dans l'intense développement des carbonates de plate-forme, où prolifère la vie benthique, et qui témoignent de conditions climatiques chaudes sous des latitudes tropicales. Si l'histoire sédimentaire paléozoïque de la région couverte par la carte de Sillé-le-Guillaume se termine avec le dépôt de ces calcaires praguiens appartenant à la Formation de Saint-Cénére, régionalement, dans le bassin de Laval, la succession dévonienne comporte des niveaux plus élevés ne dépassant cependant pas l'Emsien supérieur. En raison des effets conjugués de la régression méso-dévonienne et de l'érosion anté-carbonifère imputables à la phase bretonne, il est impossible de savoir si des sédiments du Dévonien moyen ou supérieur se sont, ou non, déposés dans cette région (Le Corre *et al*, 1991).

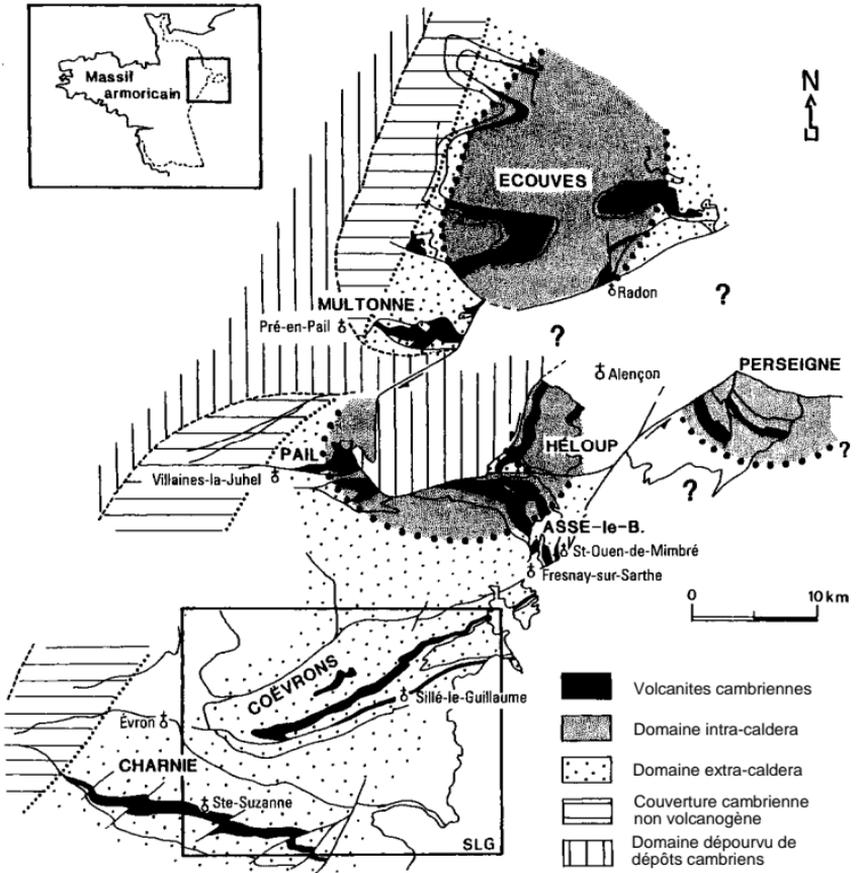


Fig. 9 - Emplacement des domaines intra-caldera et extra-caldera au sein des complexes volcaniques cambriens de la province du Maine
SLG : limite de la carte Sillé-le-Guillaume) (d'après Le Gall, 1993

Reconstitution des dynamismes éruptifs des émissions volcaniques cambriennes

Sur le territoire de la carte Sillé-le-Guillaume, l'activité volcanique cambrienne s'exerce lors de plusieurs crises d'importance inégale, échelonnées depuis le Cambrien inférieur jusqu'à la période cambro-trémadocienne et responsables de la mise en place de quatre complexes volcaniques (cf. fig. 5) :

- le complexe de Vimarcé interstratifié dans la Formation des Schistes et calcaires ;
- le complexe situé à la base de la Formation des Grès de Sainte-Suzanne ;
- la Formation des Pyroclastites de Voutré située au sommet de cette même formation ;
- les dômes rhyolitiques de Sillé-le-Guillaume injectés au sein de la Formation des Psammites de Sillé.

Si le complexe de Vimarcé et les dômes rhyolitiques de Sillé reflètent une activité volcanique localisée au synclinal des Coëvrans, les crises éruptives synchrones du dépôt de la Formation des Grès de Sainte-Suzanne représentent des événements paroxysmaux en relation directe avec le fonctionnement de grandes calderas situées plus au Nord dans le graben du Maine (calderas de Perseigne et d'Assé-le-Boisne-Pail ; fig. 9) (Le Gall, 1993, 1995a,b).

Genèse du complexe volcanique de Vimarcé

Le recensement des principaux faciès volcanogènes et l'analyse de leur mode de gisement permettent de proposer une reconstitution du cycle des activités volcaniques à l'origine du complexe de Vimarcé.

1 - Le cycle des éruptions volcaniques débute vraisemblablement avec la mise en place du complexe de laves rhyolitiques dont des indices d'intrusion existent sur son bord nord : développement de brèches autoclastiques produites par friction de la lave le long des parois d'un conduit éruptif ; contraste structural existant entre les plans de fluidalité des laves, quasi-verticaux, et les couches sédimentaires encaissantes, peu inclinées voire horizontales.

Les cheminées rhyolitiques, localisées au Nord du complexe volcanique, vont servir de conduits d'alimentation à de petites coulées aériennes, épanchées vers le Sud. Les preuves de l'interstratification des rhyolites dans la sédimentation cambrienne tiennent dans la présence, à la base des calcaires bleu nuit recouvrant les coulées, de petits galets de rhyolite enrobés de couches de nature algair (Sud de Monturbeau : x = 408,15 ; y = 1055,85).

2 - Une forte activité explosive aérienne, de type coulée pyroclastique, succède aux épanchements rhyolitiques. Elle se solde par l'éjection des tufs

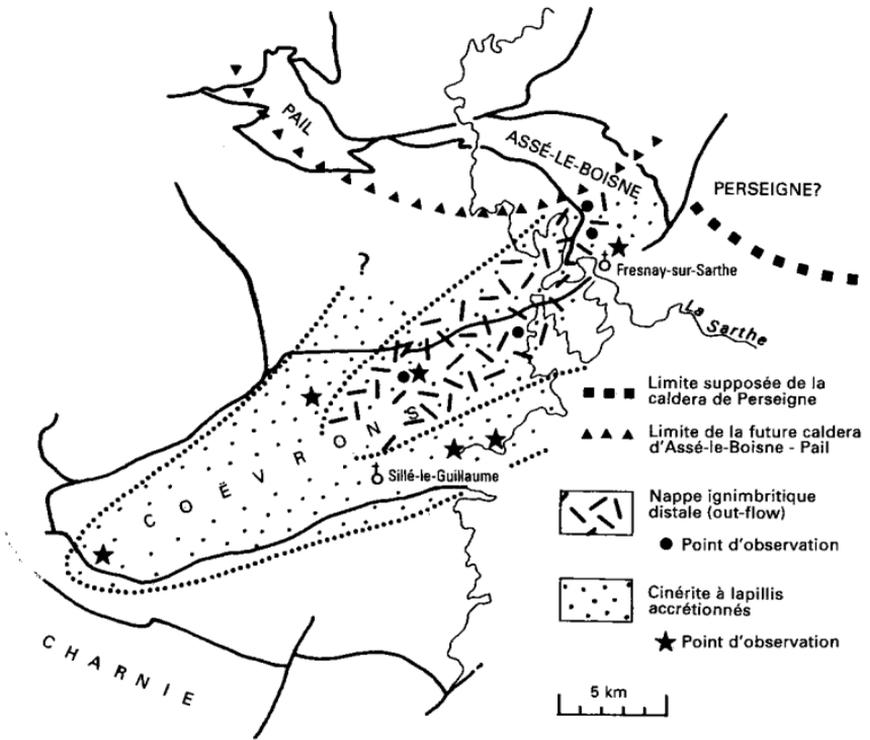


Fig. 10 - Extension présumée de la nappe ignimbritique et des cinérites associées appartenant au cycle volcanique situé à la base de la Formation des Grès de Sainte-Suzanne (d'après Le Gall, 1993)

et brèches ignimbritiques qui, outre les multiples fragments de ponce, renferment de nombreux éléments de lave acide.

3 - La mise en place des rhyolites vitreuses orientales et des intrusions dacitiques est plus délicate à situer dans le calendrier des manifestations volcaniques. Les pointements orientaux de rhyolite vitreuse (buttes du Coudray et de Chantepie) sont clairement sécants sur leurs enveloppes sédimentaires. Ces laves acides intrusives représentent peut-être les conduits d'alimentation des nappes ignimbritiques étalées à leur pied. Quant aux dacites, intrusives au sein des coulées rhyolitiques, elles paraissent constituer des gisements en dômes, ultérieurement déformés et allongés en direction N70 lors du plissement des Coëvrons. La période d'intrusion des dacites semble se situer à la fin du cycle éruptif.

Reconstitution des cycles volcaniques contemporains de la Formation des Grès de Sainte-Suzanne

En dépit de médiocres conditions d'observation, il apparaît que, dans les Coëvrons, une crise volcanique, responsable de l'émission d'une nappe ignimbritique et de retombées cendreuses, s'est déclenchée au début de la mise en place de la Formation des Grès de Sainte-Suzanne. Cette crise provoque également un changement des conditions de sédimentation entre le régime argilo-carbonaté de la Formation des Schistes et calcaires et celui, arénacé, de la Formation des Grès de Sainte-Suzanne. Ces grès tirent, en effet, essentiellement leur source du démantèlement de formations volcanogènes acides, au premier rang desquelles figurent les nappes ignimbritiques.

Replacés sur une carte (fig. 10), on constate que les témoins de la nappe ignimbritique situés au Nord-Est des Coëvrons se relie à ceux mis en évidence, à la même altitude stratigraphique, au Sud du massif d'Assé-le-Boisne. Il est donc fort probable que tous ces points jalonnent la progression d'une même nappe, à cachet distal, dont la source est à rechercher plus au Nord-Est, au niveau de la caldera de Perseigne. L'épanchement de cette nappe de type « out-flow » en milieu marin peu profond provoque le déclenchement de violents phénomènes hydroclastiques à l'origine des nuages de cendres humides à lapillis accrétiés. La surface recouverte par ces chutes de cendres déborde largement celle concernée par la nappe ignimbritique. Elle intéresse le Sud du massif d'Assé-le-Boisne ainsi que l'ensemble du synclinal des Coëvrons. Plus au Sud-Ouest par contre, aucun indice de cette manifestation volcanique n'a été relevée en Charnie.

À l'échelle de l'ensemble du synclinal des Coëvrons et de la Charnie, la synthèse des informations recueillies sur les complexes volcaniques et volcano-sédimentaires constituant la *Formation des Pyroclastites de Voutré* (sommet de la Formation des Grès de Sainte-Suzanne) peut se résumer ainsi :

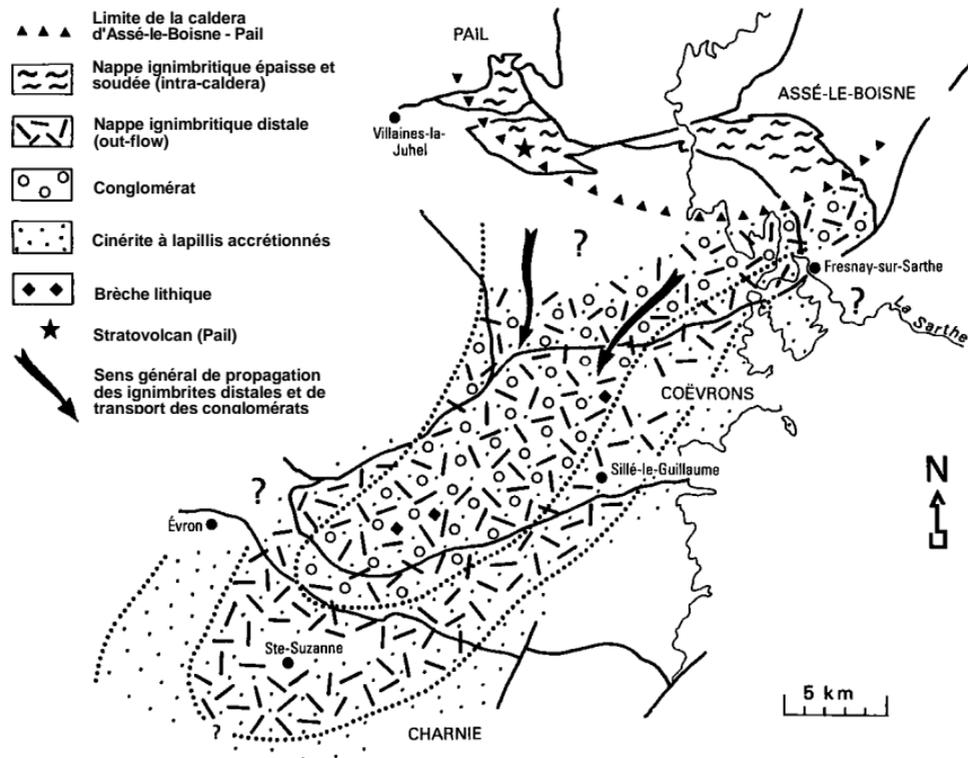


Fig. 11 - Répartition dans les Coëvrons et la Charnie des unités volcanogènes appartenant au cycle éruptif terminal de la Formation des Pyroclastites de Voutré (d'après Le Gall, 1993)

- quel que soit le secteur envisagé, l'activité volcanique débute partout dans les Coëvrans par un cycle de nature phréato-plinienne responsable du rejet de cendres humides à lapillis accrétionnés et de minces nappes ignimbritiques ponceuses, à cachet distal, dont l'origine paraît résulter de l'effondrement de colonnes éruptives pliniennes. Cet événement paroxysmal, qui met fin au dépôt des grès littoraux de la Formation de Sainte-Suzanne, est ressenti également plus au Sud, en Charnie, et surtout plus au Nord dans le massif d'Assé-le-Boisne où il est contemporain d'une crise éruptive directement associée à l'évolution de la caldera d'Assé-le-Boisne-Pail ;

- dans les Coëvrans et en Charnie, des dépôts volcano-sédimentaires (pyroclastites remaniées, tuffites) recouvrent les volcanites du cycle inférieur. Ils correspondent, en partie, aux produits de démantèlement de centres éruptifs encore actifs, situés plus au Nord, à l'emplacement de la caldera d'Assé-le-Boisne-Pail. L'abondance, au sein de ces matériaux, de fragments de laves andésitiques à dacitiques suggère que parmi les reliefs volcaniques livrés à l'érosion figurent des édifices de type strato-volcan, comme ceux reconnus dans le massif de Pail. Le faible degré de maturité des pyroclastites remaniées implique, en outre, qu'avant leur accumulation dans un bassin marin peu profond, ces pyroclastites ont été transportées principalement par le biais de coulées boueuses lahariques ;

- dans toute la partie centrale et occidentale des Coëvrans, le cycle éruptif se termine par l'expulsion, lors de phases explosives hydroclastiques, de plusieurs nappes ignimbritiques accompagnées de la retombée de cendres à lapillis accrétionnés. Ces nappes distales, issues de la caldera d'Assé-le-Boisne-Pail, sont canalisées dans un réseau de chenaux fluvio-marins utilisé également par des décharges conglomératiques et bréchiques de type debris-flow. D'épaisses coulées boueuses charriant de grandes quantités de cendres mêlées de ponces et de fragments de laves se déclenchent également. Si les unités conglomératiques du cycle terminal occupent, dans les Coëvrans, tout le domaine du synclinal situé à l'Ouest du méridien de Sillé-le-Guillaume, les coulées pyroclastiques, en revanche, débordent largement de ce domaine tant vers l'Est qu'au Sud où elles atteignent la Charnie (fig. 11). Ceci révèle l'indépendance de certaines nappes ignimbritiques, aptes à se propager librement en dehors du système principal de paléovallées. De même, une importante fraction du nuage de cendres, souvent chargé de lapillis accrétionnés, se sépare de ces nappes et vient recouvrir toute la surface des Coëvrans et de la Charnie.

Mise en place de la rhyolite porphyrique de Sillé-le-Guillaume

Les diverses modalités de contact entre la lave et son encaissant suggèrent que la rhyolite porphyrique de Sillé-le-Guillaume constitue une suite d'édifices en dômes ou coupoles, épais au maximum de 100 m, insérés dans la Formation des Psammites de Sillé. Les laves acides ont pu former des extrusions sous-marines sous faible tranche d'eau, localisées au toit des corps

éruptifs. Certaines venues (cryptodôme), se sont probablement arrêtées sous une couverture sédimentaire, qui sera néanmoins ultérieurement décapée pour laisser affleurer temporairement la lave. Cette rhyolite, contemporaine du dépôt de la Formation des Psammites de Sillé d'âge cambro-trémadocien, se met en place au cours de plusieurs venues successives qui terminent le cycle des manifestations volcaniques se déroulant tout au long du Cambrien dans le graben du Maine (Le Gall, 1981, 1993).

Couverture mésozoïque

Les enregistrements sédimentaires d'âge mésozoïque sur cette zone de bordure du Massif armoricain ont un caractère essentiellement discontinu.

La période jurassique est marquée par de nombreuses lacunes de sédimentation séparant des incursions marines dont la pérennité a du mal à s'établir. Le manque de repères stratigraphiques et chronologiques ne permet que de dresser les grandes lignes d'une histoire sédimentaire probablement plus complexe. Dans le cadre de la feuille on peut dégager quatre principaux épisodes transgressifs, marqués par des discontinuités basales, qui se propagent du Sud vers le Nord.

C'est au Sud que la pile sédimentaire est la plus complète et la plus épaisse, y compris dans le secteur bordant le synclinal paléozoïque de la Charnie. Les premiers témoins de la transgression mésozoïque sur le socle primaire sont datés du Toarcien inférieur à moyen. Il sont représentés par des faciès finement détritiques à la base puis par des faciès franchement marins à céphalopodes nageurs. Après une discontinuité, l'essentiel de la transgression jurassique se fait à l'Aalénien et au Bajocien. Les calcaires de la Champagne de Conlie, déposés pendant cette période, constituent l'essentiel de la pile sédimentaire jurassique, tant en épaisseur qu'en extension. Ces derniers présentent des caractères peu matures de faible énergie avec faible transport. Après une nouvelle lacune, on assiste à une diversification des faciès à partir du Bajocien supérieur jusqu'au Bathonien moyen, avec des dépôts de plus haute énergie. Enfin vers le Nord, le paléorelief des Coëvrons n'est transgressé qu'au Bathonien supérieur par les calcaires oolitiques à *Montlivaltia*, qui constituent le terme le plus élevé de la série jurassique représentée dans le cadre de la feuille.

Les sédiments d'âge crétacé débordent largement vers l'Ouest ceux du Jurassique. Leur caractère marin est affirmé à l'Est (argiles à glauconie) et plus influencé par les apports détritiques continentaux lorsque l'on va vers l'Ouest, en particulier en bordure du synclinal paléozoïque de la Charnie.

ÉVOLUTION TECTONO-MÉTAMORPHIQUE

Le territoire couvert par la feuille Sillé-le-Guillaume se situe à la frontière de deux grands ensembles structuraux : le Massif armoricain, très largement représenté, et le Bassin parisien qui n'apparaît qu'au Sud-Est (Champagne de Conlie). La limite entre ces deux ensembles, orientée globalement SW-NE, ne relève pas uniquement de phénomènes paléogéographiques, mais paraît contrôlée par le rejeu d'accidents varisques N20° et N45°E dont les plus importants sont les failles de Neuville-Parennes et de Saint-Symphorien-Conlie.

Le modelé structural des formations briovériennes et paléozoïques se réalise pour l'essentiel à l'époque varisque, au cours de plusieurs événements responsables de déformations souples et cassantes. Deux grandes structures antiformes permettent la mise à l'affleurement du « socle cadomien » : l'anticlinal du Gaultier, limité ici à son extrême bordure méridionale, et composé de terrains briovériens et de la granodiorite d'Izé ; l'anticlinal de Parennes, qui expose largement les sédiments briovériens. Les formations paléozoïques sont conservées au sein de deux grandes unités : le synclinal des Coëvrons et la Charmie, cette dernière bordant au Nord le bassin de Laval (cf. schéma structural de la carte).

Les données structurales présentées ici s'appuient essentiellement sur les travaux de J. Chantraine *et al.* (1983), F. Doré *et al.* (1977), L. Dupret (1988), L. Dupret et J. Le Gall (1978, 1984), T. Garlan (1983), F. Gresselin (1990), et P. Safa (1980).

DÉFORMATIONS DES TERRAINS BRIOVÉRIENS

La structuration principale du Briovérien est marquée par une phase de plissement synschisteuse varisque, d'orientation comprise entre N70° et N120°E. Les plis de type cylindrique, généralement assez ouverts, sont d'amplitude hectométrique à kilométrique avec localement des plis parasites décamétriques. Les plans axiaux sont soit droits, soit légèrement déversés vers le Sud, plus rarement vers le Nord. Leur plongement d'axe est également variable. Les principales structures plissées sont visibles dans l'anticlinal de Parennes, en progressant d'Ouest en Est.

- Le long de la **vallée de l'Erve**, deux structures plissées d'importance régionale ont pu être décelées : l'une au Nord (synclinal de Gratte-Sac), légèrement déversée vers le Sud, dont l'axe est orienté N122°E et plonge de 5° vers l'Est ; l'autre au Sud, anticlinale, de même direction.
- Les niveaux ardoisiers et les schistes à galets du **secteur de Parennes** (vallée du Végroneau) sont engagés dans une structure synclinale plurihec-

tométrique orientée N80°E, déversée vers le Sud (70°N) dont l'axe plonge de 35° vers l'Ouest.

- La coupe de la **vallée de la Vègre** entre les Coëvrons et le Baudray est certainement la meilleure de l'anticlinal de Parennes et mérite d'être détaillée. Cette coupe (figurée en marge de la carte) se décompose en deux secteurs :

- *secteur l'Ormeau - la Binellière*. Le contact entre la série cambrienne du synclinal des Coëvrons et le Briovérien est exposé dans la tranchée de l'ancienne voie ferrée Parennes-Sillé-le-Guillaume (x = 414,35 ; y = 1054,60). Le Cambrien débute par une mince semelle conglomératique à galets aplatis, passant à des arkoses puis à des argilites violacées. La direction moyenne des strates est N70°E et les pendages sont subverticaux. Une schistosité de fracture parallèle à la stratification affecte les niveaux les plus fins. La série briovérienne, plongeant vers le Sud, est constituée par un ensemble d'argilites et de siltites straticulées dans lequel s'intercalent deux niveaux de schistes à galets. Cet ensemble est affecté par une succession de plis plurimétriques ouverts, orientés N 75°E, aux flancs faiblement inclinés (20° environ) et qui admettent une schistosité de fracture de plan axial ;

- *secteur la Binellière - Courmenant - le Baudray*. Ce tronçon débute au Sud de la Censerie par une série d'argilites à rares passées grauwackeuses disposée en bancs redressés, voire renversés (S0 : N70°E ; S1 : N75°E, subvertical). Cette série constitue le flanc nord d'une grande structure synclinale, déversée vers le Sud, dont la charnière se situe au Nord de Courmenant. Au droit de cette localité, les relations S0-S1 relevées dans les argilites à lits silteux (S0 : N90°E, 70°S ; S1 : N100°E, vertical) indiquent la présence d'une nouvelle structure synclinale dont l'axe coïncide avec le niveau conglomératique passant sous le château. Plusieurs plis droits hectométriques, orientés N100°E et à large rayon de courbure, font suite vers le Sud au pli synclinal de Courmenant. La coupe se termine au Baudray, où une dernière structure anticlinale déforme les siltites straticulées et les schistes à galets. Toujours en ce même lieu, une petite carrière abandonnée (x = 415,85 ; y = 1051,00) ouverte dans les alternances de siltites et de grès, montre une grande flexuration à axe vertical qui déforme les plans de S0 et S1 et s'accompagne d'une schistosité de crénulation S2 orientée N-S.

- Les études structurales menées sur l'**amas sulfuré de Rouez** montrent que l'enveloppe du gisement dessine une charnière anticlinale hectométrique déversée au Nord, à axe E-W plongeant de 40° vers l'Ouest. L'amas sulfuré a influé sur le style des déformations de son encaissant en provoquant le développement de plis mineurs dissymétriques qui deviennent de plus en plus abondants et souvent de type isoclinal à mesure que l'on se rap-
proche du corps minéralisé (cf. fig. 16, p. 106).

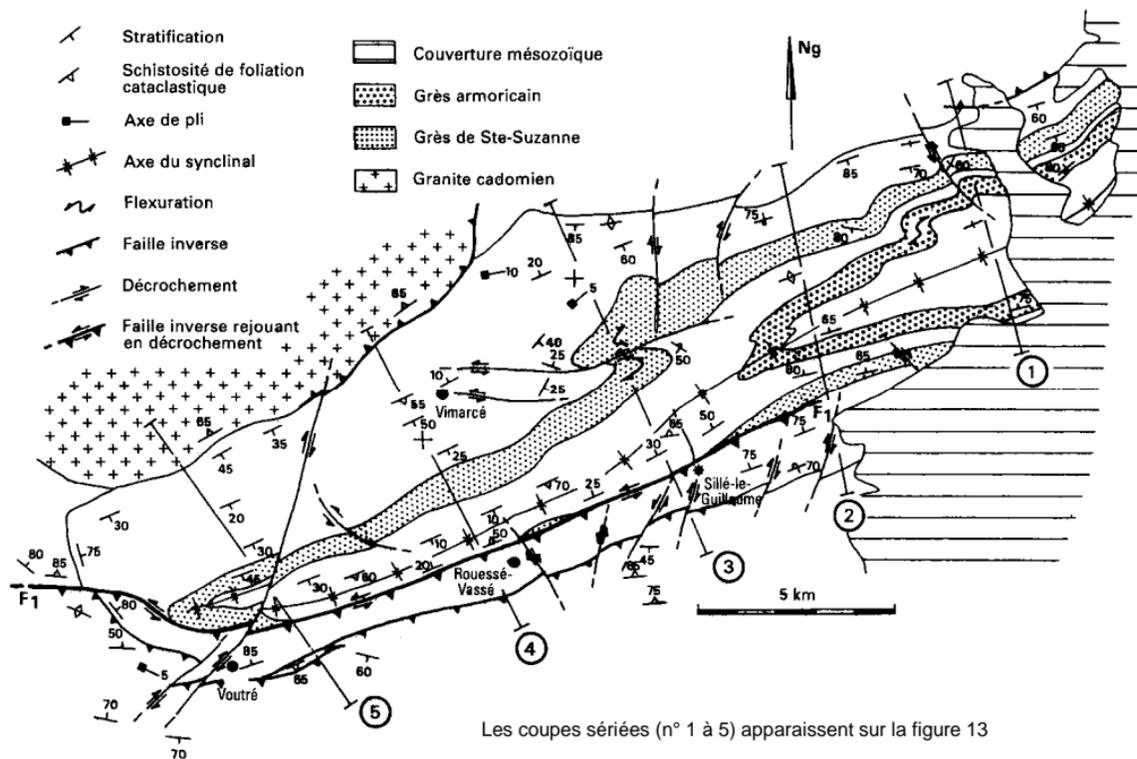
La schistosité liée à ces plis est de type fracture avec début de recristallisation, pouvant atteindre le flux dans les faciès à granulométrie fine (ardoisières de Parnennes). La linéation d'étirement, matérialisée par l'allongement des galets dans les diamictites et des grains de quartz dans les faciès silteux, plonge toujours fortement. Une crénulation secondaire, irrégulièrement exprimée et d'orientation très variable, s'observe localement.

L'examen des trajectoires de schistosité à l'échelle de l'anticlinal de Parnennes révèle l'existence de domaines caractérisés par des directions de schistosité différentes : N70 à N80°E (secteur sud-ouest de Sillé-le-Guillaume et secteur de Parnennes), N90 à N100°E (secteur de Rouez), N110° à N120°E (secteur occidental ; cluse de l'Erve). Ces variations directionnelles paraissent en partie contrôlées, du moins à l'Ouest, par la présence de la granodiorite d'Izé qui joue le rôle de déviateur des contraintes principales varisques. En outre, certaines virgations brutales des directions conjointes de stratification et de schistosité, sont imputables au fonctionnement d'accidents transverses qui, localement, provoquent le développement d'un débit schisteux ou d'une crénulation : débit N20°E, 80°E affectant les schistes à galets de la tranchée SNCF des Rouzières, débit parallèle aux nombreuses fractures varisques qui hachent le Briovérien et le Cambrien du secteur de Voutré ; crénulation N-S déjà signalée à l'extrémité sud de la coupe de l'Erve, ce type de déformation semblant lié à des décrochements N20° senestres (cf. faille de Parnennes).

L'âge varisque de la schistosité et du plissement associé repose sur plusieurs arguments :

- le caractère anté-schisteux des blastes de cordiérite engendrés par le thermométamorphisme lié à la mise en place des granodiorites cadomiennes (cf. ceinture métamorphique du batholite d'Izé) ;
- le fait que la schistosité de flux ou de fracture qui affecte les sédiments briovériens passe en continuité dans la série cambrienne en conservant la même intensité et la même orientation (cf. contact de la butte d'Oigny au Sud-Est de Sillé-le-Guillaume ; Le Gall 1971).

En raison de l'intensité des déformations varisques, il apparaît qu'à l'échelle du synclinal des Coëvrons (flancs nord et sud) et probablement de la Charnie, les relations entre la couverture paléozoïque et le socle cadomien s'effectuent le plus souvent par le biais de contacts anormaux, hérités cependant d'une ancienne surface d'anisotropie (discordance tectonisée). Ce type de relation s'observe en particulier à la butte d'Oigny où les conglomerats cambriens, orientés N120°E, subverticaux, sont en contact faillé avec les siltites stratulées briovériennes orientées N45°E, 60°SE. Malgré les effets d'une phase de déformation post-plissement, il est certain qu'une disharmonie structurale existe entre les deux formations. Les preuves d'une déformation anté-plissement propre au cycle cadomien peuvent être recherchées plus au Nord



Les coupes sériées (n° 1 à 5) apparaissent sur la figure 13

Fig. 12 - Schéma structural du synclinal des Coëvrons (d'après Dupret et Le Gall, 1978, légèrement modifié)

du synclinal des Coëvrons, où, dans le synclinal de Saint-Léonard-des-Bois (feuille Villaines-la-Juhel), la Formation du Grès armoricain repose en discordance stratigraphique sur des siltites briovériennes rubéfiées. En outre, la grande variabilité des plongements des linéations d'intersection S0-S1 relevée dans les terrains briovériens du pays de Gautier est compatible avec l'existence de plis cadomiens antéschisteux (Doré *et al*, 1986b).

En résumé, les déformations du Briovérien du Maine sont dues à la superposition de deux phases orogéniques d'intensité et d'âge différents :

- la phase cadomienne, peu marquée, se traduisant dans le Briovérien par de faibles ondulations sans schistosité. De telles déformations qui s'appliquent à un niveau structural élevé, au-dessus du front supérieur de schistosité, précèdent la mise en place des granitoïdes mancelliens ;
- la phase varisque, événement majeur et plus complexe car polyphasé, responsable du plissement synschisteux et symmétamorphe, suivi du rejeu en décrochement et chevauchement des discontinuités héritées de l'histoire cambrienne.

DÉFORMATION ET MÉTAMORPHISME DES TERRAINS PALÉOZOÏQUES

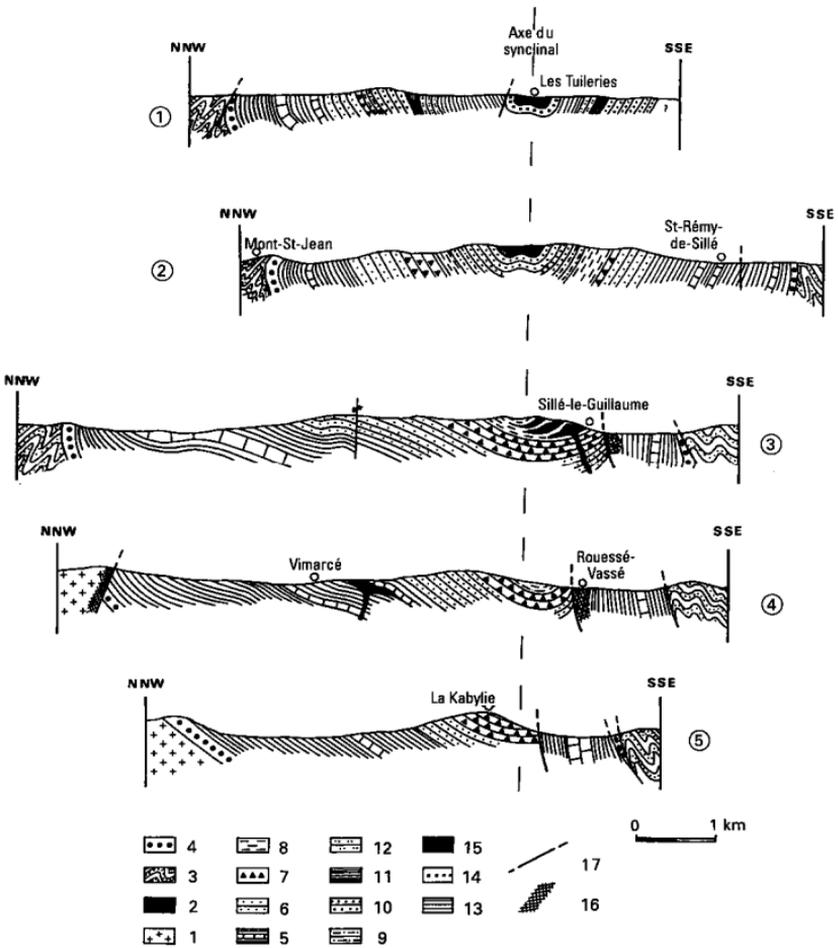
Après une analyse des déformations conduite sur les deux grandes unités paléozoïques de cette carte (Coëvrons et Charmie) et une étude des conditions du métamorphisme, un essai de reconstitution cinématique de l'évolution varisque de ce domaine sud-mancellien sera proposé.

Analyse des déformations

Synclinal des Coëvrons (fig. 12 et 13)

Ce pli plurikilométrique, synschisteux, s'oriente autour d'une direction N70°E et son axe plonge de 8 à 10° vers l'Est. Bien symétrique dans sa partie orientale, le synclinal devient fortement dissymétrique à l'Ouest par suite de l'ablation ou de la réduction de certaines assises cambriennes du flanc sud.

• Dans le **secteur oriental des Coëvrons**, les conglomérats de base du Cambrien sont redressés à la verticale, voire renversés, tant au flanc nord (Nord de la Buglère ; la Haute-Chalouzière) qu'au flanc sud (Oigny). Les autres formations paléozoïques demeurent également très inclinées, même à l'approche de la charnière synclinale : sur le flanc nord, près de Bernay, les grès de la Formation de Saint-Germain-sur-Ille sont verticaux, tandis que la Formation du Grès culminant se renverse sur les ampélites siluriennes ; sur



1 : granodiorite d'Izé ; 2 : laves cambriennes ; 3 : Briovérien supérieur ; 4 à 9 : formations cambriennes (4 : Conglomérats et arkoses ; 5 : Schistes et calcaires ; 6 : Grès de Sainte-Suzanne ; 7 : Pyroclastites de Voutré ; 8 : Psammites de Sillé ; 9 : Grès de Blandouët) 10 à 13 : formations ordoviciennes (10 : Grès armoricain ; 11 : le Pissot ; 12 : Saint-Germain-sur-Ille ; 13 : le Pont-de-Caen) ; 14 et 15 : formations siluriennes (14 : Grès culminant ; 15 : les Tuileries) ; 16 : zone broyée ; 17 : faille.

Fig. 13 - Coupes transversales du synclinal des Coëvrons
(d'après Dupret et Le Gall, 1978)

le flanc sud, les schistes de la Formation du Pont-de-Caen et le Grès culminant sont verticaux au Sud des Tuileries (coupe 1, fig. 13).

- Dans le **secteur occidental des Coëvrons**, soit à l'Ouest du méridien de Sillé-le-Guillaume, le pli synclinal prend une allure dissymétrique. Le conglomérat de base demeure vertical ou renversé sur la bordure nord (Nord de la Boissière, le long de la D 13), jusqu'à sa disparition complète par faille au contact de la granodiorite d'Izé. Par contre, sur ce flanc, les pendages relevés dans la Formation des Schistes et calcaires s'amortissent rapidement et des ondulations mineures se développent (Est des Éculorières ; moulin de Bernusse, carte à 1/25 000). Le conglomérat réapparaît à l'Ouest (les Mai ries) où il repose sur la granodiorite d'Izé jusqu'à l'Est du bois de Crun. Il plonge de 45° vers le Sud et présente, au Nord de Grilmont, une nette schistosité (N40 à 60°E ; 50 à 60°N). La série cambrienne sus-jacente est inclinée régulièrement de 20 à 30° vers le Sud jusqu'à la carrière de la Kabylie (coupe 5, fig. 13).

Au flanc sud, le conglomérat verticalisé ne subsiste qu'en lambeaux discontinus dont le plus occidental se situe à l'Est des Rouzières. Dans la dépression occupée par la Formation des Schistes et calcaires qui s'allonge de Sillé-le-Guillaume à Voutré, les pendages demeurent très forts. Les argilites et les barres carbonatées sont interrompues par un accident majeur directionnel N70°E qui fonctionne surtout en faille inverse à regard sud. Cet accident prend naissance à l'Est de Sillé-le-Guillaume où il s'observe dans l'ancienne carrière, dite du Thabor, exploitant la Formation des Grès de Sainte-Suzanne (Dangeard, 1954 ; Dupret et Le Gall, 1978). Plus à l'Ouest, l'accident provoque l'ablation totale ou partielle de la Formation des Grès de Sainte-Suzanne et des Pyroclastites de Voutré. Le long de cette discontinuité s'égrenent des écailles de la Formation des Grès de Sainte-Suzanne (Ouest de la gare de Sillé-le-Guillaume ; les Rochettes ; Sud-Est de la carrière de la Kabylie) et des paquets de calcaires fortement broyés (carrière au Nord de Rouessé-Vassé). Au Nord de la dislocation majeure, les assises cambriennes sont peu inclinées et s'harmonisent parfaitement avec le style de plissement du flanc nord.

- Dans la **terminaison pérclinale des Coëvrons**, la barre de conglomérat cambrien se redresse et adopte une direction subméridienne (Sud-Ouest de la Mare-Noire). Cette virgation brutale paraît contrôlée par le jeu d'un accident dextro-inverse N150°E qui ploie les strates (S0 : N10°E, 60°E) ainsi que la schistosité (S1 : N15°E, 80°E). Plus au Sud, le conglomérat disparaît (Sud de la Butte) amenant le flysch briovérien directement au contact avec les calcaires dolomitiques (Membre des Calcaires dolomitiques d'Évron). Totalement absents au Sud de la Butte, les calcaires ne réapparaissent qu'au Sud-Ouest de la Guettière où ils viennent affronter, par l'intermédiaire d'une

faille inverse (N115°E, 52°N), les schistes à galets du Briovérien (nouvelle carrière de l'étang de Grouteau).

- Associés au grand accident N70°E affectant le flanc sud-ouest des Coëvrons, d'autres **accidents directionnels jouant en failles inverses** jalonnent les contacts entre les terrains paléozoïques et le socle cadomien. Ainsi, au flanc nord du synclinal, un important accident à miroir nord, décalé dans la cluse de Courvole (Nord de la Boissière, D 13), se prolonge vers l'Est (feuille Villaines-la-Juhel, 1/50 000) où il provoque le chevauchement du flysch briovérien sur la base de la série cambrienne (accident des Étricheries ; Le Gall et Portier, 1973). Toujours sur le même flanc septentrional, une autre faille inverse borde la granodiorite d'Izé. Elle entraîne :

- la disparition de la Formation des Conglomérats et arkoses entre les Éculorières et la Tansorière ;
- le développement d'une intense schistosité dans les arkoses au Nord de Grilmont ;
- l'apparition d'une foliation orientée N45°E, 75°N dans la granodiorite d'Izé (Nord de la Médière).

Le long de la bordure sud du synclinal, une faille inverse à regard sud, décalée par des accidents transverses, s'allonge de Sillé-le-Guillaume à Voutré. À son contact, les conglomérats, qui subsistent sous forme d'écaillés, présentent une foliation avec étirement vertical des galets dans des plans N75°E, 65°SE (la Grouene au Sud-Est de Voutré).

- Outre les accidents directionnels, **deux familles de décrochements verticaux** transverses scindent le pli synclinal : l'une est subméridienne, l'autre sensiblement E-W (fig. 12). Les accidents méridiens (N10 à N20°E) ont un tracé particulièrement net sur les bordures du synclinal où ils tronçonnent et décalent des niveaux repères (conglomérat, niveau carbonaté) fortement redressés. Ces accidents ont un jeu horizontal d'amplitude modeste, au maximum plurihectométrique (accidents du secteur de Voutré). Le sens général de ces décrochements est dextre, bien que des mouvements senestres s'observent le long de la faille passant aux Couriaurières (Sud-Ouest de Sillé-le-Guillaume), faille située dans le prolongement du grand décrochement senestre de Parennes. La deuxième famille de décrochements, orientés E-W, fonctionne en cisaillements senestres, tel celui qui s'étend depuis Sillé-le-Guillaume jusqu'au Sud de Saint-Pierre-sur-Orthe. Cet accident s'accompagne de vastes flexurations sensibles dans les formations des Grès de Sainte-Suzanne et des Pyroclastites de Voutré à l'Ouest du Grand-Étang. Une autre flexuration d'axe vertical, ici sans fracture, s'observe dans les séries ordoviciennes au Nord-Est du synclinal (fig. 12).

Charnie

Bordant au Nord le bassin de Laval, la Charnie constitue une grande structure synclinoriale synschisteuse qui admet des replis d'ordre hectométrique à décamétrique dont les plus significatifs s'observent à Torcé-Viviers-en-Charnie. Cette localité se situe en effet à l'aplomb d'une voûte anticlinale, au flanc nord de laquelle se développe de petits replis (D 210 au Sud de Launay). Entre la Bignonnière et la Jametière, la limite septentrionale de la Charnie coïncide avec un accident de géométrie inconnue qui supprime la Formation des Conglomérats et arkoses, ne laissant subsister qu'une écaille au Nord des Erves (affleurement des conglomérats cambriens au Sud-Est de Montfeu : $x = 402,15$; $y = 1050,10$). Vers l'Est, la barre de conglomérats visible à l'Anguécherie est brutalement interrompue au Nord des Morinières par un accident NE-SW qui la rejette vers le Sud où elle disparaît à la Girardière. Tout le domaine situé encore plus à l'Est offre l'image d'une grande complexité tectonique en raison du jeu interférant de deux accidents majeurs : le décrochement senestre de Neuville-en-Charnie, orienté N20°E, et un décrochevauchement dextre N150°E (cf. schéma structural de la carte).

Le couloir décrochant de Neuville-en-Charnie, qui se prolonge vers le Sud sur le territoire de la feuille Loué à 1/50 000, représente un tronçon d'un très grand linéament baptisé linéament de Mieuxcé (Ouest d'Alençon ; Gresselin, 1990). Le jeu senestre de cet accident occasionne de vigoureux phénomènes de décollement dont le plus spectaculaire correspond au chevauchement à vergence nord de la Petite-Charnie. Entre Conservin et les Teilleraux, la barre de la Formation du Grès armoricain, allochtone, affronte directement les formations briovériennes ainsi que le suggèrent les siltites vertes recueillies au Nord du Chat-Damné ou les faciès fins très altérés extraits d'une mare creusée à 300 m au Sud-Est de la Corbinière ($x = 419,45$; $y = 1046,30$). Il n'est pas certain que ce chevauchement d'ampleur plurikilométrique, recouvre l'ensemble des formations cambriennes épaisses de 3 000 m dans la cluse de l'Erve. En effet, le couloir décrochant N 20°E de Neuville-en-Charnie pourrait correspondre à un accident majeur limitant vers l'Est, sinon le graben du Maine, du moins une zone haute située dans ce graben et sur laquelle la couverture cambrienne serait réduite voire absente.

Le décrochement de Neuville-en-Charnie se suit vers le Nord jusqu'à la bordure méridionale du synclinal des Coëvrons où son jeu senestre s'exprime dans le chevauchement du Briovérien sur la Formation des Conglomérats et arkoses (entre les Couriaurières et la Raffourière). Au droit du synclinal, l'accident n'est sensible qu'au travers des flexurations senestres, précédemment décrites au voisinage du Grand-Etang de Sillé.

Dans le secteur même de Neuville-en-Charnie, en dépit des conditions médiocres d'affleurement et des placages de formations récentes, il apparaît

que la trajectoire du décrochement N20°E est perturbée entre Conservin et les Teilles par le passage d'un second accident majeur d'orientation générale N120°E. Celui-ci prolonge vraisemblablement l'accident N150°E décelé à l'Ouest des Coëvrons, bien que sa trace soit délicate à cerner dans les terrains briovériens compris entre la cluse de l'Erve et le flanc nord de la Charmie. Le jeu dextro-inverse de ce linéament qui, à plus grande échelle se poursuit sur plus de 100 km vers le Nord-Ouest au-delà de Villedieu (Gresselin, 1990), entraîne le rebroussement en direction N150°E des assises ordovico-siluriennes limitant à l'Ouest l'unité allochtone de la Petite-Charnie : Formation du Grès armoricain de l'ancienne carrière au Sud-Ouest de Bel-Air, Formation du Pissot (les Coins), Formation de Saint-Germain-sur-Ille (petite carrière à l'Est de la Fièr), Formation du Grès culminant au Nord-Ouest des Teilles. En outre, la composante en compression de l'accident induit des mouvements à vergence sud qui interfèrent avec ceux à vergence nord du décrochement N20°E. La résultante de ces mouvements antagonistes s'exprime, en forêt de la Grande-Charnie, par la vaste flexuration de la Formation des Grès de Sainte-Suzanne qui, bloqués vers l'Est, sont rejetés vers le Sud-Ouest tout en subissant des décollements (chevauchement des grès sur la Formation des Pyroclastites de Voutré au Sud-Ouest de la Lande-Ronde).

Métamorphisme varisque

Dans les unités paléozoïques de l'Est du Massif armoricain, et en particulier dans le synclinal des Coëvrons, la schistosité principale associée au plissement varisque est de type fracture avec début de recristallisation (Dupret et Le Gall, 1984). La néogenèse des minéraux phylliteux, illite et chlorite, contenus dans les plans de schistosité, dénote le caractère synschisteux du métamorphisme régional dont l'âge demeure controversé : période éo-varisque située vers la limite dévono-carbonifère (Gresselin, 1990) ou période post-namurienne, par référence aux événements enregistrés dans le bassin carbonifère de Laval. Quel que soit son âge exact, la schistosité qui affecte les séries paléozoïques passe en continuité dans les sédiments briovériens tout en y conservant même intensité et même direction, preuve que l'événement tectono-métamorphique majeur intéressant le Briovérien du Maine est à imputer à l'histoire varisque et non cadomienne (Chantraine *et al*, 1983 ; Doré *et al*, 1977 ; Dupret, 1988 ; Safa, 1980).

L'intensité du métamorphisme régional varisque, appréciée avant tout par l'analyse diffractométrique des sédiments fins appartenant aux formations paléozoïques du synclinal des Coëvrons et aux formations briovériennes de Parennes, se situe en domaine anchizonal ($T = 300$ à 400 °C ; $P < 2$ kbar) (Le Gall, 1993). Les associations minérales argileuses contenues dans les formations briovériennes et cambro-ordoviciennes sont toutes identiques et appartiennent au faciès à illite et chlorite. À partir des sédiments ludlowiens,

se développe une paragenèse à illite + chlorite + pyrophyllite \pm interstratifié régulier illite-smectite, stable dans les conditions d'un métamorphisme plus faible, correspondant à la limite anchizone/diagenèse profonde. Une telle paragenèse, dominée par le minéral-index pyrophyllite, reflète les profonds bouleversements climatiques subis par l'ensemble du domaine armoricain entre les périodes ordovicienne et silurienne (cf. « Cadre paléogéographique et paléoclimatologique de la sédimentation du Paléozoïque inférieur »). Aux conditions périglaciaires de la fin de l'Ordovicien, succèdent, dès le Silurien moyen, la chaleur et l'humidité d'un climat subéquatorial favorable au développement de la kaolinite qui, lors du métamorphisme varisque, se transformera en pyrophyllite (Le Gall, 1993).

Cinématique et chronologie des déformations varisques

Si les déformations de la couverture paléozoïque sont pour l'essentiel rapportées aux événements varisques, l'héritage cambrien ne peut être ignoré car il conditionne étroitement les traits structuraux.

L'histoire cambrienne correspond à la formation du graben du Maine. Cette structure majeure est limitée sur sa bordure occidentale - la seule véritablement accessible à l'observation - par des accidents N20°E, plongeant vers le Sud-Est, apparus lors de la distension cambrienne. L'existence de nombreuses structures distensives assurément cambriennes orientées N60-70°E (couloirs de sédimentation : exemple des Coëvrons ; fracture jalonnée d'intrusions volcaniques : exemple du complexe de Vimarcé) implique que l'ouverture du graben du Maine s'est réalisée de façon oblique dans un contexte de transtension dextre (Le Gall, 1993). Les deux sillons sédimentaires emplis d'une puissante couverture cambrienne (Coëvrons et Charnie) fonctionnent très probablement comme des héli-grabens ouverts obliquement à l'intérieur de la structure majeure.

La structuration varisque proprement dite se décomposerait en plusieurs phases (Gresselin, 1990) :

1 - Sous l'emprise d'un champ de contraintes N-S, une première phase de serrage entraîne le rejeu inverse des anciennes failles normales N20°E et 60°E, héritées de celles qui guidèrent au Cambrien la subsidence du graben du Maine (cf. faille directionnelle senestro-inverse intrasynclinale des Coëvrons, reconnue de Sillé-le-Guillaume à Assé-le-Béranger). Les plis synschisteux qui résultent de cette phase sont orientés N60 à N70°E à l'image du synclinal des Coëvrons. Le contraste structural existant entre le secteur oriental et occidental de ce synclinal paraît acquis dès la phase de plissement en raison d'une certaine anisotropie mécanique du « socle cadomien » :

môle rigide induré (granodiorite d'Izé) à l'Ouest, substratum briovérien ayant conservé une certaine souplesse à l'Est (Dupret et Le Gall, 1978).

2 - Une seconde phase, contrôlée par la remontée en direction NNE d'un domaine méridional (« nappe médio-armoricaine » de F. Gresselin, 1990), réorientée en direction N100°E les plis de l'étape précédente (Charnie), tout en épargnant les structures les plus orientales (Coëvrons). Cette phase provoque en outre la formation d'une grande unité chevauchante à vergence SSW comprenant le massif d'Izé et le Briovérien du Gaultier et dont la bordure méridionale, convexe vers le Sud, correspond à l'accident limitant au Sud le batholite d'Izé et au Nord le synclinal des Coëvrons (cf. schéma structural de la carte).

3 - Une troisième et dernière phase voit le jeu de décrochements senestres N20°E (accident de Neuville-en-Charnie), accompagnés d'importants décollements vers le Nord (chevauchement de la Petite-Charnie), et de plusieurs décrochements dextro-inverses N150°E dont les deux plus importants sont les suivants :

- accident bordant à l'Est le batholite d'Izé (feuille Villaines-la-Juhel à 1/50 000) et qui sert de rampe latérale à l'unité allochtone de l'anticlinal du Gaultier venant chevaucher le flanc nord des Coëvrons ;

- accident limitant à l'Ouest le synclinal des Coëvrons et se prolongeant jusqu'à Neuville-en-Charnie.

Contrairement aux vues classiquement admises fixant la phase majeure de plissement synschisteux à la période post-namurienne, par référence aux événements enregistrés dans le bassin de Laval, il apparaît aujourd'hui, selon F. Gresselin (1990), que les différentes étapes de l'évolution orogénique de ce domaine sud-mancellien ont pu se dérouler plus tôt, au cours d'une période éovarisque située vers la limite dévono-carbonifère (phase bretonne au sens large). Cette hypothèse se fonde sur l'analyse des relations entre le magmatisme doléritique et les déformations varisques du domaine mancellien. Le champ filonien doléritique de la Mancellia, dont l'injection est en partie synchrone des coulées basiques de la base du Carbonifère du bassin de Laval (Le Gall et Mary, 1983), recouperait les structures de première et deuxième phase de l'évolution varisque qui, dès lors, sont considérées comme anté-tournaisiennes. Infiltrés dans le socle cadomien à la faveur de failles N20°E et N150°E, les dykes doléritiques mancelliens s'injecteraient au cours d'un stade de distension crustale (extension E-W) en réponse à un serrage N-S, contemporain de la troisième et dernière phase de l'évolution varisque (Gresselin, 1990 ; Gresselin *et al.*, 1988).

DÉFORMATIONS MÉSOZOÏQUES

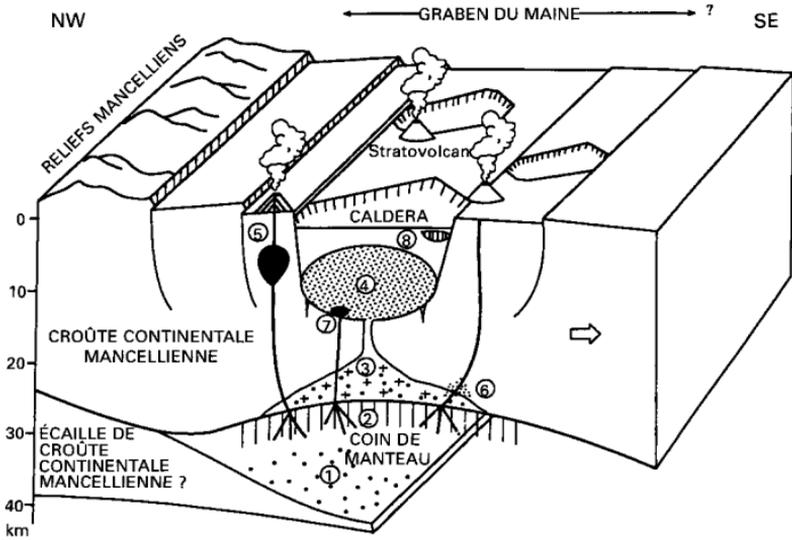
La couverture mésozoïque est dans son ensemble peu déformée. Le Jurassique présente une structure monoclinale faiblement pentée vers l'Est. On relève principalement, une compartimentation s'organisant autour des directions N45° (dominante) et N135° (mineure). Cette structuration contrôle l'organisation du réseau hydrographique dans la zone de couverture sédimentaire à l'Est de la feuille. Elle délimite de longues « touches de piano » d'élongation N45°, particulièrement bien exprimée dans la basse vallée de la Vègre, aux alentours de Bernay-en-Champagne. Ces quelques failles présentent les mêmes directions que les grands accidents connus dans le socle voisin et dans le domaine sarthois (Mary et Giordano, 1988).

SYNTHÈSE GÉODYNAMIQUE RÉGIONALE

Les caractéristiques géologiques du socle armoricain régional sont acquises au cours d'une longue évolution, marquée par deux crises majeures correspondant aux événements géodynamiques rattachés aux orogènes cadomienne et varisque.

L'histoire précambrienne et l'orogène cadomienne

Dans ce secteur oriental du Massif armoricain, l'histoire géologique régionale débute au Protérozoïque terminal avec le dépôt des sédiments du Briovérien supérieur (entre 585 et 540 Ma) accumulés dans un bassin marginal : le bassin mancennien (Dissler *et al*, 1988) (cf. fig. 8). Ce bassin, ouvert au Sud d'une structure d'arc insulaire (arc interne de Coutances), est limité dans sa partie méridionale par un talus entaillé de chenaux où sont piégés les conglomérats et les schistes à galets. Les mouvements d'extension qui élargissent le bassin mancennien s'enregistrent par l'épanchement d'un volcanisme tholéiitique sous-marin - les spilites de Vassy (Calvados) (Dupret *et al*, 1985) - ainsi que par l'activité hydrothermale à l'origine de l'amas sulfuré polymétallique de Rouez. Lors de la fermeture de ce bassin, l'épaisse série briovérienne est déformée et injectée de nombreuses intrusions granodioritiques, d'origine crustale, appartenant au plutonisme de la Mancennia (âge : 540 Ma). Outre ce plutonisme, l'activité magmatique finicadomienne du domaine mancennien s'exprime par : (1) le plutonisme gabbrodioritique d'affinité calco-alcaline, représenté par les massifs d'Ernée et de Brée (Le Gall et Barrat, 1987 ; Le Gall et Mary, 1982, 1983) ; et (2) le volcanisme cambrien post-orogénique du graben du Maine, représenté par de volumineuses nappes ignimbritiques d'origine crustale et des laves d'une suite andésitique calco-alcaline (Le Gall, 1993).



- 1: déshydratation d'une écaille de croûte mancellienne (subduction continentale ?)
- 2: zone de fusion partielle au sommet du coin de manteau = genèse des magmas andésitiques du Maine. Cette fusion est déclenchée soit par l'action des fluides issus du lambeau de croûte subductée, soit par un mécanisme de décompression adiabatique du manteau lors de la distension cambrienne.
- 3: fusion partielle de la croûte continentale inférieure et moyenne: production des magmas acides du Maine
- 4: chambres magmatiques, non ou peu zonées, dans lesquelles se déroulent des mécanismes de cristallisation fractionnée d'ampleur limitée (réservoirs ignimbritiques).
- 5: différenciation des magmas andésitiques par cristallisation fractionnée dans de petits réservoirs superficiels (production des laves dacitiques, rhyo-dacitiques et rhyolitiques).
- 6: interaction entre magma mantellique et croûte continentale: genèse des dacites à grenat
- 7: injection de magma basique à la base de la chambre magmatique (déclenchement de certaines éruptions ignimbritiques paroxysmales).
- 8: mise en place de dômes rhyolitiques.

Fig. 14 - Bloc-diagramme schématique illustrant l'origine probable des volcanites cambriennes du Maine

(d'après Le Gall, 1993)

La genèse de ce magmatisme a fait l'objet de plusieurs interprétations géodynamiques, comme par exemple celle d'une production des magmas lors d'une subduction du plancher océanique du bassin mancennien sous la marge d'un continent méridional situé au Sud de l'actuel bassin de Laval (Dissler *et al.*, 1988 ; Dupret *et al.*, 1990). L'intervention directe d'une subduction de matériel océanique sous le domaine mancennien paraissant douteuse, un autre modèle (Le Gall, 1993) privilégie le rôle des grands écaillages crustaux à vergence nord fonctionnant lors de la fermeture du bassin mancennien. C'est au cours de cette fermeture qu'un mécanisme de fusion partielle du manteau a pu se déclencher à l'aplomb d'une écaille crustale plongeante. Ainsi seraient produits les magmas basiques calco-alcalins de type gabbro de Brée ou d'Ernée dont l'injection en base de croûte auraient favorisé les fusions à l'origine du plutonisme granodioritique de la Mancennia.

Le graben du Maine est installé au droit d'une discontinuité crustale majeure héritée de l'histoire cadomienne et qui séparait le bassin marginal mancennien de sa marge continentale méridionale. Lors de la distension cambrienne, le rejeu en faille normale des grands accidents crustaux à vergence nord a pu entraîner, par un mécanisme de décompression adiabatique, la fusion partielle d'un coin de manteau situé au-dessus d'une écaille de croûte continentale mancennienne et la genèse des magmas andésitiques. Selon un processus identique à celui invoqué pour la genèse du plutonisme granodioritique, les volcanites acides du Maine dériveraient de la fusion crustale des séries volcano-sédimentaires briovériennes sous l'action répétée de l'injection des magmas andésitiques en base de croûte (Le Gall, 1993 ; fig. 14).

L'histoire paléozoïque et l'orogénèse varisque

Malgré les effets de la tectogenèse varisque, événement majeur de la structuration du bâti armoricain dans ce secteur sud-mancennien (Dupret et Le Gall, 1984), une nette discordance angulaire souligne partout la séparation entre le socle cadomien (terrains briovériens et granodiorites mancenniennes) et la couverture paléozoïque. L'âge des premiers dépôts de cette couverture (formations des Conglomérats et arkoses et des Schistes et calcaires) est mal défini mais paraît devoir appartenir au Cambrien tout à fait inférieur (Tomotien) (Doré, 1994). En revanche, l'âge de la Formation des Grès de Sainte-Suzanne, comme celui des volcanites contemporaines (Formation des Pyroclastites de Voutré), pourrait appartenir à une période plus récente, cambro-trémadocienne. Dans cette perspective, une lacune importante, intracambrienne, se placerait entre la Formation des Grès de Sainte-Suzanne et celle sous-jacente des Schistes et calcaires (Le Gall, 1993). Quel que soit l'âge exact de ces dépôts, la sédimentation cambrienne (Cambrien au sens large, soit anté-Grès armoricain) s'effectue dans un contexte distensif qui fait suite à l'histoire cadomienne. Les sédiments continentaux ou marins sont en effet

piégés dans des sillons fortement subsidents, sans doute de type hémigraben (synclinaux des Coëvrons et de la Charmie), eux-mêmes installés à l'intérieur d'un rift intra-continental majeur : le graben du Maine.

À la période de comblement cambrien, contrôlé étroitement par l'architecture cadomienne, succède une phase de transgression marine généralisée au cours de laquelle les sables de la Formation du Grès armoricain viennent recouvrir en discordance cartographique les dépôts cambriens et envahir progressivement le domaine mancennien. De l'Ordovicien inférieur au Dévonien inférieur, la sédimentation paléozoïque s'effectue sur une vaste plate-forme marine durant une période de calme tectonique et magmatique, seule troublée par les effets de la glaciation fini-ordovicienne.

En liaison avec les événements tectono-métamorphiques du domaine sud-armoricain, les premières marques d'une instabilité s'enregistrent dans la couverture sédimentaire du bassin de Laval par l'absence de dépôts d'âge dévonien moyen à supérieur, absence résultant soit d'une émergence précoce, soit d'une érosion vigoureuse à la suite de mouvements rapportés à la phase bretonne. À cette activité orogénique qui s'exerce dans un contexte structural encore mal défini (régime compressif selon F. Gresselin, 1990, ou, à l'opposé, distensif à l'image du bassin de Châteaulin, d'après B. Le Gall *et al.*, 1992), se rattache également une activité magmatique représentée non seulement par les épanchements ignimbritiques et les coulées basiques localisés à la base du Carbonifère inférieur du bassin de Laval (Boyer, 1974 ; Le Hérisse et Plaine, 1982 ; Mary et Le Gall, 1985 ; Plaine, 1976) mais également par l'injection de l'important champ filonien doléritique de la Mancellia (Le Gall et Mary, 1983).

Les sédiments détritiques et carbonatés du Carbonifère inférieur qui reposent en discordance cartographique sur les diverses formations dévoniennes, ne sont préservés que dans le bassin de Laval, bassin intra-continental ouvert sur décrochement au Tournaisien, évoluant en bassin de plate-forme au Viséen inférieur et moyen et se transformant en bassin pull-apart au Viséen supérieur (Houlgatte *et al.*, 1988). Si pour E. Houlgatte *et al.*, le stade de structuration de ce bassin n'intervient qu'au Westphalien lors de l'affrontement du bloc de Rennes situé au Sud contre celui de la Mancellia au Nord, selon F. Gresselin (1990), le bassin de Laval amorcerait sa fermeture dès le Carbonifère inférieur et subirait une déformation continue en régime compressif N-S jusqu'au Westphalien. À cette compression subméridienne est associée une extension horizontale E-W qui va perdurer jusqu'au Stéphanien, et qui se matérialise par l'installation de bassins houillers continentaux tel le petit graben N-S de Saint-Pierre-la-Cour, ouvert dans le secteur occidental du bassin de Laval (Houlgatte *et al.*, 1988). Faute d'enregistrement sédimentaire post-silurien dans le synclinal des Coëvrons, il est difficile de connaître

précisément la période de structuration (plissement synschisteux) de cette unité paléozoïque qui, selon F. Gresselin (1990), interviendrait précocement dès la limite dévono-carbonifère (événement éovarisque).

L'histoire mésozoïque et postérieure

Située sur la frange ouest du Bassin parisien, proche de la zone positive du Perche, le secteur cartographie montre la transgression progressive mais discontinue des formations jurassiques sur le socle primaire, depuis le Sud vers le Nord, en quatre temps. Les premiers témoins de la transgression mésozoïque n'apparaissent qu'au Toarcien. L'essentiel de la conquête marine se fera durant la période Aalénien-Bajocien avec les calcaires de la Champagne de Conlie, puis dans une moindre mesure au Bathonien. Vers le Nord, le paléorelief des Coëvrons ne sera transgressé qu'au Bathonien supérieur par les calcaires oolitiques à *Montlivaltia*.

Les sédiments d'âge crétacé, débordent vers l'Ouest ceux du Jurassique. La très faible étendue des formations cénozoïques dans le cadre de la feuille ne permet pas d'approcher l'historique de cette période essentiellement continentale.

GÉOLOGIE DE L'ENVIRONNEMENT

RESSOURCES ENEAU

Les grands ensembles hydrogéologiques de la feuille Sillé-le-Guillaume se superposent aux grands ensembles structuraux qui apparaissent sur la figure 1 :

- la granodiorite d'Izé ;
- le synclinal des Coëvrons ;
- l'anticlinal briovérien de Parnennes avec des placages de sables graveleux attribués au Cénomaniens et à l'Éocène ;
- le synclinal de la Charnie ;
- la Champagne de Conlie avec les formations liasiques et surtout bajo-bathonniennes calcaires de la bordure du bassin de Paris.

Quatre rivières principales, affluents de la Sarthe, prennent leurs sources dans les différentes formations aquifères du socle paléozoïque : l'Orme, l'Erve, la Vègre et la Longuève.

Granodiorite d'Izé

Il n'existe pas de données qualitatives et quantitatives sur la rivière Orthe dont tout le bassin en amont de Saint-Martin-de-Connée intéresse la granodiorite d'Izé. Cependant, les ruisseaux affluents de cette rivière et la

rivière elle-même drainent les arènes granitiques et sont également alimentés par les sources plus ponctuelles, non répertoriées, de la fracturation de la granodiorite. C'est dans ce secteur que l'Orthe prend plus de la moitié de ses débits d'étiage.

Synclinal des Coëvrons

Il comprend des formations cambriennes, ordoviciennes et siluriennes, de nature argileuse, carbonatée, gréseuse et volcanogène. Seule la Formation des Schistes et calcaires du Cambrien présente des membres aquifères importants constitués par :

- les calcaires dolomitiques massifs karstifiés ;
- les siltites à nodules calcaires : faciès de siltites et de grès fins présentant des vides pluricentimétriques disposés en plans parallèles et correspondant à d'anciens lits carbonatés dissous. Un affleurement remarquable de ce faciès est visible à la station de pompage des Ormeaux, le long de l'Orthe, sur la commune de Mont-Saint-Jean (syndicat de Sillé-le-Guillaume).

Les autres formations, quelle que soit leur nature, ne présentent pas de sources dont les débits d'étiage soient supérieurs à 1 ou 2 l/s.

• **Contexte hydrogéologique.** Les calcaires dolomitiques du Cambrien se présentent sous forme de membres cartographiables ou faisceaux dont le nombre varie de un à trois :

- sur le *flanc nord des Coëvrons*, deux faisceaux distincts apparaissent depuis Saint-Georges-sur-Erve jusqu'à Vimarcé et Saint-Pierre-sur-Orthe. Un faisceau unique d'environ 1,5 à 2 km de largeur (couches peu inclinées, horizontales et ondulées) s'expose entre Saint-Pierre-sur-Orthe et le hameau de la Boissière plus au Nord-Est. À nouveau deux faisceaux plus étroits apparaissent depuis l'Est de la Boissière et le lieu-dit la Perrière.

En bordure de la D 203, près du lieu-dit la Trotinière, une série d'effondrements cylindriques (0,5 m, 1 m et 2 m de diamètre) sur cavités karstiques s'est produit au printemps 1994 suite à de fortes pluies après plusieurs années de faibles pluviométries. Elle met en évidence, au contact de la Formation des Grès de Sainte-Suzanne, la présence du faisceau sud sous colluvions gréseuses. Compte tenu de ces colluvions et de la qualité des affleurements, la continuité cartographique de ce faisceau ne peut être établie vers l'Est par des observations de surface ;

- sur le *flanc sud des Coëvrons*, un faisceau affleure dans la région de Voutré, relayé par deux faisceaux à l'Ouest de Rouessé-Vassé jusqu'à Saint-Rémy-de-Sillé. À partir de ce village, trois faisceaux sont cartographiés et disparaissent sous la couverture secondaire à l'Est de Pezé-le-Robert. Il faut noter que les membres schisteux peuvent présenter de petites intercalations inframétriques de calcaire. Les faciès de siltites à nodules calcaires quant à

eux ne peuvent être suivis en continuité du fait des conditions d'observation et ne sont donc pas reportés sur la carte.

Les sources ponctuelles de ces membres carbonatés et des faciès de siltites à nodules calcaires présentent des débits allant de quelques l/s à 65 l/s (valeurs moyennes approximatives en l'absence de suivis et de chroniques de mesures).

Les faisceaux sont tronçonnés en segments plus ou moins longs, limités par des talwegs à peu près perpendiculaires à la direction stratigraphique. C'est à l'intersection de ces talwegs et des faisceaux que sont situées les sources qui en sortent aux points localement bas (exemple du faisceau méridional Vassé-le Grand-Ormeau sur la commune de Rouessé-Vassé ; à chaque extrémité de ce segment deux sources sont issues des calcaires : la source orientale de Vassé d'un débit moyen annuel estimé à 7 l/s et la source du Grand-Ormeau-l'Écluse d'un débit moyen annuel estimé à 15 l/s). Cette exhaure de 22 l/s correspond à un écoulement moyen annuel de l'ordre de 700 000 m³. Or, ce segment, d'une longueur de 1,7 km et d'une largeur maximale de 150 m, ne peut recevoir qu'un apport souterrain annuel de 50 000 m³ pour une hauteur d'infiltration estimée à 200 mm/an.

Dans les Coëvrons, l'alignement général remarquable des sources sur les membres carbonatés et les faciès de siltites à nodules calcaires élimine l'hypothèse d'exhaure en provenance de zones fracturées transversales à la structure. Dans le cas de ce segment qui constitue en presque totalité une ligne de crête, il ne peut y avoir d'aires de ruissellements conduisant à des engouffrements ponctuels dans les effondrements karstiques. Le seul mode d'alimentation ne peut donc être constitué, ici à plus de 90 %, que par des drainances entre la couche-drain des calcaires fracturés et karstifiés (vides métriques constatés sur le forage de la Touche sur Rouessé-Vassé) et les encaissements schisto-gréseux. Cette alimentation par drainance est générale. Elle est aussi démontrée par les relevés piézométriques réalisés par B. Bénéatier en 1995 sur la partie ouest du flanc nord du synclinal des Coëvrons : les cotes piézométriques de la granodiorite d'Izé et des formations schisto-gréseuses du Cambrien sont supérieures au Nord comme au Sud à celles des faisceaux calcaires situés dans la dépression topographique depuis Assé-le-Béranger jusqu'à Vimarcé en passant par Saint-Georges-sur-Erve.

D'autres modes d'alimentation existent à côté de la drainance dominante :

- d'une part, des engouffrements ponctuels se produisent quand des eaux de ruissellement peuvent converger, en provenance des autres formations schisto-gréseuses du synclinal, vers des effondrements karstiques ou des aires fracturées très perméables : c'est le cas aux Rues sur la commune de Pezé-le-Robert où le ruisseau de Rambert (0,51/s en étiage) disparaît dans les calcaires du faisceau septentrional du flanc sud des Coëvrons (Dangeard, 1941) ;
- d'autre part, des surfaces d'affleurements importantes, permettant des infiltrations efficaces conséquentes, existent pour les faisceaux les plus étendus.

C'est le cas du large faisceau calcaire situé à l'Est de Saint-Pierre-sur-Orthe d'une superficie d'environ 6 km² avec 1,2 Mm³ infiltrés annuellement pour une hauteur d'infiltration de 200 mm/an prise comme référence en l'absence de bilan. Ces quantités approchées sont à comparer avec les exhaures des trois principales sources de ce faisceau (les Ormeaux sur Mont-Saint-Jean, Vaubourgueil et le Tertre-Suhard sur Saint-Pierre-sur-Orthe) estimés à environ 4,5 Mm³/an. D'autres sources plus modestes existent et ne sont pas à l'heure actuelle répertoriées. Les infiltrations efficaces restent donc, or engouffrements, inférieures à 25 % des débits d'exhaure.

• **Principales sources.** Les valeurs des débits sont approximatives et correspondent à des appréciations de débits moyens estimés. Elles permettent essentiellement un classement quantitatif relatif des différentes sources.

- *Flanc sud du synclinal* à partir de Rouessé-Vassé, de l'Ouest vers l'Est :
 - sources de Rouessé-Vassé (environ 4 x 3 l/s) ;
 - source ouest (environ 8 l/s) et est (environ 7 l/s) du château de Vassé sur Rouessé-Vassé ;
 - source de l'Écluse-le Grand-Ormeau sur Rouessé-Vassé (environ 15 l/s) ;
 - source du Grand-Essart-le Fourneau sur Rouessé-Vassé (environ 11 l/s) ;
 - source canalisée en provenance de la zone industrielle de Sillé-le Guillaume (environ 9 l/s) ;
 - sources de la Fontaine et de Chauffour sur Saint-Rémy-de-Sillé et Crissé.
- *Flanc nord du synclinal* de l'Est vers l'Ouest :
 - source captée de Roullée (environ 10 l/s), de la Gélière (environ 71 l/s), du Cotureau (environ 7 l/s) et des Ormeaux (environ 65 l/s), sur la commune de Mont-Saint-Jean ;
 - source captée par forage du Tertre-Suhard (environ 35 l/s) et de Vaubourgueil sur la commune de Saint-Pierre-sur-Orthe ;
 - sources de Touchemin-Launay sur la commune de Vimarcé.

Les sources suivantes ont fait l'objet d'une étude et de sondages réalisés par J.M. Lutzler(1990):

- source de Quasplé-la Basse-Lande sur Vimarcé. Débit potentiel du sondage : 80 m³/h ; 20 mg/l en NO₃ : octobre 1988 (source) ; 12,5 mg/l en NO₃ : octobre 1989 (76 h de pompage sur un forage d'essai) ;
- source à 250 m au Sud-Ouest de la Gauchardière sur Vimarcé. Débit potentiel du sondage : 80 m³/h (assèchement de la source) ; 11 mg/l en NO₃ : août 1983 (source) ; 11 mg/l en août 1985 (source) ; 11,3 mg/l en octobre 1988 (source) ; 11 mg/l en novembre 1989 (source) ; 12 mg/l en novembre 1989 (sondage) ;
- source à 1 000 m au Sud-Ouest de la Gauchardière (1^{re} source de l'Erve). Débit potentiel du sondage : 100 m³/h (assèchement de la source) ; 25 mg/l

NO₃ : octobre 1983 (source) ; 25 mg/l en août 1985 (source) ; 25 mg/l le 4/11/88 (source) ; 15 mg/l sur le sondage à 300 m de la source le 9/11/89 (60 h de pompage).

D'autres sources issues des calcaires existent plus à l'Ouest sur les communes de Saint-Georges-sur-Erve et d'Assé-le-Béranger dans la haute vallée de l'Erve : captages A.E.P. de la Hamardière et de la Chevrollière.

• **Qualité des eaux.** Dans les Coëvrons la dépression de la Formation des Schistes et calcaires cambriens constitue une unité géographique et agricole particulière, limitée sur ses deux flancs par les crêtes des formations des Conglomérats et arkoses et des Grès de Sainte-Suzanne. Ces hauteurs sont occupées par des bois et des forêts. La dépression aux reliefs moins accidentés était il y a 40 à 50 ans le siège d'une agriculture dominée par l'élevage (lait, viande) et la présence de prairies. Depuis, de nombreux prés ont été retournés et remplacés par des cultures de type maïs. Cette évolution a conduit progressivement à des teneurs en nitrates qui atteignent, en 1996 selon les sources, jusqu'à 40 mg/l.

Les quantités d'azote d'origine animale bovine, porcine et avicole plus ou moins importantes selon les secteurs sont aussi à prendre en compte pour l'évolution des nitrates dans le cas d'une mauvaise gestion :

- exemple de la source des Ormeaux sur Mont-Saint-Jean : ses teneurs en NO₃ étaient de 25 mg/l en 1980 pour atteindre 40 mg/l en 1996 (fig. 15). L'aquifère concerné est situé dans une zone agricole à dominante de cultures ;
- exemple des sources de la Gauchardière sur Vimarcé :
 - celle à 1 000 m au Sud-Ouest de la Gauchardière : les quantités en NO₃ de nitrate apparaissent constantes de 1983 à 1988 avec 25 mg/l. Les mesures réalisées, trop rares et serrées dans le temps, ne permettent pas cependant de démontrer la stabilité apparente. Il faut noter que le contexte agricole est meilleur que celui de la source des Ormeaux avec des prairies locales et la présence de la forêt proche au Sud-Est sur la Formation des Grès de Sainte-Suzanne,
 - celle à 250 m au Sud-Ouest de la Gauchardière : les quelques mesures connues montrent des valeurs en NO₃ de 11 à 12 mg/l de 1983 à 1989, soit deux fois moins que la précédente. Cette deuxième source est située juste au Nord-Ouest de la forêt de Sillé-le-Guillaume au milieu d'une zone restée en prairies ;
- exemple de la source de Roullée-la Selle, au Nord du Saut du Serf, sur la commune de Mont-Saint-Jean (fig. 15) : NO₃ : 1 mg/l le 08/03/60. La faiblesse de ces teneurs et l'évolution très lente en NO₃ sont dues à la situation privilégiée de la source de ce faisceau calcaire accolé à la forêt domaniale de Sillé-le-Guillaume et ne présentant que de rares cultures et des prairies dominantes.

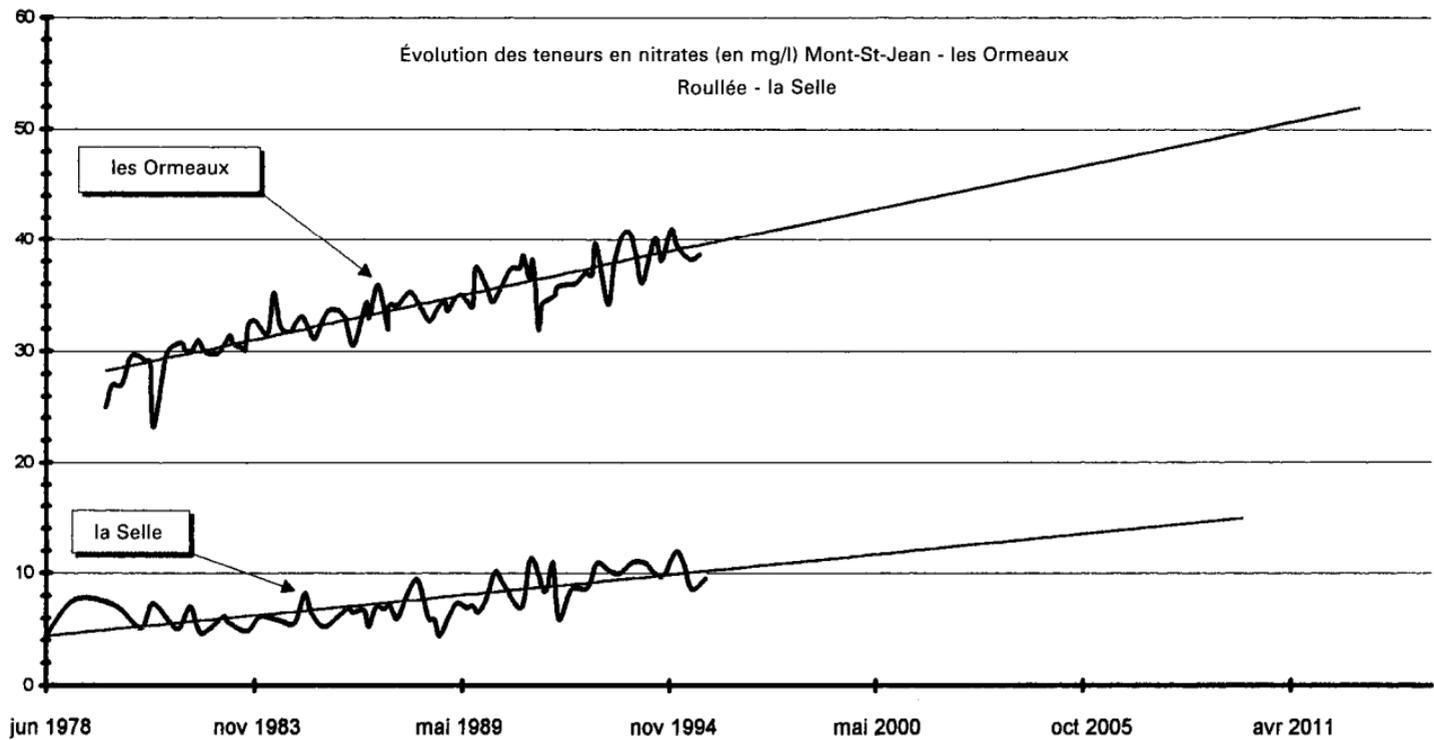


Fig. 15 - Évolution des teneurs en nitrates de deux sources captées au flanc nord du synclinal des Coëvrons
(D.D.A.S. de la Sarthe, Santé-Environnement)

Les teneurs en nitrate des sources des calcaires des Coëvrons sont donc directement liées au type d'occupation des sols (cultures, prairies, bois) qui caractérise les différents faisceaux en fonction de leur position géologique au cœur de la dépression des Schistes et calcaires cambriens.

Anticlinal briovérien de Parennes

Il ne présente pas d'aquifères de sources importantes. Quelques placages plurimétriques de sables graveleux attribués au Cénomaniens et à l'Éocène alimentent un chevelu de petits ruisseaux de faibles débits et très sensibles aux déficits pluviométriques (ruisseau de la Lande et ses affluents au Nord-Ouest de Neuville-en-Charnie).

Synclinal de la Charnie

- **Calcaires cambriens.** Le principal faisceau calcaire de direction WNW-ESE passe au Nord du hameau des Ambriers et par la commune de Torcé-Viviers-en-Charnie. Le captage d'eau potable de la Houlberdière (à 1 km à l'Est du hameau des Ambriers sur la commune de Torcé-Viviers-en-Charnie) exploite l'aquifère cambrien de ce faisceau avec une potentialité estimée à 2 000 m³/jour (Arnault, 1993). Les calcaires sont karstifiés et le rapport de P. Arnault (1993) cite une étude réalisée par le BRGM qui signale la présence, à 500 m au Nord de ce point d'eau, d'un effondrement de 50 cm de diamètre qui absorberait 100 m³/h à l'occasion de fortes pluies. Les sources issues de ces calcaires alimentent la rivière l'Erve vers l'Ouest.

- **Calcaires dévoniens.** Entre la forêt de la Petite-Charnie et Saint-Symphorien en limite sud de la carte affleurent, sur un petit secteur, une alternance de schistes et de calcaires dévoniens (Lochkovien supérieur et Praguien inférieur). Ces calcaires en membres plus ou moins lenticulaires constituent les seuls aquifères locaux existants et utilisés pour l'eau potable du syndicat de Charnie et Champagne (siège à Saint-Symphorien). Le fonctionnement de ces aquifères est identique à celui des calcaires cambriens des Coëvrons : forage du Guérineau sur la source du Guérineau (commune de Saint-Symphorien) exploité à 70 m³/h ; forage du Rocher en amont de la source du Rocher (commune de Ruillé-en-Champagne) exploité à 25 m³/h.

Là aussi le retournement de prairies pour le maïs et le développement des productions animales a porté les teneurs en NO₃ de ces sources jusqu'à des valeurs de 35 mg/l. Des actions importantes sont menées par le syndicat par l'achat de terrains et la maintenance en prairies de parcelles qui, sans intervention, auraient été mises en cultures.

Champagne de Conlie

Les premières formations liasiques et surtout bajo-bathonniennes du Mésozoïque du bassin de Paris apparaissent à l'Est d'une ligne Pezé-le-Robert, Crissé, Tennie, Saint-Symphorien. La puissance de ces calcaires (aquifères libres) de bordure reste modeste sur le territoire de la feuille. De nombreuses sources de quelques 1/s jusqu'à 10 1/s expriment cependant un écoulement souterrain moyen annuel de 12 Mm³/an environ pour une infiltration efficace moyenne évaluée à environ 200 mm/an sur une surface de 60 km².

La Champagne de Conlie constitue une unité agricole caractérisée par une très forte S.A.U. (surface agricole utilisée) et des productions céréales-mais dominantes (prairies quasiment inexistantes). Les élevages (porcins et avicoles : poulets de Loué) ont connu un très grand développement. Les aquifères libres sans protections naturelles présentent des taux de nitrates allant jusqu'à 100 mg/l et alimentent de nombreux petits ruisseaux affluents de la Vègre et de la Longuève.

Deux captages d'eau potable exploitent ces aquifères calcaires :

- les forages de Boissé sur Pezé-le-Robert (syndicat de Pezé-le-Robert) exploités à environ 20 m³/h ;
- le captage de la Fontaine-de-Brice (Est de la Gilardière) alimente le syndicat de Conlie avec 20 m³/h. Ses teneurs en NO₃ dépassent aujourd'hui régulièrement les 100 mg/l. Son abandon est prévu par le syndicat pour fin 1996.

SUBSTANCES UTILES, CARRIÈRES

Les nombreuses carrières qui exploitaient pour l'empierrement les grès-quartzites des Formations des Grès de Sainte-Suzanne et du Grès armoricain sont toutes abandonnées aujourd'hui.

La principale exploitation de granulats est celle de Voutré (Société nouvelle des carrières de l'Ouest) qui, depuis plus de cent ans, utilise les volcanites de la Formation des Pyroclastites de Voutré (carrière de « porphyre ») pour la viabilité et la construction. Les granulats, dont la production annuelle avoisine deux millions de tonnes, servent au revêtement des routes de la région (ballast et macadam) et sont largement transportés par voie ferrée en région parisienne.

L'utilisation des calcaires cambriens pour la fabrication de la chaux remonte au XVI^e siècle et s'est poursuivie jusqu'à la fin du XIX^e siècle (Delau-nay, 1955). De cette industrie, subsistent d'imposants fours à chaux dont les mieux conservés se situent à la Boissière (flanc nord des Coëvrons). Récem-

ment deux carrières ont été ouvertes dans les faciès dolomitiques des calcaires cambriens : l'une dans les Coëvrons, à l'Ouest de Voutré (étang de Grouteau), l'autre en Charnie à l'emplacement d'une ancienne petite exploitation (Ouest

de Vinay). La dolomie extraite est en partie acheminée à Neuau (feuille Evron à 1/50 000) où elle est traitée en vue de nombreuses utilisations. Crue, elle sert à la fabrication du verre, au traitement des fumées des centrales thermiques, et elle est incorporée dans les aliments pour bestiaux. Traitée à 1 100 °C, elle donne une chaux magnésienne utilisée comme amendement, pour le traitement des eaux usées et dans l'industrie laitière. Cuite à 1 800 °C, elle donne les « dolomies frittées » employée dans les fours réfractaires de l'industrie métallurgique (Doré *et al*, 1987).

Jadis, d'autres matériaux furent exploités pour la confection de moellons et pavés (conglomérat et arkoses cambriens, grès de Sainte-Suzanne,...), pour la fabrication d'ardoises (argilites et siltites briovériennes) et pour l'ornementation (marbre bleu turquin de Voutré). En outre, les ampélites siluriennes servirent à la fabrique de tuiles et de briques et même de crayons de charpentier (ampélites graphiques des Tuileries ; Delaunay, 1955).

GÎTES ET INDICES MINÉRAUX

Amas sulfuré de Rouez

À la suite d'une prospection électro-magnétique aérienne (procédé « Input »), la Société nationale Elf-Aquitaine découvrait, au début de 1976, l'amas sulfuré de Rouez (Bernazeaud, 1981). Situé à l'Est du village en bordure de la D 167, le gisement est encaissé dans les formations briovériennes qui se composent ici d'alternances d'argilites et de siltites avec des intercalations de barres grauwakeuses et de niveaux lenticulaires à galets. L'essentiel de l'information géologique est fourni par de très nombreux sondages (une vingtaine au total) qui ont permis d'étudier, outre la minéralisation, les séries du toit sur 3 à 400 m et celles du mur sur quelques dizaines de mètres. Les résultats présentés ici sont extraits de la thèse de P. Safa(1980).

L'énorme masse de sulfures, évaluée à une centaine de millions de tonnes, se présente dans l'espace comme un corps renflé ayant la forme d'une amande, d'environ 700 m d'extension d'Est en Ouest, avec un plongement vers le Nord de 70°. Dans le détail (fig. 16), ce corps se compose de plusieurs lentilles, de 10 à 80 m d'épaisseur, concordantes avec la stratification.

Les principaux constituants de l'amas sont représentés par la pyrite (43 %), la pyrrhotite (22 %) et sidérite (19 %), avec blende, chalcopyrite et galène subordonnées. Les sulfures, peu recristallisés, ont une gra-

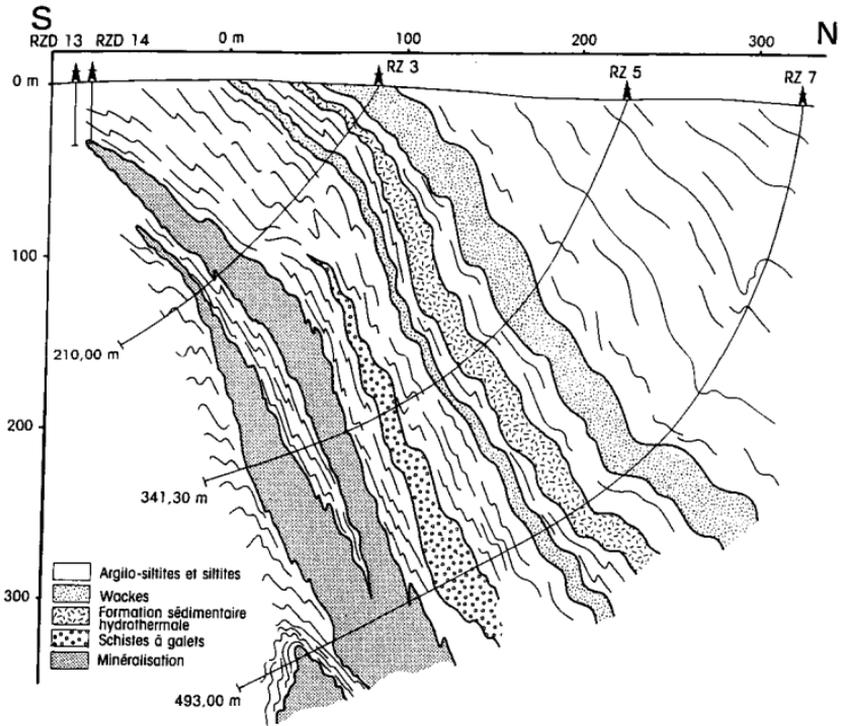


Fig.16- Interprétation de la morphologie de l'amas sulfuré de Rouez
(d'après Safa, 1980)

nulométrie moyenne de l'ordre de 20 à 30 fim. Quatre grands types de minerais sont reconnus :

- le minerai à pyrrhotite dominante, massif, à grain fin, porteur essentiel du cuivre ;
- le minerai pyriteux rubané, riche en plomb-zinc, à lits de sidérite, de pérites, et interlits de blende et galène, qui apparaît surtout en bordure des lentilles minéralisées ;
- le minerai à pyrite dominante, massif ou microbréchiqque, parfois porteur de cuivre ;
- le minerai à gangue silico-chloriteuse ou sériciteuse (faciès de cherts et de stockwerks sulfurés).

Dans l'enveloppe supérieure du gisement, s'intercale une formation particulière, large de 10 à 30 m, à empreinte hydrothermale, constituée de cherts sériciteux, grès varvés et argilites à pyritosphères (fig. 16). La présence de la minéralisation s'accompagne, dans l'encaissant, d'un halo d'altérations affectant les phyllites et la fraction feldspathique. Au toit, apparaît une zone à chlorite d'environ 5 m d'épaisseur, qui fait place vers le haut à une zone intensément séricitisée, de 15 à 20 m de puissance, développée aux dépens de l'albite.

L'étude de la géochimie des sulfures de l'amas et de son enveloppe suggère l'hypothèse d'une origine hydrothermale de la minéralisation sulfurée massive. En outre, l'allure concordante de la minéralisation par rapport aux strates encaissantes, l'abondance et la nature des structures sédimentaires dans le minerai démontrent le mode de mise en place sédimentaire des sulfures. Par tous ces caractères, le gisement de Rouez peut être comparé au type « amas sulfuré volcano-sédimentaire ».

Malgré des « stocks-métal » considérables, la valorisation globale du gisement de Rouez n'est pas, pour l'heure, envisagée. Les teneurs en métaux de base et en métaux précieux (or et argent) restent, en effet, trop faibles, même si, localement, existent des niveaux enrichis dont la dispersion au sein de l'amas sulfuré interdit cependant l'exploitation sélective. Dans ces conditions, seule la partie supérieure de l'amas, constituée d'une zone d'oxydation et de cémentation fortement enrichie en cuivre et métaux précieux (« chapeau de fer »), fait l'objet, depuis 1988, d'une exploitation à ciel ouvert en vue de l'extraction de l'or.

Minerais de fer

De très anciennes minières, dont certaines remontent semble-t-il à l'époque gallo-romaine (Delaunay, 1955), ont exploité de manière artisanale plusieurs petits gisements parmi lesquels figurent le chapeau de fer de Rouez, les grès ferrugineux de Blandouët (l'Hôpiteau), les niveaux à

plaquettes limonitiques du Cénomaniens inférieur des Berçons (angle nord-est de la feuille, à cheval sur le territoire de celle de Beaumont-sur-Sarthe), ainsi que les concrétions ferrugineuses contenues dans les altérites recouvrant la Formation des Schistes et calcaires au Nord des Coëvrons (gisements de la Coutelle et de Monfaucon ; Blavier, 1837). Le minerai était traité dans les forges de Cordé (carte Villaines-la-Juhel à 1/50 000), de l'Orthe (Est de la Chaussée-d'Orthe) et dans un fourneau situé à Crun (Delaunay, 1955).

Le minerai de fer oolitique de la Formation du Pissot ne fut employé que depuis le début du XIX^e siècle (Hédin, 1914). On le tirait principalement au Nord-Est des Coëvrons (anciennes tranchées du Houx et de la Devisse), mais sa trop forte teneur en silice fit rapidement renoncer à son utilisation.

Concentrations de rutile et de zircon

Cette concentration stratiforme est située dans le tiers supérieur de la Formation du Grès armoricain. La prospection, basée la radioactivité sensible de l'horizon minéralisé, a été effectuée au niveau du synclinal des Coëvrons (flanc nord : Sud-Ouest de la Savaterie ; flanc sud : Sud-Est de Pommereuil).

DOCUMENTATION COMPLÉMENTAIRE

PRÉHISTOIRE ET ARCHÉOLOGIE

À première vue, l'inventaire des sites et indices de sites archéologiques correspondant au territoire de la feuille Sillé-le-Guillaume apparaît comme peu représentatif de l'occupation de ce secteur. L'absence de prospection archéologique systématique et diachronique, que se soit en Mayenne ou en Sarthe, explique en grande partie le relatif vide archéologique de ce domaine.

La majeure partie des sites actuellement recensés est due à quelques prospections ou inventaires thématiques somme toute récents. Force nous est de constater que l'absence de tradition archéologique, accentuée par l'absence actuelle de chercheurs renforce cette impression de vide archéologique, dans une région où pourtant d'emblée des questions historiques majeures se posent ; ce territoire est une région de frontières : à la période antique entre les Diablinthes et les Cénomans, à la période médiévale entre le Maine et la Normandie.

En outre, cette carence en matière de recherche archéologique pénalise les périodes chronologiques allant de la préhistoire à la veille du Moyen-Âge. Cette région ne bénéficie donc pas ou peu des apports des méthodes actuelles

de prospections, qu'elles soient pédestre ou aérienne. Nous en voulons pour preuve l'absence d'enregistrement récents des sites de ces périodes.

L'**occupation néolithique** de cette région est essentiellement représentée par des sites mégalithiques : dolmens (les Erves à Sainte-Suzanne, la Pierre au Renard à Saint-Georges-sur-Erve, dolmen des Iles à Voutré) ou menhir (menhir de Sourches à Saint-Symphorien). Signalons que les dolmens du Palais au Diable et de la Chaise du Diable au Nord du bois de Crun ainsi que celui de la Table des Diables en forêt de la Grande-Charnie sont des faux mégalithes (affleurements naturels). Parmi ces mégalithes, le *dolmen des Erves* à Sainte-Suzanne est le seul à avoir fait l'objet de fouilles récentes ayant permis de préciser sa datation et son architecture (Letterlé, 1986). Le monument initial mesurait 5 m de longueur pour une largeur d'environ 3 m. On accédait à la chambre funéraire par un étroit portique constitué de deux dalles en vis-à-vis. À l'opposé une large dalle de calcaire formait chevet. Quatre autres, disposées en rectangle, soutenaient les trois dalles de couverture, dont le poids a été estimé à dix tonnes. Des murets de pierre sèche bouchaient les interstices et complétaient les parois de la chambre. Enfin, le monument était recouvert par un cairn de pierraille. Les ossements découverts au cours des fouilles, quoique très fragmentés, ont permis d'estimer à une douzaine le nombre d'individus inhumés. La construction du dolmen a pu être datée de la fin du 5^e millénaire avant notre ère (Ly 3100 : 5 580 ± 140 B.P., corrigée à 4720-3975 av J.C.) (Letterlé, 1986).

La **protohistoire** est largement sous-représentée, on citera pour mémoire le dépôt monétaire de Voutré en Mayenne.

La **présence gallo-romaine** est fort mal connue. On compte deux villae en Mayenne : la Bouvrie à Sainte-Gemmes-le-Robert, les Iles à Voutré et une en Sarthe : le Vivier à Crissé, ainsi que deux fana dans ce même département au Clos-Saint-Martin à Neuvy-en-Champagne et à la Frétiinière à Rouez.

Depuis le début des années 1990, l'essentiel de l'apport en nouveaux sites concerne principalement les **périodes médiévales et modernes**, notamment autour du thème des mottes et maisons fortes. Parmi les mottes cas-trales, celle appelée le camp de Beugy dite aussi le camp des Anglais est exceptionnelle par son état de conservation. Ce monument, situé au Nord de Sainte-Suzanne en rive droite de l'Erve, est constitué de deux enceintes rectangulaires accolées couvrant une superficie de 2,5 ha.

*SONDAGES ENREGISTRÉS À LA BANQUE DE DONNÉES
DU SOUS-SOL*

Dans le tableau ci-dessous sont donnés les principaux sondages dépassant 10 m de profondeur intéressants le cadre de la feuille. Le détail des sondages peut être obtenu soit au service géologique régional Pays-de-la-Loire, 10, rue Henri-Picherit, B.P 92342,44323 Nantes cedex 03, soit au BRGM, Maison de la Géologie, 77, rue Claude-Bernard, 75005 Paris.

Code BSS	X	Y	Profondeur	N° carte
3213-0009	412,86	59,26	12,5	3-9
3213-0010	413,33	54,32	42,0	3-10
3214-0006	420,00	54,51	58,0	4-6
3214-0007	423,84	55,62	58,0	4-7
3214-0008	425,27	60,32	62,0	4-8
3214-0009	423,50	56,52	32,0	4-9
3218-0021	421,65	50,93	76,0	8-21
3214-0004	424,00	57,88	18,2	4-4

SITES CLASSIQUES ET ITINÉRAIRES

On trouvera des renseignements géologiques complémentaires et en particulier un itinéraire dans **le guide géologique régional : Normandie-Maine** par F. Doré *et al* (1987) ; itinéraire 8c : Coëvrons et Charnie.

BIBLIOGRAPHIE

- ARNAULT P. (1993) - Instauration réglementaire des périmètres de protection. Captage de la Houlberdière ; commune de Torcé-Viviers-en-Charnie. Direction départementale de l'agriculture et de la forêt. Département de la Mayenne. Cellule technique départementale « gestion et protection de la ressource en eau ».
- AUTRAN A., BEURRIER M., CALVEZ J.J., COCHERIE A., FOUILLAC A.M., ROSSI P. (1983) - Caractérisation des granitoïdes du batholite mancennien. Implications métallogéniques. Colloque ATP « Géochimie et métallogénie », Bonas, p. 20-35.
- BABIN C, ARNAUD A., BLAISE J., CAVET P., CHAUVEL J.J., DEUNFF J., HENRY J.L., LARDEUX H., MELOU M., PARIS F, PLAINE J., QUETE Y, ROBARDET M., (1976) - The Ordovician of the Armorican Massif (France). *In* M.G. Bassett (éd.): « The Ordovician System ». Cardiff : Univ. Wales Press, p. 359-385.

- BARROIS C., PRUVOST P. (1931) - Relations stratigraphiques des couches cambriennes de la Bretagne et du Maine. *Ann. Soc. géol. Nord*, vol. 56, p. 80-125.
- BENATIER B. (1995) - Synthèse hydrogéologique de la partie occidentale du synclinal des Coëvrons (communes d'Assé-le-Béranger, Saint-Georges-sur-Erve et Vimarcé). Direction départementale de l'agriculture et de la forêt. Département de la Mayenne. Cellule technique départementale « gestion et protection de la ressource en eau ».
- BERNAZEAUD J. (1981) - Introduction à la connaissance actuelle du gisement sulfuré massif de Rouez : sa découverte, son avenir. In : « L'amas sulfuré de Rouez, Sarthe, France ». *Chron. rech. min.*, n° 458, p. 5-11.
- BERTHOIS L. (1939) - Contribution à l'étude des roches éruptives de la feuille de Mayenne au 80 000. *Bull. Serv. Carte géol. Fr.*, vol. 40, n° 199, p. 77-97.
- BLAVIER E. (1837) - Essai de statistique minéralogique et géologique du département de la Mayenne. Le Mans : Monnoyer, 196 p.
- BOYER C. (1967) - Sur le volcanisme kéraatophyrique du Paléozoïque inférieur des Alpes Mancelles (Mayenne et Sarthe). *Bull. Soc. linn. Normandie*, sér.10, vol. 8, p. 9-24.
- BOYER C. (1968) - Présence d'ignimbrites dans le Cambro-Ordovicien des Coëvrons (Maine). *Bull. Soc. linn. Normandie*, sér. 10, vol. 9, p. 11-15.
- BOYER C. (1969) - Le volcanisme pyroclastique acide dans le Paléozoïque inférieur des Coëvrons (carrière de Voutré, Mayenne). *Bull. Soc. géol. Fr.*, sér. 7, t. 11, p. 800-809.
- BOYER C. (1972) - Study of a few Paleozoic ignimbrites in the Armorican Massif and in the Central Massif, France. *Bull. volcan.*, vol. 36, p. 46-82.
- BOYER C. (1974) - Volcanismes acides paléozoïques dans le Massif armoricain. Thèse État, Paris-Sud (Orsay), 384 p.
- BOYER C., BROUSSE R. (1967) - Phases d'érosion et de comblement fluvio-lacustre dans l'ensemble volcanique paléozoïque inférieur des Coëvrons (Mayenne). *C.R. Acad. Sci.*, Paris, t. 265, p. 177-180.
- BROWN M., D'LEMONS R.S. (1991) - The Cadomian granites of Mancellia, northeast Armorican Massif of France : relationship to the St. Malo migmatite belt, petrogenesis and tectonic setting. *Precambrian Research*, vol. 51, p. 393-427.
- BROWN M., POWER G.M., TOPLEY C.G., D'LEMONS R.S. (1990) - Cadomian magmatism in the North Armorican Massif. In R.S. D'Lemos, R.A. Strachan, C.G. Topley (eds) : « The Cadomian orogeny ». *Geol. Soc. Spec. Publ.* 51, p. 181-213.

- CHALOT-PRAT F., LE GALL J. (1978) - Pétrographie des ignimbrites et des dépôts volcanoclastiques associés dans le Cambrien de l'Est du Massif armoricain. *Bull. BRGM*, sect. 1, n° 3, p. 187-205.
- CHANTRAINE J., CHAUVEL J. J., DUPRET L., GATINOT F., ICART J.C., LE CORRE C., RABU D., SAUVAN P., VILLEY M. (1983) - Inventaire lithologique et structural du Briovérien (Protérozoïque supérieur) de la Bretagne centrale et du Bocage normand. *Bull BRGM*, sér. 2, vol. 1, n° 2-3, p. 3-18.
- 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*, t. 4, n° 5, p. 815-829.
- CLEMENT J.R., BRUNEL L. (1986) - Carte géol. France (1/50 000), feuille Loué (357). Orléans : BRGM.
- CLEMENT J.R, CHANTRAINE J., LIMASSET J.C. (1987) - Notice explicative, Carte géol. France (1/50 000), feuille Loué (357). Orléans : BRGM, 35 p.
- DABARD M.R (1983) - Étude pétrographique et géochimique des roches sédimentaires paléozoïques du Massif armoricain. Presqu'île de Crozon ; flanc nord du bassin de Laval. Thèse 3^e cycle, Rennes, 207 p.
- DANGEARD L. (1921) - Gisements fossilifères du Grès armoricain des Coëvrons. *Bull. Soc. géol. minéral. Bretagne*, 2, 2, p. 324-328.
- DANGEARD L. (1934) - Observations sur les calcaires cambriens des Coëvrons. *Bull. Soc. linn. Normandie*, sér. 8, t. 7, p. 93-97.
- DANGEARD L. (1941) - Deuxième rapport géologique A.E.R de Pezéz-le-Robert.
- DANGEARD L. (1954) - Observations géologiques dans la Charnie et les Coëvrons. *Bull. Soc. linn. Normandie*, sér. 9, t. 7, p. 50-51.
- DANGEARD L., DORE F. (1971) - Faciès glaciaires de l'Ordovicien supérieur en Normandie. Mém. BRGM, n° 73, p. 119-125.
- DELAUNAY P. (1930) - Le sol sarthois. Fasc. I et II. Le Mans : Monnoyer, 359 p.
- DELAUNAY P. (1955) - Études sur les Coëvrons. *Bull. Soc. agri. sci. arts Marthe*, vol. 60-64, 114 p.
- DIDIER J., DUTHOU J.L., LAMEYRE J. (1982) - Mantle and crustal granites : genetic classification of orogenic granites and the nature of their enclaves. *J. Volcan. Geoth. Res.*, vol. 14, p. 125-132.
- DISSLER E., DORE F., DUPRET L., GRESSELIN F., LE GALL J. (1988) - L'évolution géodynamique cadomienne du Nord-Est du Massif armoricain. *Bull. Soc. géol. Fr.*, t. 4, n° 5, p. 801-814.
- DORE F. (1963) - Stromatolithes cambriens de la Sarthe et de la Mayenne. *C.R. somm. Soc. géol. Fr.*, t. 9, p. 307-308.
- DORE F. (1969) - Les formations cambriennes de Normandie. Thèse État, Caen, 790 p.

- DORE F. (1971) - À propos du détritisme ordovicien en Normandie, réflexions basées sur la composition du cortège de minéraux lourds. *Bull. Soc. linn. Normandie*, vol. 102, p. 42-50.
- DORE F. (1972) - La transgression majeure du Paléozoïque inférieur dans le Nord-Est du Massif armoricain. *Bull. Soc. géol. Fr.*, sér. 7, t. 1, p. 79-93.
- DORÉ F. (1994) - Cambrian of the Armorican Massif. In J.D. Keppie (éd.) : « Pre-Mesozoic geology in France and related areas ». Berlin : Springer-Verlag, p. 136-141.
- DORE F., LE GALL J. (1972) - Sédimentologie de la « Tillite de Feuguerolles » (Ordovicien supérieur de Normandie). *Bull. Soc. géol. Fr.*, sér. 7, n° 14, p. 199-211.
- DORE F., LE GALL J. (1973) - Présence et position stratigraphique de la tillite ordovicienne dans le Maine (Est du Massif armoricain). *C. R. somm. Soc. géol. Fr.*, vol. 1, p. 32-33.
- DORE F., LE GALL J. (1979) - La Mancellia, ses granitisations cadomiennes, son volcanisme acide post-orogénique. *Bull. Soc. géol. minéral. Bretagne*, sér. 11, n° 1-2, p. 57-59.
- DORE F., GIORDANO R., LE GALL J. (1972) - Mise au point sur la position stratigraphique des volcanites cambriennes de l'Est du Massif armoricain. *Bull. Soc. linn. Normandie*, vol. 103, p. 29-45.
- DORE F., DUPRET L., LE GALL J. (1977) - Cartographie géologique du permis de Rouez. Rapport préliminaire et rapport définitif. Doc. interne, S.N.E.A. (Pau), 20 p., 7 fig., 3 cartes..
- DORE F., DUPRET L., LE GALL J. (1985) - Tillites et tilloïdes du Massif armoricain. *Palaeogeogr., Palaeoclimatol., Palaeoecol.*, 51, p. 85-96.
- DORE F., LE GALL J., DUPRET L., GIORDANO R., LEBERT A. (1986a) - Carte géol. France (1/50 000), feuille Villaines-la-Juhel (286). Orléans : BRGM.
- DORE F., DUPRET L., LE GALL J., LEBERT A. (1986b) - Notice explicative, Carte géol. France (1/50 000), feuille Villaines-la-Juhel (286). Orléans : BRGM, 54 p.
- DORE F., JUIGNET P., LARSONNEUR C, PAREYN C, RIOULT M. (1987) - Guides géologiques régionaux : Normandie-Maine. Paris : Masson, 206 p.
- DUPRET L. (1988) - Le Protérozoïque du Massif armoricain nord-oriental (Normandie et Maine). *Bull. Soc. linn. Normandie*, vol. 110-111, p. 75-100.
- DUPRET L., LE GALL J. (1978) - La succession et le style des déformations hercyniennes dans le synclinal paléozoïque des Coëvrons (Est du Massif armoricain). *Bull. Soc. linn. Normandie*, vol. 106, p. 49-61.
- DUPRET L., LE GALL J. (1984) - Intensité et superposition des schistogenèses cadomienne et varisque dans le Nord-Est du Massif armoricain. 10^e réun. sci. Terre, Bordeaux, p. 200.

- DUPRET L., LE GALL J., DORE F., GATINOT E., DISSLER E. (1985) - Les spilites de Vassy (Calvados), témoin d'un volcanisme sous-marin tholéïitique et distensif dans la sédimentation du Briovérien supérieur de Normandie (NE du Massif armoricain). *C.R. Acad. Sci*, Paris, vol. 300, p. 687-692.
- DUPRET L., DISSLER E., DORÉ R., GRESSELIN R., LE GALL J. (1990) - Cadomian geodynamic evolution of the northeastern Armorican Massif (Normandy and Maine). In R.S. D'Lemos, R.A. Strachan, C.G. Topley (eds.) : « The Cadomian orogeny ». *Geol. Soc. Spec. Publ.* n° 51, p. 115-131.
- DURAND J. (1985) - Le Grès armoricain : sédimentologie, traces fossiles, milieux de dépôt. *Mém. doc. Centre armor. et. struct. socles*, Rennes, n° 3, 150 p.
- ELF-AQUITAINE (Direction mines) (1981) - L'amas sulfuré de Rouez, Sarthe, France. *Chron. rech. min.*, n° 458, 90 p.
- EMIG C, GALL J.C., PAJAUD D., PLAZIAT J.C. (1978) - Réflexions critiques sur l'écologie et la systématique des lingules actuelles et fossiles. *Géobios*, n° 11, fasc. 5, p. 573-609.
- FISHER R.V. (1961) - Proposed classification of volcanoclastic sediments and rocks. *Geol. Soc. Am. Bull.*, vol. 72, p. 1409-1414.
- FISHER R.V. (1966) - Rocks composed of volcanic fragments and their classification. *Earth Sci Rev.*, vol. 1, p. 287-298.
- FISHER R.V., SCHMINCKE H.U. (1984) - Pyroclastic rocks. Berlin : Springer-Verlag, 472 p.
- GARLAN T. (1983) - Analyse cartographique, lithologique et structurale du Briovérien de l'anticlinal de Parennes, entre les Coëvrons et la Charnie. Rapport de stage inédit S.N.E.A., 40 p.
- GARLAN T. (1985) - Sédimentologie du Briovérien supérieur de Normandie et du Maine. Thèse 3^e cycle, Caen, 166 p.
- GEORGET Y. (1986) - Nature et origine des granites peralumineux à cordiérite et des roches associées. Exemples des granitoïdes du Massif armoricain (France) : pétrologie et géochimie. Thèse doct. univ. Rennes, 176 p.
- GIORDANO R. (1974) - Les Alpes Mancelles (Est du Massif armoricain) ; Stratigraphie et structure. Thèse 3^e cycle, Caen, 94 p.
- GRAINDOR M.J. (1957) - Le Briovérien dans le Nord-Est du Massif armoricain. *Mém. expl. Carte géol. Fr.*, 211 p.
- GRAINDOR M.J. (1966) - Essai d'analyse structurale des Coëvrons (Sarthe et Mayenne). *Rev. géogr. phys. géol. dynam.*, sér. 3, vol. 4, p. 307-315.
- GRAINDOR M.J., ROBLOT M.M. (1965) - Influence de la tectonique tangentielle régionale sur la structure des Coëvrons. *Ann. Soc. géol. Nord*, vol. 85, p. 345-355.

- GRAVIOU P. (1984) - Pétrogenèse des magmas calco-alcalins : exemple des granitoïdes cadomiens de la région trégorroise (Massif armoricain). Thèse 3^e cycle, Rennes, 236 p.
- GRAVIOU P., PEUCAT J.J., AUVRAY B., VIDAL P. (1988) - The Cadomian orogeny in the northern Armorican Massif. Petrological and geochronological constraints on a geodynamical model. *Hercynica*, vol. 4, p. 1-13.
- GRESSELIN R (1990) - Évolution varisque du Massif armoricain oriental. Insertion dans une transversale ouest-européenne. Thèse doct. univ. Caen, 335 p.
- GRESSELIN R, LE GALL J., MARY G. (1988) - Le magmatisme tholéïitique de la limite dévono-carbonifère et sa place dans l'évolution varisque du Nord de l'Armorique. 12^e réun. sci. Terre, Lille, p. 70.
- GUILIER A. (1886) - Géologie du département de la Sarthe. Le Mans : Monnoyer, 430 p.
- GUILIER A., DAVIDSON T. (1881) - Note sur les Lingules du Grès armoricain de la Sarthe. *Bull. Soc. géol. Fr.*, sér. 3, t. 9, p. 372-377.
- HEDIN M. (1914) - Les vieilles forges de la Sarthe. Le Mans : Monnoyer, 55 p.
- HENRY J.L. (1971) - Les trilobites Asaphidae et Eohomalonotidae du Grès armoricain supérieur (? Arénigien) de l'Ouest de la France. *Mém. BRGM*, n° 73, p. 65-77.
- HOULGATTE E., LE HERISSE A., PELHATE A., ROLET J. (1988) - Évolution géodynamique du bassin carbonifère de Laval. *Géologie de la France*, vol. 1, p. 27-46.
- JONIN M. (1981) - Un batholite fini-précambrien : le batholite mancellien (Massif armoricain, France), étude pétrographique et géochimique. Thèse État, Brest, 319 p.
- JONIN M., VIDAL P. (1975) - Étude géochronologique des granitoïdes de la Mancellia, Massif armoricain, France. *Canad. J. Earth Sci.*, vol. 12, n° 6, p. 920-927.
- JUIGNET P., LEBERT A., LE GALL J., POTTIER Y. (1983) - Carte géol. France (1/50 000), feuille Fresnay-sur-Sarthe (287). Orléans : BRGM.
- JUIGNET P., LEBERT A., LE GALL J. (1984) - Notice explicative, Carte géol. France (1/50 000), feuille Fresnay-sur-Sarthe (287). Orléans : BRGM, 56 p.
- JUIGNET R, LEBERT A., LE GALL J., MARY G. (1989) - Notice explicative, Carte géol. France (1/50 000), feuille Beaumont-sur-Sarthe (322). Orléans : BRGM, 63 p.
- KLEIN C. (1960) - Sur quelques témoins présumés de la transgression bathonienne en Normandie méridionale et dans le Maine. *C.R. Acad. Sci*, Paris, vol. 251, p. 2213-2215.
- KLEIN C. (1973) - Massif armoricain et Bassin parisien. Contribution à l'étude géologique et géomorphologique d'un massif ancien et de ses enveloppes sédimentaires. Thèse État, Strasbourg, 882 p.

- LARDEUX H. (coord.) (1976) - Les schistes et calcaires éodévoniens de Saint-Cénéry (France). *Mém. Soc. géol. minéral. Bretagne*, n° 19, 328 p.
- LAUTRIDOU J.P. (1985) - Le cycle périglaciaire pléistocène en Europe du Nord-Est et plus particulièrement en Normandie. Thèse Etat (Lettres), Centre de géomorphologie du CNRS, Caen, 908 p.
- LAUTRIDOU J.P. (1995)- La grande crise détritico-fini-éocène dans le Bocage normand. *Bull. Soc. linn. Normandie*, vol. 116, p. 41-44.
- LEBERT A., JUIGNET P., MARY G. (1988) - Carte géol. France (1/50 000), feuille Beaumont-sur-Sarthe (322). Orléans : BRGM.
- LE CORRE C, AUVRAY B., BALLEVRE M., ROBARDET M. (1991) - Le Massif armoricain. In A. Piqué (éd.) : « Les massifs anciens de France ». *Sci. géol.*, vol. 44, n° 1-2, p. 31-103.
- LE GALL B., LOBOZIAK S., LE HERISSE A. (1992) - Le flanc sud du synclinorium carbonifère de Châteaulin (Massif armoricain, France) : une bordure de bassin réactivée en contexte décro-chevauchant. *Bull. Soc. géol. Fr.*, t. 163, n° 1, p. 13-26.
- LE GALL J. (1971) - Le Paléozoïque inférieur des Coëvrons orientaux (Massif armoricain). *C.R. Acad. Sci.*, Paris, vol. 273, p. 1563-1566.
- LE GALL J. (1976) - Les manifestations volcaniques acides dans le Cambrien des Coëvrons occidentaux (E du Massif armoricain). *Bull. Soc. géol. minéral. Bretagne*, t. 8, fasc. 1-2, p. 65-74.
- LE GALL J. (1978) - Les pyroclastites acides du Cambrien de la Charnie (E du Massif armoricain) : pétrographie ; encadrement lithostratigraphique. *Bull. Soc. linn. Normandie*, vol. 106, p. 27-34.
- LE GALL J. (1981) - Mise en place de la rhyolite porphyrique de Sillé-le-Guillaume (Sarthe) dans le Paléozoïque inférieur des Coëvrons. *Bull. Soc. géol. minéral. Bretagne*, t. 13, fasc. 2, p. 9-14.
- LE GALL J. (1993) - Reconstitution des dynamismes éruptifs d'une province paléovolcanique : l'exemple du graben cambrien du Maine (Est du Massif armoricain). Pétrogenèse des magmas andésitiques et ignimbritiques et leur signification dans l'évolution géodynamique cadomienne (thèse État, Caen). *Mém. Géosciences Rennes*, n° 52, 370 p.
- LE GALL J. (1995a) - Le volcanisme cambrien du graben du Maine (Est du Massif armoricain) : reconstitution des dynamismes éruptifs. *Géologie de la France*, vol. 3, p. 23-34.
- LE GALL J. (1995b) - Les calderas cambriennes du graben du Maine (Est du Massif armoricain). *C.R. Acad. Sci.*, Paris, t. 321, p. 95-102.
- LE GALL J., BARRAT J.A. (1987) - Pétrologie du magmatisme tardi-cadomien du domaine nord-armoricain : l'exemple des complexes basiques et ultrabasiques d'Ernée et de Tréguier. *Géologie de la France*, vol. 1, p. 3-22.

- LE GALL J., CABANIS B. (1985) - Caractères minéralogiques et géochimiques des ignimbrites et des laves cambriennes de l'Est du Massif armoricain. *Hercynica*, vol.1, n° 2, p. 99-109.
- LE GALL J., DORE F. (1971) - Minéraux phylliteux de l'Ordovicien et du Silurien du synclinal d'Urville (NE du Massif armoricain). *Bull. Soc. linn. Normandie*, vol. 102, p. 50-58.
- LE GALL J., MARY G. (1982) - Mise en place tardi-cadomienne du complexe basique de Brée (Mayenne). *Bull. BRGM*, vol. 1, n° 1-2, p. 19-23.
- LE GALL J., MARY G. (1983) - Place et signification du complexe basique de Brée et des autres venues gabbroïques et doléritiques dans l'histoire cado-mo-varisque de l'Est du Massif armoricain. *Bull. Soc. géol. minéral. Bretagne*, t. 15, fasc. 2, p. 169-180.
- LE GALL J., POTTIER Y. (1973) - La fermeture périclinale entre les Coëvrons et le massif d'Assé-le-Boisne (E du Massif armoricain). *Bull. Soc. linn. Normandie*, vol. 104, p. 31-46.
- LE GALL J., DORE F., GIORDANO R., POTTIER Y. (1975) - Position stratigraphique et cadre tectono-sédimentaire des manifestations volcaniques cambriennes dans le Nord-Est du Massif armoricain. *Bull. Soc. géol. Fr.*, sér. 7, t. 17, p. 1101-1109.
- LE HERISSE A., PLAINE J. (1982) - Volcanisme basique dans le Carbonifère inférieur du synclinorium de Laval (Massif armoricain, France). *C. R. Acad. Sci.*, Paris, vol. 294, p. 1199-1202.
- LETTERLE F. (1986) - Le « dolmen des Erves » à Sainte-Suzanne, le plus vieux monument de la Mayenne. *In* : « Premiers agriculteurs de la Mayenne », p. 15-21.
- LUTZLER J.M. (1990) - Reconnaissance hydrogéologique du synclinal des Coëvrons. Direction départementale de l'agriculture et de la forêt. Département de la Mayenne. Cellule « Eau, agriculture et environnement ».
- MARY G., GIORDANO R. (1987) - Carte géol. France (1/50 000), feuille Évron (320). Orléans : BRGM.
- MARY G., GIORDANO R. (1988) - Relations des bassins laguno-lacustres de l'Éocène supérieur sarthois avec la fracturation : exemple du couloir décrochant du Jalais. *Géologie de la France*, 1, p. 61-70.
- MARY G., GIORDANO R. (1989) - Notice explicative. Carte géol. France (1/50 000), feuille Évron (320). Orléans : BRGM, 30 p.
- MARY G., LE GALL J. (1985) - Le Dinantien basai du flanc nord du bassin de Laval à Argentré : volcanites basiques et formations volcano-sédimentaires. *Hercynica*, vol. 1, n° 2, p. 155-163.
- NOBLET C. (1984) - La sédimentation arénacée de l'Ordovicien inférieur au Nord du Gondwana : la Formation du Grès armoricain et ses équivalents. Thèse 3^e cycle, Rennes, 136 p.

- ODIN G.S. (1994) - Geological Time Scale (1994). *C.R. Acad. Sci.*, Paris, t. 318, p. 59-71.
- OEHLERT D.P. (1882) - Notes géologiques sur le département de la Mayenne, accompagnées d'une carte géologique par J. Triger. *Bull. Soc. et. sci. Angers*, t. 11-12, p. 225-383.
- OEHLERT D.P. (1886) - Failles et filons des environs de Montsûrs. *Bull. Soc. géol. Fr*, sér. 3, t. 14, p. 526-549.
- OEHLERT D.P. (1889) - Sur la constitution du Silurien dans la partie orientale du département de la Mayenne. *C.R. Acad. Sci.*, Paris, vol. 108, p. 1262-1264.
- OEHLERT D.P. (1891) - Sur le Silurien inférieur des Coëvrons. *Bull. Soc. géol. Fr*, sér. 3, t. 19, p. 355-361.
- OEHLERT D.P. (1912) - Compte rendu de la réunion extraordinaire de la Société géologique de France dans la Sarthe et la Mayenne en 1909. *Bull. Soc. géol. Fr*, sér. 4, t. 9, p. 545-679.
- OEHLERT D., BIGOT A. (1899) - Carte géologique de Mayenne (n° 77) au 1/80 000 (1^{re} édit.). Paris : Service de la Carte géologique de la France.
- OLLIVIER-PIERRE M.F., RIVELINE J., LAUTRIDOU J.P., CAVELIER C. (1988) - Le fossé de Céaucé (Orne) et les bassins ludiens (Éocène supérieur) de la partie orientale du Massif armoricain : sédimentologie, paléontologie. Intérêt stratigraphique, paléogéographique et tectonique. *Géologie de la France*, vol. 1, p. 51-60.
- PARIS F. (1977) - Les formations siluriennes du synclinorium du Menez-Bélair ; comparaisons avec d'autres formations siluriennes du Massif armoricain. *Bull. BRGM*, vol. 1, n° 2, p. 75-87.
- PARIS F. (1981) - Les Chitinozoaires dans le Paléozoïque du Sud-Ouest de l'Europe, (cadre géologique - étude systématique - biostratigraphie). *Mém. Soc. géol. minéral. Bretagne*, n° 26, 412 p.
- PARIS F., ROBARDET M., DABARD M.P. (1986) - Les milieux noirs du Paléozoïque inférieur armoricain dans leur contexte nord-gondwanien. *Documents BRGM*, n° 110, p. 259-275.
- PASTEELS P., DORÉ F. (1982) - Age of the Vire-Carolles granite. *In* G.S. Odin (éd.) : « Numerical dating in stratigraphy ». Chichester: Wiley & Sons, p. 784-790.
- PLAINE J. (1976) - La bordure sud du synclinorium paléozoïque de Laval (Massif armoricain). Stratigraphie, volcanisme, structure. Thèse 3^e cycle, Rennes, 212 p.
- PHILIPPOT A. (1950) - Les Graptolites du Massif armoricain. Étude stratigraphique et paléontologique. *Mém. Soc. géol. minéral. Bretagne*, n° 8, 293 p.

- RABU D., CHANTRAINE J., CHAUVEL J.J., DENIS E., BALÉ P., BARDY P. (1990) - The Brioverian (Upper Proterozoic) and the Cadomian orogeny in the Armorican Massif. In R.S. D'Lemos, R.A. Strachan, C.G. Topley (eds) : « The Cadomian orogeny ». *Geol. Society, Special Publ.* n° 51, p. 81-94.
- REGNAULT S., SAGON J.P. (1988) - Le Paléozoïque du Ménez-Bélaïr (synclinal médian armoricain) : associations minérales et milieux de dépôt, métamorphisme général. *Géologie de la France*, vol. 1, p. 17-26.
- RIOULT M. (1967) - Contribution à l'étude du Lias de la bordure occidentale du Bassin de Paris. Thèse État, Caen, 585 p.
- ROBARDET M. (1981) - Évolution géodynamique du Nord-Est du Massif armoricain au Paléozoïque. *Mém. Soc. géol. minéral. Bretagne*, n° 20, 342 p.
- ROBLOT M.M., AUBERT M., GRAINDOR M.J., ROBARDET M. (1965) - Sur la présence d'un lambeau de roches paléozoïques entre les synclinaux des Coëvrons et de la Charnie. *C.R. Acad. Sci.*, Paris, t. 262, p. 3427-3430.
- SAFA P. (1980) - L'amas sulfuré de Rouez (Sarthe). Thèse 3^e cycle, Paris, 246 p.
- SCHMID R. (1981) - Descriptive Nomenclature and Classification of Pyroclastic Deposits and Fragments. *Geol. Rundsch.*, vol. 70, n° 2, p. 794-799.
- TRIGER J. (1851) - Réunion extraordinaire de la Société géologique de France au Mans (Sarthe), 25 août au 1^{er} septembre 1850. *Bull. Soc. géol. Fr.*, sér. 2, t. 7, p. 745-808.
- TRIGER J. (1874) - Carte géologique du département de la Sarthe à l'échelle du 1/40 000, en 15 feuilles.
- VANDERNOTTE L. (1913) - Contribution à l'étude géologique des roches éruptives de la bordure sud-est du Massif armoricain. Thèse Etat, Paris, 188 p.
- VIDAL P. (1980) - L'évolution polyorogénique du Massif armoricain : apport de la géochronologie et de la géochimie isotopique du strontium. *Mém. Soc. géol. minéral. Bretagne*, n° 21, 162 p.

AUTEURS

Jean LE GALL, maître de conférences à l'université de Caen : introduction ; description des terrains sédimentaires (Briovérien et formations paléozoïques), des roches volcaniques, plutoniques, métamorphiques et filoniennes ; conditions de formation des entités géologiques ; évolution tectono-métamorphique ; synthèse géodynamique régionale ; géologie de l'environnement (substances utiles, carrières).

Pierre MAURIZOT, ingénieur géologue au BRGM (Orléans) : description des terrains sédimentaires (couverture mésozoïque) ; conditions de formation des entités géologiques ; synthèse géodynamique régionale.

Jean-Pierre LAUTRIDOU, directeur de recherche (Centre de géomorphologie du CNRS, Caen) : description des formations superficielles.

Roland GIORDANO, hydrogéologue, ingénieur des travaux ruraux, D.D.A.F., département de la Sarthe : ressources en eau.

Caroline GAILLARD, cellule carte archéologique des Pays-de-la-Loire (Nantes) : préhistoire et archéologie.

Coordination : J. LE GALL.

ANNEXES

Sillé-le-Guillaume	Évron	Loué	Villaines-la-Juhel
d1b-2 Fm de St-Cénééré d1 Fm de Gahard	d1b-2a Fm de St-Cénééré d1a Grès de Gahard	d1b-2a Fm de St-Cénééré d1a-b Fm de Gahard	
s4-01 Fm du Val s2-4 Fm des Tuileries s1 Fm du Grès culminant	s3-d1a Groupe de St-Jean-sur-Erve s1-3 Fm de la Lande-Murée	s3-4 Fm du Val s1-3 Fm de la Lande-Murée	s2-4 Ampélites s1 Grès culminant
o5-6 Fm du Pont-de-Caen o4-5 Fm de St-Germain-sur-Ille o3-4 Fm du Pissot o2 Fm du Grès armoricain	o5b-6 Fm de St-Germain-sur-Ille o6 Mbre schisteux de St-Germain o5b Mbre gréseux de St-Germain o2b-5a Fm d'Andouillé o2a Fm. du Grès armoricain	o5b-6 Fm de St-Germain-sur-Ille o2b-a Fm d'Andouillé o2a Fm des Grès armoricains	o6 Tillite de Feuguerolles o5 Schistes du Pont-de-Caen o3-4 Schistes du Pissot o2 Grès armoricain
k5-01 Fm des Grès de Blandouët k4-01 Fm des Psammites de Sillé k4-5 Fm des Grès feldspathiques	k5-01 Grès ferrugineux de Blandouët k4 Psammites de Sillé-le-Guillaume	k6-01 Grès de Blandouët k4-01 Psammites de Sillé et Grès de Blandouët	k4-01 Psammites de Sillé et Grès de Blandouët
k3-4 Fm des Grès de Ste-Suzanne k2 Fm des Schistes et calcaires k2P Mbre des Calc. de Châtres-la F. et de St-Pierre-sur-Orthe k2E Mbre des Calc. dol. d'Évron	k3 Fm des Grès de Ste-Suzanne k2b Fm des Calc. de Châtres-la-Forêt k2a Fm carbonatée d'Évron	k3 Fm des Grès de Ste-Suzanne	k3 Grès de Ste-Suzanne k2 Schistes et calcaires
k1 Fm des Conglomérats et arkoses	k1 Poudingue de Brée et arkose de Montsûrs		k1 Conglomérats et arkoses

Tableau 1 - Corrélation des formations paléozoïques de la feuille Sillé-le-Guillaume avec celles des feuilles voisines à 1/50 000 :
Évron (Mary et Giordano, 1987), Loué (Clément et Brunel, 1986), Villaines-la-Juhel (Doré *et al.*, 1986a)

	Volcanites cambriennes							Granodiorite d'Izé				Dolérites	
	83 E	464	581 F'	X	507 C	695 B	154	M 27	M 35	M 53	X Vire	Gr	Vo
SiO ₂	77,00	74,43	60,84	76,51	68,00	69,98	55,19	66,50	68,00	73,50	67,80	44,50	45,66
Al ₂ O ₃	12,98	14,76	18,25	12,40	15,00	15,52	15,78	15,74	15,02	13,50	15,07	15,60	15,37
Fe ₂ O ₃	2,41	0,97	4,69	2,25	5,19	3,11	8,80	5,77	5,39	2,33	4,56	15,47	10,95
FeO													3,95
MnO	tr	tr	0,05	0,02	0,05	0,04	0,10	0,06	0,04	0,03	0,06	nd	0,19
MgO	0,52	0,01	2,41	0,30	0,63	0,76	2,86	1,70	1,58	0,58	1,56	5,17	7,40
CaO	0,11	0,17	4,50	0,38	1,62	0,36	4,62	0,94	0,43	0,25	1,70	6,33	3,62
Na ₂ O	2,91	3,37	3,87	3,30	4,36	3,40	5,00	3,06	2,76	2,83	3,24	2,61	1,66
K ₂ O	1,58	4,48	1,06	3,20	1,89	4,72	0,59	3,80	4,08	5,00	3,93	0,48	0,65
TiO ₂	0,11	tr	0,69	0,08	0,58	0,49	1,22	0,50	0,54	0,26	0,62	3,87	4,02
P ₂ O ₅	0,15	0,15	0,17	0,05	nd	tr	0,64	0,36	nd	nd	nd	nd	nd
H ₂ O ⁺					1,57			1,74	1,77	0,99	0,85		
H ₂ O ⁻					0,22			0,32	0,16	0,10	0,11		
PF	2,06	1,50	3,25			1,91	5,30					4,33	6,56
Total	99,83	99,84	99,78		99,11	100,29	100,10	100,49	99,77	99,37	99,50	98,56	100,03

Tableau 2 - Analyses chimiques

Volcanites cambriennes. Complexe de Vimarcé (Coëvrons) : rhyolite fluidale (83 E : la Gauchardière ; 464 : butte du Coudray) ; dacite (581 F' : Monturbeau). Formation des Pyroclastites de Voutré (Charnie) : X - moyenne des ignimbrites poncuses ; 507 C - rhyodacite dans les pyroclastites supérieures (Pierras). Filon andésitique (154 : sill au Sud de Torcé-Viviers-en-Charnie). *Granodiorite d'Izé.* M 27 (Haute-Cusse) ; M 35 (Chaussée-d'Orthe) ; M 53 (la Picottière) ; X Vire (moyenne des granodiorites de Vire). *Dolérites.* Gr (Gratte-Sac ; rive droite de l'Erve) ; Vo (carrière de la Kabylie ; Voutré)

Source des analyses - volcanites cambriennes : Le Gall, 1993 ; granodiorite d'Izé : Jonin, 1980 ; dolérites : Le Gall et Mary, 1983