



MALESTROIT

La carte géologique à 1/50 000
 MALESTROIT est recouverte par les coupures suivantes
 de la carte géologique de la France à 1/80 000 :
 à l'ouest : VANNES (N° 89)
 à l'est : REDON (N° 90)

Josselin	Ploërmel	Guer
Elven	MALESTROIT	La Gacilly
Vannes St-Gildas de-Rhuys	Questembert	Redon

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

BUREAU DE
 RECHERCHES
 GÉOLOGIQUES
 ET MINIÈRES

MALESTROIT

X-20

*Des Landes de Lanvaux
 à la Forêt de la Bourdonnaye*

MINISTÈRE DE L'INDUSTRIE
 BUREAU DE RECHERCHES GÉOLOGIQUES ET MINIÈRES
 SERVICE GÉOLOGIQUE NATIONAL
 Boîte postale 6009 - 45060 Orléans Cédex - France



NOTICE EXPLICATIVE

SOMMAIRE

INTRODUCTION	2
<i>CONDITIONS D'ÉTABLISSEMENT DE LA CARTE</i>	2
<i>PRÉSENTATION DE LA CARTE</i>	2
<i>HISTOIRE GÉOLOGIQUE</i>	4
DESCRIPTION DES TERRAINS	6
<i>ROCHES SÉDIMENTAIRES</i>	6
Formations du Protérozoïque supérieur	6
Formations paléozoïques	9
— Synclinal de Réminiac	9
— Synclinal de Malestroit	14
— Anticlinal des Landes de Lanvaux — Synclinal de Rochefort-en-Terre	24
Formations tertiaires : Pliocène	28
Formations quaternaires	29
<i>ROCHES MÉTAMORPHIQUES</i>	31
<i>ROCHES VOLCANIQUES</i>	35
<i>ROCHES PLUTONIQUES</i>	36
<i>ROCHES FILONIENNES</i>	39
PHÉNOMÈNES GÉOLOGIQUES	39
RESSOURCES DU SOUS-SOL ET EXPLOITATIONS	43
<i>HYDROGÉOLOGIE</i>	43
<i>RESSOURCES MINÉRALES ET CARRIÈRES</i>	44
DOCUMENTATION COMPLÉMENTAIRE	47
<i>ITINÉRAIRES GÉOLOGIQUES</i>	47
<i>DOCUMENTS ET COLLECTIONS CONSULTABLES</i>	47
<i>LISTE BIBLIOGRAPHIQUE</i>	47
AUTEURS	51
ANNEXE : <i>ANALYSES CHIMIQUES</i>	52

INTRODUCTION

CONDITIONS D'ÉTABLISSEMENT DE LA CARTE

Cette première édition de la feuille Malestroit à l'échelle de 1/50 000 a été réalisée par une équipe de géologues de l'Institut de géologie de l'université de Rennes.

La cartographie de l'unité synclinale de Réminiac est due à Y. Quété (thèse 3ème cycle, Rennes, 1975). Les autres unités ont été cartographiées par J. Plaine au cours de l'année 1977 avec la collaboration de B. Hallégouët (université de Bretagne occidentale) pour les formations plio-quadernaires des vallées de l'Oust, de la Claie et de l'Arz. Pour les formations ardoisières des régions de Rochefort-en-Terre et de Sérent, l'auteur a bénéficié des levés détaillés de Y. Herrouin et Y. Alix (Bureau de recherches géologiques et minières).

La coordination scientifique et la synthèse cartographique ont été assurées par J. Plaine avec les conseils de J.-J. Chauvel (université de Rennes).

PRÉSENTATION DE LA CARTE

Situé dans le Morbihan *gallo* (*), aux confins des départements de l'Ille-et-Vilaine et de la Loire-Atlantique, le territoire couvert par la feuille Malestroit s'inscrit sur huit unités géologiques remarquables par leur diversité structurale, stratigraphique et pétrographique; elles se partagent entre cinq domaines sédimentaires et trois domaines granitiques dont la nature a fortement influencé la morphologie, les paysages et l'habitat de cette zone qui correspond à la transition entre la Bretagne centrale et la Bretagne méridionale.

L'Oust qui traverse la région du Nord-Ouest au Sud-Est forme le trait d'union entre les diverses unités en facilitant les communications par sa vallée tantôt élargie, comme entre le Roc-Saint-André et Malestroit ou comme à Saint-Martin-sur-Oust, tantôt resserrée comme dans le passage en cluse de Saint-Congard.

Domaines sédimentaires

- Au Nord de la feuille, le *synclinal de Réminiac* apparaît comme un vaste îlot de terrains paléozoïques posés sur la pénéplaine briovérienne et dont les hauteurs boisées de la périphérie, aux abrupts parfois prononcés, contrastent avec la partie centrale où dominent les exploitations agricoles largement remembrées. La série sédimentaire, dans laquelle, du Cambrien au Silurien, alternent les sédiments silteux et les sédiments arénacés, se rattache à celle des synclinaux paléozoïques du Sud de Rennes. Son originalité réside dans la présence d'un volcanisme acide cambrien mis en place avant la transgression marine du Paléozoïque et dont les témoins, représentés sur cette feuille par des coulées albitophyriques, sont conservés dans la partie orientale.
- Entre le synclinal de Réminiac et le synclinal de Malestroit, le *Protérozoïque silto-gréseux* de Bretagne centrale occupe une vaste zone bocagère dont le relief, d'altitude modeste, est parfois accidenté par des crêtes vigoureuses dues à la présence du Conglomérat de Gourin et par quelques *grées* (**) rocheuses couvertes de landes et de forêts.

(*) En Bretagne, le Pays *gallo* correspond à la Haute-Bretagne au parler patois par opposition à la Basse-Bretagne où est parlée la langue bretonne.

(**) En Pays *gallo*, le terme de *gré*e désigne une hauteur le plus souvent inculte et à sous-sol généralement schisteux.

● Barrant la feuille sur toute sa largeur, le *synclinal de Malestroit*, prolongement occidental du synclinorium de Saint-Julien-de-Vouvantes, forme un imposant relief dont l'aspect sévère est accentué par la présence d'une couverture végétale essentiellement constituée de landes et de forêts. La série sédimentaire y est différente et plus complète que dans le synclinal de Réminiac puisqu'elle débute au Cambro-Tremadoc et s'étend jusqu'au passage entre le Silurien et le Dévonien. La structure synclinoriale en longues bandes plus ou moins parallèles et sensiblement orientées NW—SE, caractéristique des domaines sédimentaires paléozoïques de Bretagne méridionale, est bien conservée dans la partie orientale du synclinal de Malestroit; dans sa partie occidentale, elle est perturbée par la présence d'une grande faille directionnelle, réplique de la faille Malestroit—Angers, qui met en contact le flanc nord aux assises régulières et la partie centrale à structure anticlinale.

L'ensemble du synclinal est scindé en quatre compartiments plus ou moins décalés les uns par rapport aux autres par les failles subméridiennes de Malestroit, Saint-Congard et Vaulaurent. Le flanc sud est supprimé par la faille Malestroit—Angers qui le met en contact avec les sédiments ordoviciens du synclinal de Rochefort-en-Terre.

● Entre le synclinal de Malestroit et celui de Rochefort-en-Terre, la Claie et l'Oust au Nord, l'Arz au Sud, empruntent de longues dépressions fertiles au sous-sol constitué par les sédiments silto-gréseux et *greywackeux* du *groupe de Bains-sur-Oust* dont l'extension géographique, sur le territoire de la feuille Malestroit, est liée à celle du granite des landes de Lanvaux et dont le dépôt a pu être continu du Briovérien à l'Arenig.

● Au Sud, le *synclinal de Rochefort-en-Terre* dresse au-dessus de l'ensemble précédant sa crête rectiligne de schistes ardoisiers jalonnée d'exploitations aujourd'hui abandonnées et dont les paysages entre Larré et Saint-Jacut-les-Pins sont parmi les plus pittoresques du Vannetais intérieur. Au-dessus du groupe de Bains-sur-Oust, la série sédimentaire qui se rattache à celle du synclinorium de Saint-Georges-sur-Loire débute à l'Arenig et atteint vraisemblablement le Silurien inférieur. Dans ses parties méridionale et occidentale, le granite de Questembert y développe un intense métamorphisme de contact.

Domaines granitiques

● Dans le coin nord-ouest du territoire de la feuille, les hauteurs qui dominent la vallée de l'Oust et la plaine briovérienne appartiennent au *massif leucogranitique de Lizio—la Ville-Der*, jalon le plus oriental des granites en lobes qui, depuis la pointe du Van (Finistère), prennent naissance au niveau de la branche nord de la zone broyée sud-armoricaine.

● Au centre, le *granite alcalin des landes de Lanvaux*, trait majeur de l'Armorique méridionale, d'âge ordovicien à silurien, est intrusif dans le groupe de Bains-sur-Oust et forme un large plateau dont la largeur et l'altitude diminuent graduellement d'Ouest en Est. Cette vigoureuse crête, obstacle aux communications nord—sud, possède un versant nord très abrupt sur lequel s'accrochent bois et taillis tandis que son versant sud descend en pente plus douce vers l'Arz.

● Enfin, à l'extrême Sud-Ouest n'apparaît qu'une faible partie du *plateau de Questembert* dont le soubassement est constitué par un puissant feuillet de granite à deux micas qui prend toute son extension sur les feuilles voisines (Questembert et Elven).

HISTOIRE GÉOLOGIQUE

L'histoire géologique débute dans la région avec la sédimentation d'éléments détritiques terrigènes hérités d'un socle plus ancien, probablement pentévrien. Ces dépôts silteux et *greywackeux* à faible maturité de composition et de texture, dans lesquels les faciès alternent rapidement de manière rythmique et où les figures sont très variées, permettent d'imaginer une sédimentation de domaine marin épicontinental. L'abondance des niveaux conglomératiques apparaissant de façon brutale et récurrente au sein de la série évoque des fleuves côtiers à régime variable étalant des cailloutis dans des zones estuariennes. L'âge de ces sédiments n'est pas connu avec certitude et est ici rapporté au Briovérien moyen et supérieur (Protérozoïque supérieur). L'orientation actuelle des structures N 90—100° E (parfois N 70° E) résulte de la superposition de deux événements tectoniques dont le second, d'âge varisque, n'a fait que réorienter les structures issues de déformations gravitaires sans schistosité rapportées à l'orogénèse cadomienne. Une longue période d'émergence et d'érosion succède à cette activité orogénique. C'est sur un continent pénéplané et soumis en surface à une altération intense que se produisent deux épisodes successifs d'émissions volcaniques dont les produits recouvrent la région de Réminiac; le premier est représenté sur le territoire des feuilles Pipriac et Guer par une brèche épicalstique d'extension très limitée, témoin d'un volcanisme kéraatophyrique antérieur (Formation de la grée Mareuc); le second, et le plus important, comprend les produits explosifs et les coulées albitophyriques de la Formation de Marsac. Ce volcanisme cambrien correspond à un volcanisme acide de distension crustale fini-cadomien, l'activité tectonique se traduisant par des soulèvements et l'apparition de centres éruptifs au long d'une zone active, la ride de Bain, dont on suit le tracé depuis le cap de la Chèvre (Finistère) jusque dans les synclinaux du Sud de Rennes (région de Pléchéâtel).

La mer, qui conservera un caractère épicontinental durant tout le Paléozoïque, envahit de nouveau la région dès la fin du Cambrien lors d'une transgression qui s'est traduite par le dépôt de la Formation de Pont-Réan dont les variations et les réductions locales de puissance sont en relation avec l'existence de paléoreliefs. La faible extension des niveaux conglomératiques, la bonne maturité de composition des sédiments et leur médiocre maturité de texture indiquent qu'il s'agit de dépôts de faible énergie en bordure de reliefs peu importants. Au cours de cette période, l'instabilité du socle reste importante ainsi que l'activité volcanique représentée dans le synclinal de Réminiac par les volcanoclastites acides du Membre de Tréal. Ceci se traduit également par la réduction de puissance, dans le synclinal de Réminiac comme dans celui de Malestroit, de la Formation du Grès armoricain (Arenig) par rapport à la puissance de cette formation dans le synclinorium de Martigné-Ferchaud.

L'histoire anté-Illanvirnienne de l'anticlinal des landes de Lanvaux n'est pas connue avec certitude. Il est possible, sinon probable, que le dépôt du Groupe de Bains-sur-Oust ait commencé au Protérozoïque, la plus grande partie de ses faciès ayant de réelles analogies avec ceux du Briovérien de Bretagne centrale, et se soit poursuivi sans émergence notable jusqu'à l'Arenig; le passage entre le Groupe de Bains-sur-Oust et la Formation du Grès armoricain se fait de manière progressive et aucune discordance liée à l'orogénèse cadomienne n'a pu, jusqu'à présent, être mise en évidence. Aucun sédiment comparable à ceux de la Formation de Pont-Réan n'a été reconnu dans ce domaine paléogéographique particulier. L'existence du Cambrien n'est pas certaine bien qu'une partie des sédiments présente un caractère volcanogène certain et pourrait correspondre à un faciès latéral des volcanites du Membre de Tréal.

Au Llanvirn, la transgression s'est encore développée; aux dépôts arénacés très littoraux de l'Arenig succèdent des sédiments argileux tout à fait comparables d'un bassin sédimentaire à l'autre (Formation de Traveusot et Membre du Gueuzon de la Formation de Rochefort-en-Terre). Dès la fin du Llandeilo et au Caradoc, la sédimentation commence à se diversifier suivant les unités. Dans le synclinal de Réminiac se dessine une tendance régressive qui se traduit dans la lithologie de la Formation du Châtellier. Dans cette masse gréseuse attribuée au Caradoc basal, la présence de grains détritiques de plagioclase et de chlorite peut s'interpréter comme un écho de phénomènes tectoniques et érosifs lointains en relation avec d'éventuels mouvements calédoniens. La Formation de Riadan qui la surmonte marque un retour à des conditions plus stables.

Dans le synclinal de Malestroit, l'épisode gréseux correspondant à la Formation du Châtellier n'est pas bien marqué et la sédimentation argileuse ou argilo-sableuse se poursuit jusqu'au Silurien. A la partie supérieure de la Formation de Saint-Marcel (Caradoc-Ashgill) apparaissent des sédiments particuliers d'aspect varvé (fines lamines alternativement silteuses et gréseuses) dont la fraction clastique est constituée de grains de quartz à nette facture volcanique. La signification précise de tels dépôts n'est pas connue mais peut-être faut-il y voir la trace des manifestations éruptives connues à cette même époque dans le synclinorium de Saint-Georges-sur-Loire et qui, pour certains auteurs, seraient la manifestation de mouvements calédoniens. La sédimentation silurienne débute, tant dans le synclinal de Réminiac que dans celui de Malestroit, par des sédiments arénacés (Formation de Réminiac et Formation de Gandouin) dont les caractères sédimentologiques sont ceux de dépôts très littoraux. Bien qu'on n'observe ni discordance angulaire ni surface d'érosion au contact avec les termes les plus élevés de l'Ordovicien, on remarquera que les premières zones de Graptolithes du Llandovery sont jusqu'à présent inconnues.

Dans le synclinal de Réminiac, aucun dépôt paléozoïque plus jeune que ceux de la Formation de Réminiac n'a été identifié alors que des sédiments siluriens plus récents (Wenlock et Ludlow *pro parte*) sont connus dans les synclinaux du Sud de Rennes.

Dans le synclinal de Malestroit, la sédimentation silurienne se poursuit sans interruption apparente jusqu'au Post-Ludlow; les alternances argilo-sableuses de la base de la Formation de Bois-Neuf (Llandovery supérieur—Ludlow) reflètent la faible épaisseur de la tranche d'eau, le caractère réducteur du milieu déjà perceptible dans les Formations de Saint-Marcel et Gandouin (présence de pyrite) et peut-être même l'individualisation de lagunes temporaires dans lesquelles se déposent des sédiments argilo-carbonés (ampélites du Wenlock). Le caractère transgressif de la sédimentation silurienne s'accroît progressivement avec les dépôts argilo-micacés à lamines sableuses du membre supérieur de la Formation de Bois-Neuf. Les *siltstones* tuffacés de la Formation de la Ville-Chauve (Post-Ludlow) très riches en clastes de quartz à facture volcanique reflètent à nouveau l'instabilité du domaine. Les sédiments dévoniens n'ont pas été identifiés dans le périmètre de la feuille mais ils sont connus plus à l'Est dans le synclinorium de Saint-Julien-de-Vouvantes où ils constituent la Formation de Gahard (Gedinnien).

Dans les unités méridionales, la mise en place du granite des landes de Lanvaux au cours de l'Ordovicien et du Silurien modifie les conditions paléogéographiques; la sédimentation argileuse inaugurée au Llanvirn se poursuit dans le Llandeilo puis le Caradoc inférieur (Membre de Liverzel de la formation de Rochefort-en-Terre) mais présente une certaine originalité soulignée par la présence de sédiments argilo-carbonés (ampélites) et silico-carbonés (phtanites) déposés en milieu marin confiné. La formation arénacée de l'Eclys (Caradoc supérieur—Ashgill) à bonne maturité de composition mais

à médiocre maturité de texture annonce le Groupe de Saint-Georges-sur-Loire (Silurien *pro parte*) qui est très peu représenté sur la feuille et dont les caractéristiques essentielles sont l'importance des manifestations éruptives et de leurs échos sédimentaires.

Les paroxysmes varisques (post-namuriens) engendrent une tectogenèse donnant des plis droits, parfois coffrés, rarement déversés et accompagnés d'une schistosité ardoisière bien exprimée dans les parties occidentale et méridionale du territoire de la feuille. Ces plissements en grandes structures synclinales et anticlinales sont accompagnés et suivis d'accidents cisailants. Sensiblement orientés est—ouest comme la faille Malestroit—Angers et ses répliques, ils découpent les terrains paléozoïques, juxtaposent des unités différentes et entraînent la cataclase du granite des landes de Lanvaux. La mise en place des leucogranites de Lizio—la Ville-Der et de Questembert, datés à 315-320 MA, est directement liée au développement de la tectonique cisailante hercynienne dont ils soulignent les grands accidents d'origine profonde comme la zone broyée sud-armoricaine. Postérieurement, une phase de fracturation subméridienne a provoqué des rejets plus ou moins importants de toutes les structures antérieures (plis et fractures) particulièrement dans les synclinaux paléozoïques de Réminiac et Malestroit.

La plus grande partie de l'histoire post-varisque demeure inconnue en l'absence de dépôts mésozoïques. La dernière transgression marine s'est produite au cours du Pliocène : ses témoins, constitués par des sables rouges, sont très discrets dans le cadre de cette feuille sauf en bordure des plis paléozoïques ou dans les bassins tectoniques issus du rejeu post-helvétien des fractures varisques ou post-varisques.

L'histoire géologique de la région se termine par les échos des glaciations quaternaires aux cours desquelles les régressions du niveau marin entraînent une importante érosion dans la partie en aval des vallées. Dans les zones peu accidentées, situées en amont, des terrasses fluviales formées de sables, de graviers et de galets, se mettent en place à la faveur de goulets d'étranglement. Notons pour terminer que de nombreux mégalithes, sur les landes de Lanvaux en particulier, témoignent d'une occupation humaine très ancienne.

DESCRIPTION DES TERRAINS

ROCHES SÉDIMENTAIRES

Formations du Protérozoïque supérieur

b2-3. Briovérien moyen et supérieur (puissance non évaluée; plusieurs milliers de mètres ?). La vaste région située entre les unités paléozoïques de Réminiac et de Malestroit est occupée par les terrains sédimentaires réputés azoïques du Briovérien de Bretagne centrale dans lequel Ch. Barrois et P. Pruvost distinguaient une série inférieure de schistes, phyllades, grauweekes et phtanites de Lamballe et Saint-Lô (Briovérien moyen, Xa) surmontée par les Schistes et poudingues de Gourin (Briovérien supérieur, Xb) puis par les Schistes, calcaires et arkoses de Corps-Nuds (Briovérien supérieur, Xc).

Actuellement (Cl. Le Corre, 1977), ces différents terrains doivent être considérés comme une série sédimentaire unique appartenant au Briovérien récent « post-phtanitique » par opposition au Briovérien plus ancien qui seul contient des niveaux interstratifiés de phtanites et qui est localisé essentiellement en Normandie et en Bretagne occidentale.

Dans le périmètre de la feuille, l'essentiel des sédiments de ce Briovérien « post-phanétique » est constitué de conglomérats, de grès et de *siltstones* plus ou moins grossiers dont les affleurements, bien que relativement nombreux, sont trop discontinus pour permettre une cartographie détaillée; seuls les niveaux conglomératiques ont été individualisés au sein de zones à dominante silteuse (b2-3 S), *greywackeuse* (b2-3 G) ou arénacée (b2-3 Gr).

● **Conglomérats.** Connus dans la littérature sous le nom de Poudingue de Gourin, les conglomérats représentent le faciès le plus caractéristique de la série sédimentaire briovérienne, surtout à l'Est de la vallée de l'Oust où ils sont le plus répandus. Ces niveaux particuliers apparaissent généralement très brutalement au sein d'alternances silto-gréseuses (la Ville-Noël, Béculeu, Digoit); les bancs qui dépassent rarement quelques mètres d'épaisseur (une dizaine de mètres au maximum) sont souvent discontinus constituant des lentilles longues de quelques centaines de mètres (la Souricaie, les Arches, la Mirangaine). Dans les parties orientales et méridionales de la feuille, les conglomérats sont mieux développés et peuvent être suivis sur plusieurs kilomètres (la Rivière, la Chapelle-Saint-Jean, la Métairie, Triguého, Bonnais, le Plessis-Payen). Ces niveaux conglomératiques ne peuvent servir de repère stratigraphique ou structural car ils ne constituent pas un niveau unique mais forment de nombreuses récurrences; à cet égard, l'affleurement de la Ville-Noël sur la D 8 au Nord-Ouest de Ruffiac est particulièrement significatif.

La composition du Conglomérat de Gourin reste très constante et permet de bien le distinguer des autres conglomérats de la région : quartz blanc (plus de 90 % du volume des éléments clastiques), phanites et quartz noir (jusqu'à 5 %), grès et *siltstones* (moins de 1 %). Deux types pétrographiques peuvent être distingués en fonction de la taille des galets qui sont toujours bien roulés et souvent bien classés, et de l'abondance de la matrice silto-gréseuse :

— dans le premier type qui est le plus répandu, la taille des galets varie entre 1 et 10 cm et la matrice est peu abondante (la Rivière, Nord-Ouest de Ruffiac, carrières du Coudray au Nord-Ouest de Malestroit). Il est souvent très induré et constitue les principales crêtes de la « plaine briovérienne »;

— dans le second type, tous les éléments possèdent une taille inférieure à 1 cm et sont très disséminés, soit dans une matrice gréseuse, soit, le plus souvent, dans une matrice silteuse qui peut constituer plus de 80 % du volume de la roche (pied de l'église du Roc-Saint-André, les Arches..).

Dans un même banc, le classement des galets est généralement bon tandis que d'un banc à l'autre, leur taille varie très vite; ainsi, dans un même affleurement, peuvent coexister les deux types de conglomérats (la Boë au Sud-Est de Saint-Abraham).

● **Grès** (b2-3 Gr). Associés au Conglomérat de Gourin, des grès ont été observés à l'Ouest de Saint-Nicolas-du-Tertre (la Ville-Robert) et au Sud de Tréal (le Rocher) où ils ont été exploités pour l'empierrement.

Macroscopiquement, ce sont des grès grossiers très recristallisés et de teinte blanchâtre à rosée, voisins de certains grès paléozoïques auxquels ils avaient été assimilés. Du point de vue de la texture, ils correspondent à des arénites quartzzeuses dont le grain moyen est de 400 μ environ. La matrice quartzzeuse, aux éléments fortement engrenés, contient quelques fragments de microquartzite et de phanite.

● **Greywackes** (b2-3 G). Ces grès fins forment rarement des niveaux de puissance supérieure à 5 mètres et se présentent en alternances décimétriques ou métriques avec les autres faciès et principalement avec les *siltstones*

(les Arches, la Ville-Noël, Saint-Abraham,...). Ils sont cependant bien développés au Sud-Ouest du Roc-Saint-André (carrière du Pigeon Blanc, la Garenne,...), au Sud-Est de Ruffiac et au Sud de Digoit (route D 146).

Les *greywackes* apparaissent sur le terrain comme des sédiments verdâtres dans lesquels on reconnaît le quartz, le feldspath et la muscovite. Certains bancs sont granoclassés tandis que d'autres montrent de fines lamines. Ces roches contiennent toujours une matrice abondante (20 à 30 % en moyenne) composée de grains quartzeux ou lithiques et de fines paillettes phylliteuses (chlorite, muscovite et séricite). Les éléments figurés, dont la taille moyenne varie entre 100 et 400 μ , sont : le quartz en grains anguleux assez bien classés et parfois d'origine volcanique, de grandes paillettes de muscovite et de biotite détritiques, des fragments lithiques (phtanites, microquartzites, *siltstones*), des feldspaths potassiques souvent séricitisés et des plagioclases (albite le plus souvent). Ces sédiments à double immaturité de texture (importance de la matrice) et de composition (grains lithiques et minéraux instables) correspondent à des *wackes* quartzieuses, des *wackes* sublithiques et des *wackes* subfeldspathiques (*grauwackes* des anciens auteurs).

● **Siltstones** (b2-3S). Très abondants, ils apparaissent le plus souvent à l'affleurement sous forme de schistes verdâtres, parfois ardoisiers, mais, par altération, ils acquièrent une couleur beige caractéristique. Lorsque la schistosité ardoisière est bien développée, ils constituent des reliefs bien marqués (Saint-Nicolas-du-Tertre, étang du Val, les Arches, le Préclos,...). Le quartz, le mica blanc et la chlorite, dans des proportions relativement constantes, occupent plus de 90 % du volume de la roche. Les rares grains de quartz sont anguleux et leur taille est inférieure à 60 μ . Ces *siltstones* sont en général fins à très fins bien que certains niveaux renferment des muscovites détritiques de grande taille. On distingue schématiquement trois types de faciès silteux :

— les *siltstones* fins à lamines sont les plus répandus (étang de Saint-Nicolas-du-Tertre, Ouest de Ruffiac, la Ville-Noël). La stratification est soulignée par de fines passées gréseuses millimétriques à centimétriques montrant localement des microstructures entrecroisées ou confuses, des figures de charge et des pseudo-nodules;

— les *siltstones* fins homogènes sont dépourvus de lamines et la stratification est peu visible;

— les *siltstones* grossiers, parfois à lamines, sont riches en grains de quartz (taille moyenne 50 à 80 μ) et en grandes lamelles de muscovite. Lorsqu'ils sont feldspathiques, ils acquièrent un faciès assez proche de celui des *greywackes* à grain fin (la Ville-Noël, Digoit, Ruffiac,...).

Aucune estimation de puissance ne peut être proposée pour cet ensemble sédimentaire relativement monotone. Les données sédimentologiques recueillies, tant sur le territoire de la feuille Malestroit que dans les régions sud et ouest de Rennes (Cl. Le Corre, 1977), permettent d'imaginer une sédimentation épicontinentale rapide et instable (alternance très rapide des faciès, caractère rythmique des dépôts, figures d'érosion et d'émersion) résultant de l'érosion intense de terres émergées relativement proches. Le Conglomérat de Gourin peut évoquer des épandages estuariens sur une côte plate à sédimentation sablo-vaseuse.

En aucun point de la région couverte par la feuille Malestroit, le contact entre les sédiments briovériens et la base de la série paléozoïque n'a pu être observé directement. Toutefois, dans la mesure où l'existence d'une discordance majeure entre Protérozoïque et Paléozoïque a largement été démontrée (E. Bolelli, 1951; J.-J. Chauvel et A. Philippot, 1957, 1960), on doit considérer

que les sédiments briovériens sont antérieurs au début de la sédimentation du Paléozoïque local. Il faut signaler d'autre part qu'en Normandie, où les sédiments briovériens sont très voisins de ceux de Bretagne centrale, les granites mancelliens antérieurs à la transgression paléozoïque ont des âges radiométriques voisins de 600 MA (M. Jonin et Ph. Vidal, 1975). Enfin, rappelons que le volcanisme spilitique interstratifié dans les sédiments briovériens « post-phtanitiques » de la baie de Douarnenez (Finistère) a fourni un âge radiométrique de 620 ± 20 MA (F. Leutwein et col., 1969). Tous les éléments en notre possession convergent donc pour attribuer à la série briovérienne un âge correspondant à la fin du Protérozoïque supérieur.

Formations paléozoïques

Synclinal de Réminiac

Le synclinal de Réminiac représente le jalon le plus occidental des synclinaux paléozoïques du Sud de Rennes et nous y retrouvons la plupart des formations cambro-ordoviciennes telles qu'elles ont été définies par C. Babin et col. en 1974. Ce sont, de la base au sommet : la Formation de Pont-Réan, la Formation du Grès armoricain, la Formation de Traveusot, la Formation du Châtellier et la Formation de Riadan. La seule différence se situe, pour le Silurien, au niveau de la masse gréseuse surmontant la Formation de Riadan et que nous distinguons sous le nom de Formation de Réminiac.

k-o1. **Formation de Pont-Réan (Cambro-Tremadoc**, quelques mètres à 50 mètres). Comme dans les synclinaux paléozoïques du Sud de Rennes où elle a été définie, la première formation sédimentaire paléozoïque a une puissance extrêmement variable. On y reconnaît trois membres, certains d'entre eux ayant une extension géographique réduite :

— le Membre de Montfort qui englobe les niveaux conglomératiques connus sous le nom de Poudingue de Montfort et les *siltstones* grossiers appelés localement Schistes de Pont-Réan ou Schistes rouges;

— le Membre de Courouët essentiellement gréseux;

— le Membre de Tréal exclusivement constitué de produits volcanoclastiques acides.

k-o1 M. **Membre de Montfort. Conglomérat de Montfort.** La sédimentation paléozoïque débute par des niveaux conglomératiques discontinus qui sont bien exposés à la Ville-Josse, Bostubois, Quoiqueneuc et la Béraie. Deux faciès y sont nettement différenciables :

— un conglomérat à galets centimétriques que l'on rencontre uniquement à la partie inférieure de la formation. Les galets arrondis ou étirés sont en majorité formés de grès, quartz, *siltstones* fins et Conglomérat de Gourin arrachés à la série sédimentaire briovérienne. La matrice qui les unit, le plus souvent gréseuse, représente environ 30 % du volume total de la roche et les éléments de quartz qu'elle contient sont anguleux et mal classés. Des variations locales dans ce pourcentage et dans la nature des galets sont fréquentes et il peut ainsi apparaître des faciès à galets de quartz unis par une matrice peu abondante qui, de ce fait, possèdent une grande ressemblance avec le Conglomérat de Gourin. La puissance de ce type de conglomérat n'excède jamais une dizaine de mètres;

— un microconglomérat qui est nettement moins répandu que le précédent. Très peu épais, il n'est jamais associé directement au conglomérat à galets centimétriques. La matrice est micacée et plus abondante que dans le type

précédent atteignant jusqu'à 80 % du volume de la roche. La présence de ce conglomérat en bancs alternant avec des niveaux silto-gréseux rend son individualisation cartographique difficile.

Siltstones grossiers. Ce sont les constituants essentiels de la Formation de Pont-Réan. Ils possèdent une double caractéristique sédimentaire et structurale : ce sont des roches siliceuses dures, de couleur rouge à violacée (rouge lie-de-vin), affectées d'une schistosité fruste permettant un débit en grandes dalles qui leur vaut le nom régional de schistes rouges ou de dalles pourprées. De nombreux affleurements (butte de la Voltais au Nord de Monteneuf, route D 776, entre la Chapelle Saint-Méen et Tréviguet...) et diverses carrières permettent d'observer une stratification en bancs massifs de puissance très variable (quelques décimètres à plusieurs mètres) et à surface ondulée. A part quelques niveaux plus gréseux, le sédiment le plus fréquent est un *siltstone* grossier dans lequel la matrice quartzo-séricite-chloriteuse à pigmentation hématitique rouge occupe 40 à 80 % du volume de la roche. Les éléments figurés sont le quartz en grains anguleux (taille moyenne 50 μ) et de nature parfois volcanique, la muscovite et la biotite (moins de 5 %) et de rares fragments lithiques (microquartzites, *siltstones* micacés). Dans ces sédiments homogènes, les figures sédimentaires sont peu nombreuses et seules des structures de type stratification ocellée ont pu être observées.

k-o1 **C. Membre de Courouët**. Le développement de ce membre au sein de la Formation de Pont-Réan est limité au Nord d'une ligne Malestroit—Saint-Aignan-sur-Roë (Mayenne). Dans le cadre de la feuille Malestroit, il apparaît largement dans la partie nord-est du synclinal de Réminiac (D 776, Monteneuf) et de façon plus discontinue sur le flanc sud (Tréviguet, Sud et Sud-Est de Grand-Village, Bostubois, Quoiqueneuc, la Béraie). D'une puissance maximale de 50 mètres, le Membre de Courouët est constitué par un grès grossier mal classé, de couleur claire, à grains de quartz bien visibles à l'oeil nu, et disposé en bancs massifs d'épaisseur inférieure à 1 m (carrière en bordure de la D 776). La composition de ce sédiment est le plus souvent la suivante : quartz millimétriques d'origine volcanique mêlés à des grains de quartz plus petits, fragments lithiques (microquartzites, phtanites, *siltstones*), muscovite détritique (moins de 2 %) et minéraux accessoires. La matrice quartzo-sériciteuse représente en moyenne 30 % du volume de la roche. Le Grès de Courouët peut être rangé parmi les *wackes* sublithiques.

k-o1 **T. Membre de Tréal**. Sur le flanc sud de l'unité de Réminiac, à l'Ouest de Caro, entre Quoiqueneuc et la forêt de la Bourdonnaie (butte du Vieux-Bourg en particulier), les *siltstones* et les grès des membres de Montfort et de Courouët sont remplacés par les produits volcanoclastiques acides du Membre de Tréal. Ce sont des roches verdâtres à débit en feuillets à éclat nacré, à toucher onctueux et riches en quartz millimétriques automorphes. Granulométriquement, elles forment une série continue depuis des tufs très fins jusqu'à des brèches fines pyroclastiques ou épicroclastiques. La matrice des tufs est quartzo-sériciteuse et renferme parfois quelques quartz corrodés ou en esquilles et quelques agrégats sériciteux que l'on peut assimiler à d'anciens phénocristaux plagioclasiques. Les brèches sont très variées; leur matrice quartzo-sériciteuse et microgrenue (plus de 50 % du volume de la roche) contient des fragments de roches volcaniques altérées, des galets de grès, des biotites chloritisées et quelques quartz automorphes.

Bien que les relations entre les divers membres de la Formation de Pont-Réan soient souvent difficiles à observer sur le terrain, on peut les schématiser

de la manière suivante :

— le Conglomérat de Montfort à galets centimétriques est toujours situé à la base de la formation, sous les *siltstones* grossiers;

— les grès du Membre de Courouët sont des dépôts synchrones du conglomérat à galets centimétriques qui y constituent des niveaux lenticulaires interstratifiés; ils sont en outre toujours situés sous les *siltstones* du Membre de Montfort;

— le Membre de Tréal est l'équivalent latéral du Membre de Courouët et des *siltstones* du Membre de Montfort.

Jusqu'à présent, dans la région, la Formation de Pont-Réan s'est révélée totalement azoïque. Les seules traces d'activité organique sont des Tigillites, sortes de structures tubulaires plus ou moins jointives, perpendiculaires aux plans de stratification et qui sont interprétées comme le résultat de l'activité de Vers marins. La position de la Formation de Pont-Réan sous la Formation du Grès armoricain (Arenig) conduit à lui attribuer un âge cambro-tremadoc.

o2. **Formation du Grès armoricain (Arenig, puissance de 150 à 200 mètres).** Cette formation constitue des reliefs très accentués, en particulier à l'Ouest de Caro (la Rosaie, la Boare, la Maison Brûlée), au Nord de Bodel (le Grand-Village, la Boissière), au Bézy, à la Chênaie et, plus au Nord, entre Monteneuf et Bécihan. La largeur cartographique de cette bande gréseuse est remarquablement constante sauf dans les terminaisons périclinales de Caro où elle est plus importante. A l'Est de cette localité, les grès réapparaissent sous forme d'affleurements réduits au sein des *siltstones* de la Formation de Traveusot (le Verger). A part quelques carrières (Bécihan, Grand-Village, le Vieux-Bourg), la Formation du Grès armoricain donne peu d'affleurements et les contacts avec les formations avoisinantes sont souvent recouverts par les éboulis de pente.

Sa division en trois membres, caractéristique des synclinaux du Sud de Rennes, est absente dans la région de Réminioc. La formation débute par des bancs peu épais (20 à 50 cm) de grès blancs assez mal classés et à fragments lithiques. Microscopiquement, ces grès correspondent à des *wackes* quartzieuses ou à des *wackes* sublithiques dans lesquelles la matrice quartzo-sériciteuse est peu développée (15 à 20 % du volume de la roche). Les éléments figurés sont le quartz en grains anguleux (taille inférieure à 500 μ) et des fragments de microquartzites et de *siltstones* micacés (10 à 15 % du volume de la roche). Ces sédiments de base possèdent des caractères voisins de ceux de la Formation de Pont-Réan mais leur maturité de composition est toutefois meilleure.

La masse principale de la Formation du Grès armoricain est bien exposée dans les carrières de Bécihan au Sud-Est de Monteneuf où les bancs d'arénites quartzieuses blanches ou bleutées, puissants de 0,20 à 1,50 m, alternent avec de fins niveaux psammitiques. La puissance de ces grès peut être estimée à une centaine de mètres. Dans l'ensemble, le sédiment apparaît bien classé et la composition minéralogique est la suivante : quartz : 90 % du volume des grains, taille inférieure à 100 μ ; muscovite : 9 %; fragments lithiques : moins de 1 %; tourmaline, rutile et zircon. La matrice séricito-chloriteuse occupe moins de 10 % du volume de la roche. Dans les passées psammitiques, le débit planaire est favorisé par la présence de nombreuses paillettes de muscovite détritique et la matrice est plus importante (40 % du volume de la roche).

Dans sa partie supérieure, la Formation du Grès armoricain devient plus hétérogène (carrière à 600 mètres au Sud-Est de Monteneuf) et l'on voit apparaître des intercalations de psammites, de *siltstones* micacés quartzieux et

de *siltstones* grossiers en lits peu épais. La formation se termine (carrière de Bécihan) par des *siltstones* fins et micacés, à matrice chloriteuse abondante, très riches en grains de rutile et de zircon disposés en films suivant les plans de stratification. Ces faciès très chloriteux, riches en minéraux lourds, accompagnés d'une importante précipitation ferrifère, rappellent très nettement les sédiments qui, dans les synclinaux du Sud de Rennes, sont associés aux couches de minerai de fer caractéristiques de la formation du Grès armoricain dans ces unités.

Bien qu'aucun organisme fossile n'ait été découvert dans l'unité de Réminiac, les traces de vie sont nombreuses : pistes variées, Bilobites, Tigillites... Les corrélations avec l'ensemble du Massif armoricain et l'âge llanvirn-llandeilo de la Formation de Traveusot permettent d'attribuer un âge arenig à la Formation du Grès armoricain.

o3-4. Formation de Traveusot (Llanvirn—Llandeilo, puissance avoisinant 300 mètres). Généralement connue sous le nom de *Schistes d'Angers* ou de *Schistes à Calymènes*, cette formation occupe de vastes zones déprimées au Nord-Est et au Sud de Caro ainsi qu'au Sud-Est de Monteneuf. Elle fait suite à la Formation du Grès armoricain de manière progressive par alternance de grès fins et de *siltstones* grossiers (carrière au Sud-Est de Monteneuf). La formation de Traveusot est essentiellement constituée de *siltstones* bleu-noir à schistosité bien développée mais dépourvus de qualités ardoisières. A la base, on rencontre 150 à 200 mètres de *siltstones* homogènes, fins, très micacés dont les constituants principaux sont le quartz (15 à 20 μ) en grains isolés ou en petits amas, la muscovite détritique (15 à 30 μ) et des minéraux accessoires parmi lesquels le zircon et le rutile sont les plus fréquents. La matrice quartzo-sériciteuse est abondante et constitue plus de 90 % du volume de la roche. Dans ces *siltstones* apparaissent localement (Nord-Est du Bézy) des niveaux décimétriques plus indurés qui correspondent à des sédiments plus riches en quartz et à schistosité moins développée. Au-dessus viennent 100 à 150 mètres de *siltstones* grossiers micacés montrant parfois des structures sédimentaires de type stratification ocellée (Ouest des Epinettes en Caro). Leur minéralogie est identique à celle des *siltstones* fins de la base mais la taille des constituants atteint 50 μ pour le quartz et 250 μ pour la muscovite. La matrice quartzo-séricite-chloriteuse peut occuper plus de 80 % du volume de la roche. Au sein de ces *siltstones* grossiers, quelques faciès particuliers sont observables :

— *siltstones* grossiers à nodules siliceux sur la rive nord du ruisseau de Langave (à son intersection avec la D 173), à l'Est du hameau de la Ville-Etienne et le long de la D 176. Les nodules dont la taille peut atteindre 10 cm sont constitués par un *siltstone* grossier très siliceux à pigmentation de goethite;

— arénites quartzueuses en bancs peu épais (5 à 10 cm) intercalés dans des *siltstones* à nodules plus ou moins coalescents (Nord-Ouest du Bézy, à 350 m du contact avec la Formation du Grès armoricain).

La faune de la Formation de Traveusot est relativement abondante mais les organismes sont généralement mal conservés. Sa base livre des Graptolites (carrière à l'Ouest de Bécihan) : *Didymograptus* cf. *bifidus*, des Trilobites : *Neseuretus tristani*, *Eodalmanitina* sp., *Placoparia cambriensis*, des Brachiopodes, des Ostracodes : *Ctenobolbina hispanica*, *Aparchites* sp. La présence de *Placoparia cambriensis* en particulier caractérise le Llanvirn inférieur. Dans la partie supérieure de la formation, les gisements sont nombreux (la Boixière, Caro, la Ville-Etienne, ruisseau de Langave, cote 86 au Sud de Bécihan, Nord de la Béraie) mais ils livrent une faune peu diversifiée et peu caractéristique :

Trilobites : *Neseuretus tristani*, Cystoïdes : *Calix* sp., Brachiopodes : *Aegiromena mariana*, Céphalopodes orthocératidés. L'ensemble de la formation est rapporté au Llanvirn-Llandeilo.

o5a. **Formation du Châtellier (Caradoc inférieur ?** puissance : 70 mètres environ). Bien que peu puissante, cette formation gréseuse constitue un repère cartographique précieux puisqu'elle permet de séparer nettement les deux formations silteuses de Traveusot et de Riadan. A l'affleurement, la Formation du Châtellier est intensément morcelée par des failles transverses et disparaît sur le flanc sud du synclinal de Réminiac entre la Pommeraie et la Marche; seuls subsistent quelques lambeaux au Sud de la Pommeraie. Le plus souvent, les affleurements sont très réduits et la stratification est peu visible. La cartographie résulte donc en grande partie d'observations de surface et de considérations d'ordre morphologique, les grès formant généralement un léger relief (la Moulière, le moulin du Patouillet, le Haut-de-la-Bande). Les faciès que l'on observe sont identiques à ceux décrits par Cl. Le Corre (1969) dans les synclinaux du Sud de Rennes. Le type pétrographique le plus répandu est un grès de couleur verdâtre, à grain fin (taille maximale des grains de quartz voisine de 80 μ), bien classé et contenant de la muscovite, de la chlorite et de la biotite chloritisée. Le plagioclase albitique est présent en petite quantité et permet de bien différencier ces grès des autres grès paléozoïques. La matrice chloriteuse constitue 15 à 20 % du volume de la roche. Très localement, ces grès verdâtres font place à des grès blanchâtres qui, macroscopiquement, rappellent beaucoup les grès siluriens. Ce sont des arénites quartzseuses à matrice sérícito-chloriteuse dans lesquelles les minéraux essentiels sont le quartz (88 % du volume des grains), les micas (1,1 %) et le plagioclase (1 % environ).

Dans le synclinal de Réminiac, la Formation du Châtellier s'est révélée totalement azoïque. La faune recueillie par F. Kerforne (1925) dans cette formation au Sud de Rennes ne permet pas de datation et c'est hypothétiquement que nous la rapportons au Caradoc inférieur.

o5b-6. **Formation de Riadan (Caradoc supérieur—Ashgill ?** puissance de l'ordre de 200 mètres). Les affleurements de la Formation de Riadan sont très discontinus et le plus souvent recouverts par un important manteau de produits d'altération ou par les éboulis gréseux provenant de la Formation de Réminiac. Bien qu'aucune coupe complète n'ait été reconnue, une tranchée effectuée à la Moulière (Nord-Est de Caro) dans les parties inférieure et moyenne de la formation a permis de distinguer à la base du sommet :

- 50 à 60 mètres de *siltstones* grossiers hétérogènes,
- 100 mètres de *siltstones* grossiers micacés dont l'aspect se rapproche de celui des faciès verdâtres de la Formation du Châtellier,
- 20 à 30 mètres de *siltstones* fins et homogènes, très fissiles, et de couleur bleu-noir.

Les *siltstones* grossiers hétérogènes ont une teinte vert jaunâtre et une cassure esquilleuse. Les grains de quartz, dont la taille n'excède pas 45 μ , sont concentrés en amas millimétriques qui évoquent une stratification oeilée. La muscovite détritique, en éléments de grande taille, est abondante. De plus, on observe quelques grains de plagioclase; la matrice est chloriteuse (60 % du volume de la roche). Les *siltstones* grossiers micacés ont une composition minéralogique identique mais ils sont plus riches en grains de quartz (30 à 35 % du volume de la roche) répartis de façon homogène au sein de la matrice. Les constituants des *siltstones* fins ont une taille voisine de 30 μ tandis que la

matrice chlorito-sériciteuse recristallisée occupe plus de 90 % du volume de la roche. Au Nord de la Béraie, une coupe dans la partie supérieure de la formation laisse apparaître des bancs gréseux plus ou moins lenticulaires interstratifiés dans des *siltstones* grossiers voisins de ceux de la coupe de la Moulière mais à grains feldspathiques très rares. Les grès renferment de nombreux minéraux opaques (15 à 20 % du volume de la roche), les grains de quartz sont mal classés, la muscovite est présente et le feldspath est totalement absent.

Cette formation est extrêmement pauvre en organismes fossiles. Seul un Mollusque du genre *Pleurotomaria* a été recueilli au Sud de Villeneuve, à 10 m au-dessous du toit de la formation. Par analogie avec les synclinaux du Sud de Rennes, la Formation de Riadan est rapportée au Caradoc supérieur et à une partie de l'Ashgill.

s1. **Formation de Réminiac (Llandoverly, puissance : 20 m environ).** Le coeur du synclinal de Réminiac est occupé par une formation gréseuse homogène que la surface topographique tronque à environ 20 mètres au-dessus de sa base. L'érosion n'ayant respecté que la partie inférieure de la formation et les corrélations avec les terrains siluriens des synclinaux du Sud de Rennes étant difficiles à établir, nous avons retenu le nom de Formation de Réminiac défini par Y. Quété (1975). Les affleurements isolés de la Ravraie et de la cote 88 (au Nord du moulin de la Minière) sont rattachés à la Formation de Réminiac. L'observation des carrières ouvertes dans ces sédiments (la Clémençaie, la Gillardaie, Nord de Réminiac) montre une succession de bancs d'arénites quartzueuses dont l'épaisseur varie de 0,50 à 1,50 mètre, les joints silteux où psammitiques étant rares. Macroscopiquement, ces grès de teinte claire se différencient assez bien de ceux des Formations du Grès armoricain et du Châtellier par la présence constante de taches pyriteuses et par l'absence de muscovite détritique décelable à l'oeil nu. La composition minéralogique de ces arénites est la suivante : quartz en grains très recristallisés dont la taille moyenne est de 100 μ , rares paillettes de muscovite, nombreux grains de zircon et de rutile (jusqu'à 15 % du volume de la roche), matricé sériciteuse peu importante (5 à 7 %).

La faune graptolithique (*Monograptus jaculum*, *M. sedgwicki*, *M. halli*, *M. barrandi*, *M. cf. runcinatus*) recueillie à Maison-sur-Lande (cote 106) par A. Philippot (1950) situe cette formation dans le Llandoverly moyen. Dans le synclinal de Martigné-Ferchaud, situé plus à l'Est, le Llandoverly moyen est représenté par la Formation de Poligné (Grès culminants) tandis que la Formation de la Chesnaie (Grès de base et Schistes moyens) correspondrait au Llandoverly inférieur et peut-être même à une partie de l'Ashgill (Cl. Le Corre, 1969). Le parallèle entre Formation de Réminiac et Formation de Poligné semble évident mais les équivalents de la Formation de la Chesnaie étant absents, la présence du Llandoverly inférieur reste ici problématique.

Synclinal de Malestroit

Jusqu'à l'Ordovicien moyen, la série sédimentaire paraît sensiblement identique à celle reconnue dans le synclinal de Réminiac avec la succession des formations de Pont-Réan, du Grès armoricain et de Traveusot. Au-dessus de cette dernière, le manque de coupes suffisamment continues, la relative monotonie des sédiments, l'absence de données paléontologiques susceptibles de les tirer de leur anonymat et l'intense morcèlement tectonique ne permettent pas d'établir une succession lithologique aisément comparable avec celle des autres régions du Massif armoricain. Pour toutes ces raisons, il nous a paru

préférable d'établir de nouvelles unités lithologiques. La formation de Saint-Marcel correspond à l'Ordovicien supérieur (Caradoc—Ashgill); elle est surmontée par les grès de la Formation de Gandouin (Llandovery inférieur) puis la Formation de Bois-Neuf (Llandovery moyen et supérieur—Ludlow). La sédimentation paléozoïque s'achève avec le dépôt des *siltstones* tuffacés de la Formation de la Ville-Chauve (Post-Ludlow).

k-o1 Formation de Pont-Réan (Cambro-Tremadoc, puissance très variable : 100 mètres au maximum). Dans l'unité paléozoïque de Malestroit, la Formation de Pont-Réan n'est représentée que par le Conglomérat et les *siltstones* du Membre de Montfort.

k-o1 M. Membre de Montfort. Le Conglomérat de Montfort n'est observable que dans la partie orientale du territoire de la feuille à la Gourgandaie, la chapelle Saint-Jugon et à la Haute-Bardaie prolongement des affleurements de la feuille Pipriac (menhir de la Roche Piquée à la Gacilly). Au Nord-Ouest de la chapelle Saint-Jugon, dans les Landes de Couesmé, le Conglomérat de Montfort est particulièrement spectaculaire; les nombreux galets centimétriques à décimétriques de Conglomérat de Gourin, de grès, de *siltstones* et de quartz arrachés aux affleurements briovériens sont englobés dans une matrice de couleur beige à verdâtre relativement abondante. Les galets arrondis et parfois très étirés matérialisent la stratification qui est ici à léger pendage sud. A la Haute-Bardaie, le conglomérat qui affleure dans le bois surplombant les maisons du village est plus riche en galets de quartz mais se différencie néanmoins très bien du Conglomérat de Gourin proche (le Gestin). La puissance du Conglomérat de Montfort, dont les relations avec le Protérozoïque supérieur ne sont jamais visibles, est de 5 mètres environ.

Siltstones. Aux niveaux conglomératiques de la base de la formation succèdent rapidement des *siltstones* grossiers dont l'aspect et la coloration varient beaucoup d'une localité à l'autre et d'un banc à l'autre. La couleur lie-de-vie et l'aspect de dalles sont moins fréquents que dans le synclinal de Réminiac; seuls les sédiments les plus grossiers, entre le hameau de Beaumont (Saint-Laurent) et le bois de Grisan au Sud de Malestroit ont une teinte rougeâtre mais ne possèdent pas une bonne schistosité. Dans la plupart des affleurements où elle se débite en dalles (le Croizo, le Pissot, Gluon, bois de Grisan, landes de Couesmé), la roche a une teinte gris-bleu ou bleu violacé qui correspond, par rapport au faciès rouge, à une meilleure cristallisation du pigment hématitique de la matrice en relation avec un thermométamorphisme régional; ce métamorphisme développe parfois des chloritoïdes de grande taille (chapelle Saint-Jugon) qui, par altération, forment de petites taches blanchâtres sur la roche. Les *siltstones* prennent localement une teinte verdâtre (route entre Sérent et Malestroit), la matrice renfermant de nombreuses chlorites de néoformation; de ce fait, ils se différencient assez mal des sédiments briovériens qu'ils surmontent. La stratification, rarement visible, est néanmoins apparente dans les anciennes carrières des landes de Couesmé où elle est formée de bancs massifs homogènes, sans figures sédimentaires ni granoclassement, dont la puissance peut atteindre le mètre.

Comme dans le synclinal de Réminiac, le sédiment correspond à un *siltstone* grossier dans lequel la matrice séricito-chloriteuse à pigmentation hématitique occupe 40 à 60 % du volume de la roche. Les éléments figurés sont le quartz en grains anguleux de nature parfois volcanique (chemin de Malestroit à Saint-Marc), la muscovite, la chlorite, la biotite et quelques fragments lithiques (microquartzites, *siltstones*). Dans les niveaux où le chloritoïde s'est développé, celui-ci se présente en tablettes post-schisteuses, trapues et de grande taille (jusqu'à $200 \times 100 \mu$). On note également la présence d'amas quartzeux

ovoïdes qui fossilisent la schistosité de flux et que nous interprétons comme d'anciens minéraux de métamorphisme totalement pseudomorphosés (andalousite ou cordiérite ?). Au Sud de Malestroit (carrière de Retho) et le long de la route menant à la chapelle Saint-Marc, les *siltstones* bleuâtres ou violacés font place à des sédiments de couleur beige où abondent de petits nodules gréseux, intensément étirés dans les plans de schistosité, et dans lesquels on peut voir soit un microconglomérat soit un sédiment à microstratification ocellée.

Comme dans le synclinal de Réminiac, les seules traces d'activité organique observées sont des Tigillites (carrière du Pissot, forêt de l'Ascencie, chapelle Saint-Jugon). Les corrélations avec les autres unités de Bretagne centrale conduisent à proposer un âge cambro-tremadoc pour la formation de Pont-Réan.

o2. Formation du Grès armoricain (Arenig, puissance de l'ordre de 150 mètres). Succédant à la Formation de Pont-Réan, la Formation du Grès armoricain arme les principaux reliefs du synclinal : landes de Couesmé, forêt de l'Ascencie, landes de Pinieux. La largeur de la formation à l'affleurement est très variable selon le pendage des couches et la topographie. En règle générale, elle est plus importante à l'Est de la vallée de l'Oust (le Houssa, bois de Grisan, landes de Couesmé) où la stratification est proche de l'horizontale qu'à l'Ouest où les couches sont souvent verticalisées voire à pendage inverse (landes de Pinieux, carrière du Pissot). Les affleurements sont toujours très réduits et masqués par le couvert végétal, les seules coupes favorables étant fournies par les carrières de Roga au Nord de Saint-Congard, du Pissot au Nord-Ouest de Malestroit et de Couëdrum au Sud de Sérent. Comme dans les régions les plus orientales du synclinal de Saint-Julien-de-Vouvantes, la Formation du Grès armoricain est constituée de trois membres superposés : Grès armoricain inférieur, Membre de Congrier (Schistes intermédiaires, *sensu* Kerforne, 1901), Grès armoricain supérieur.

o2a. Grès armoricain inférieur. La transition entre la Formation de Pont-Réan et la Formation du Grès armoricain se fait de manière progressive par apparition de petits bancs gréseux qui deviennent de plus en plus abondants et importants, les interbancs silteux conservant néanmoins les caractères des *siltstones* du Membre de Montfort. La partie principale de la masse gréseuse, exploitée dans les carrières du Pissot et de Roga est constituée de grès massifs gris clair ou bleutés et de grès plus tendres et plus grossiers, parfois à débit psammitique, disposés en bancs ne dépassant jamais 50 centimètres d'épaisseur. Les interstrates silteuses, de couleur noire ou rougeâtre, restent toujours bien exprimées.

Pétrographiquement, les grès massifs correspondent à des arénites quartzieuses bien classées, la matrice quartzo-sériciteuse étant réduite à un film intergranulaire. Les éléments figurés sont le quartz en grains anguleux (taille moyenne : 200 μ), parfois à extinction roulante, quelques fragments lithiques (microquartzites) et de très rares muscovites détritiques. On y observe également des minéraux lourds (zircon, rutile, apatite) en films de vannage plus ou moins nombreux selon les bancs. Les grès plus tendres sont des *wackes* quartzieuses à matrice séricito-chloriteuse qui occupe plus de 20 % du volume de la roche ; les grains de quartz sont de taille moyenne (100 à 150 μ) et bien classés sauf pour certains faciès plus grossiers ; les éléments détritiques de muscovite (5 à 10 % du volume des grains) constituent soit des individus trapus soit des lamelles fines et allongées. Les minéraux lourds sont abondants

et on note un plus grand nombre de fragments de microquartzites et quelques rares quartz volcaniques de taille millimétrique (forêt de l'Ascencie). En lame mince, les interstrates silteuses montrent des alternances millimétriques de *wackes* quartzieuses (quartz de 100 μ environ disséminés dans une matrice séricito-chloriteuse) et de *siltstones* quartzo-séricito-chloriteux très fins.

o2b. **Membre de Congrier.** Il n'a été observé que dans les landes de Couesmé au Nord-Est de la ferme de Villeneuve où il occupe une petite dépression topographique. Il s'agit de *siltstones* grossiers de couleur beige à rougeâtre qui ne diffèrent des grès que par la présence de muscovite et une grande abondance de matrice qui a permis l'implantation de la schistosité.

o2c. **Grès armoricain supérieur.** A la partie supérieure de la formation (carrière de Roga, le Grand Houssa, carrière de Couëdru) la sédimentation devient plus rythmique; les bancs gréseux, de plus faible épaisseur, sont encore nombreux mais les interstrates silteuses de couleur noire et très micacées deviennent plus importantes. Pétrographiquement, on y retrouve les arénites quartzieuses et les *wackes* quartzieuses décrites dans le membre inférieur.

Dans l'ensemble de la Formation du Grès armoricain, les structures et figures sédimentaires sont nombreuses mais peu variées: lamines, stratifications obliques ou entrecroisées, figures de charge, rides de courant. Elles traduisent une sédimentation en milieu marin épicontinental.

Aucun gisement fossilifère n'a été découvert mais entre Malestroit et Saint-Congard (le Retho, Saint-Marc) les nombreux blocs à la surface des champs labourés permettent de recueillir une faune relativement diversifiée (P. Marsille, 1910): Trilobites: *Platycoryphe* sp., Brachiopodes inarticulés (Lingules); Lamellibranches, Bivalves: *Syneke antiquus*, Bilobites *Cruziana*; *Vexillum* et autres pistes énigmatiques. La présence de *Platycoryphe* sp. indique un âge arenig supérieur, l'ensemble de la formation étant rapporté à l'Arenig.

o3-4. **Formation de Traveusot (Llanvirn—Llandeilo, puissance de l'ordre de 200 mètres).** Cette formation essentiellement silteuse a été définie dans les synclinaux paléozoïques du Sud de Rennes. Elle affleure très largement entre la forêt Noire et la Vieille-Forêt, à proximité de la gare de Malestroit et dans les landes de Pinieux où elle a été exploitée pour ses qualités ardoisières au 19ème siècle et début du 20ème; seules subsistent aujourd'hui quelques carrières à ciel ouvert partiellement inondées ou en voie de comblement (Pinieux, la Bourdonnaie, la Croix des Landes). Au Nord de Saint-Congard, entre la Gléhennaye et Coët-Leu-de-Bas, une partie des terrains antérieurement placés dans le Dévonien inférieur doit être rapportée à la Formation de Traveusot.

Les structures sont difficilement identifiables, la schistosité masquant toujours la stratification et les bancs lithologiquement différenciables étant extrêmement rares. Les caractères lithologiques sont sensiblement les mêmes que dans le synclinal de Réminiac; il ne semble cependant pas que la division bipartite: partie basale homogène à *siltstones* fins et micacés, partie supérieure plus grossière, soit aussi nette. En effet, au-dessus des alternances silto-gréseuses du sommet de la Formation du Grès armoricain (carrière de Roga) apparaissent des *siltstones* bleu-noir à débit schisteux, homogènes et micacés contenant localement (Nazareth, Saint-Geneviève, le Roga,...) des grains de quartz détritiques anguleux et de grande taille (jusqu'à 1 mm). Dans l'ensemble, ces sédiments correspondent à des *siltstones* plus ou moins fins et bien classés, à matrice quartzo-séricito-chloriteuse dont les minéraux essentiels sont le quartz (30 à 50 μ) en éléments lenticulaires dans les faciès à très bonne schistosité (ardoisières de Pinieux), la muscovite détritique (30 à 100 μ), la chlorite et la séricite de néoformation soulignant la schistosité, le rutile, le

zircon et la pyrite. Des nodules plus gréseux, azoïques, ont été trouvés à proximité de Nazareth. Dans les niveaux ardoisiers (Pinieux, Roga, Sud de Saint-Jugon) et dans quelques niveaux plus grossiers (Chantepie, Villeneuve), le chloritoïde de néoformation, anté- à synschisteux, est abondant; il se présente en sections rectangulaires de petite taille ($30 \times 150 \mu$) parfois bien maclées.

A sa partie supérieure, la Formation de Traveusot devient plus hétérogène avec apparition de quelques bancs de grès (Sud de la Ville-Eloy, Nord de la Vieille-Forêt) et de *siltstones* grossiers micacés à structures sédimentaires variées: stratification confuse et oeilée, *load-casts*,... Leur composition minéralogique est identique à celle des *siltstones* fins avec cependant une plus grande abondance de grosses muscovites et chlorites détritiques. On n'y observe que très rarement du chloritoïde. Connû depuis longtemps (M. de Lacvivier, 1880; P. Marsille, 1910), le gisement de la tranchée de la gare de Malestroit (Lestrico, le Vaugace), maintenant peu accessible, a livré une faune de Trilobites (*Neseuretus tristani*), de Mollusques et de Brachiopodes. Deux nouveaux gisements découverts au Nord de la Gléhennaye et à l'Est de Coët-Leu-de-Bas contiennent une faune trilobitique (*Neseuretus tristani*) intensément déformée. A l'Est de la vallée de l'Oust, seul un pygidium de *Neseuretus tristani* a pu être déterminé (la Vieille-Forêt).

La Formation de Traveusot est rapportée au Llanvirn—Llandeilo.

o5-6. **Formation de Saint-Marcel (Caradoc—Ashgill ?** puissance de l'ordre de 150 mètres). Dans l'unité paléozoïque de Malestroit, la Formation de Traveusot est surmontée par des sédiments hétérogènes, peu caractéristiques et très mal individualisés. Les coupes étant totalement inexistantes, nous proposons de désigner l'ensemble de ces sédiments sous le nom de Formation de Saint-Marcel, cette localité étant située au centre de la structure anticlinale dans laquelle ils affleurent le mieux. A l'Ouest de la faille de Malestroit, ces sédiments occupent une vaste zone déprimée entre les hauteurs gréseuses de Gandouin, des Hardys-Béhelec et de Launay-Grippon au Sud et les hauteurs schisteuses de la Formation de Traveusot. Les affleurements y sont très réduits: le Ridolet, Sud de Pinieux, landes de Pinieux, Sud-Est de Kerfontaine, Nord et Sud de Saint-Marcel. Entre Malestroit et Saint-Congard, les faciès de passage à la formation gréseuse sus-jacente (Formation de Gandouin) sont très bien exposés dans les carrières de Boisel et du Pont-des-Noës. Plus à l'Est, nous rapportons à cette formation les *siltstones* bleu-noir à verdâtres qui constituent l'armature de la butte de Fort-Bois. Il est d'autre part probable qu'une partie des sédiments placés dans la Formation de Bois-Neuf pour des raisons purement cartographiques puisse, à la faveur de découvertes paléontologiques ou d'analyses plus poussées, être rattachée à la Formation de Saint-Marcel, l'existence de replis anticlinaux et synclinaux étant suggérée par la disposition des zones gréseuses. Entre la vallée de l'Oust et l'extrémité orientale de la feuille, la Formation de Saint-Marcel ne forme plus qu'une bande cartographique entre les grès de la Formation de Gandouin et la faille directionnelle qui limite au Sud la Formation de Traveusot; elle n'apparaît véritablement bien qu'au Nord de l'étang de Vaulaurent aux environs de Saint-Léonard.

Il est globalement impossible de caractériser lithologiquement la Formation de Saint-Marcel tant les variations de faciès sont fréquentes; on peut néanmoins en distinguer cinq types:

— *les zones gréseuses* sont dans l'ensemble peu abondantes; la plupart se situent à la base de la formation où elles forment des lambeaux isolés au-dessus des *siltstones* de la Formation de Traveusot (la Vieille-Forêt, les Rues-

Vonin). A la Gléhennaye, les grès surmontent directement les *siltstones* à *Neseuretus tristani* et constituent donc un faciès de base de la Formation de Saint-Marcel. Ce sont des grès blanchâtres à beiges, parfois rosés, rarement massifs, souvent piquetés de petits cubes de pyrite (la Gléhennaye) et à grain plus ou moins grossier. Microscopiquement, la composition minéralogique et la texture apparaissent très variables; en règle générale, la matrice chloriteuse ou séricito-chloriteuse occupe de 10 à 30 % du volume de la roche, celle-ci évoluant entre les *wackes* quartzzeuses et les arénites quartzzeuses. La taille des grains de quartz varie entre 75 et 150 μ (la Vieille-Forêt), la muscovite et la chlorite détritiques étant parfois abondantes (la Gléhennaye). Le plagioclase albitique est présent mais extrêmement rare (la Vieille-Forêt). Nous rapportons à cette formation les grès gris, à fines lamines et disposés en bancs décimétriques qui affleurent sur quelques mètres en bordure de la D 764 au Nord-Est de Coët-Leu-de-Haut; ces grès offrent un faciès tout à fait original par la présence d'une matrice séricito-chloriteuse très abondante dans les lamines gréseuses et de nombreuses muscovites détritiques de grande taille dans les lamines silteuses;

— *les alternances de siltstones grossiers et de grès* : au Nord de Saint-Léonard, au Sud-Ouest de Chantepie, au Nord de l'étang du Vaulaurent et à Ridolet (Sud de Sérent), la Formation de Saint-Marcel est représentée par des *siltstones* grossiers, noirs ou rosés selon les affleurements et le degré d'altération, alternant avec des grès en bancs centimétriques à décimétriques dans sa partie moyenne, décimétriques à métriques dans sa partie supérieure. Les grès ont le plus souvent une couleur beige ou violacée et sont parfois pyriteux. Du point de vue pétrographique, ils correspondent à des *wackes* quartzzeuses dont la matrice quartzo-sériciteuse ou chloriteuse parfois teintée d'oxydes de fer est relativement abondante (jusqu'à 35 % du volume de la roche). Les éléments figurés sont le quartz en grains anguleux (taille moyenne 100 μ), la muscovite, quelques biotites chloritisées et des amas sériciteux évoquant d'anciens plagioclases. Les *siltstones* sont relativement grossiers et hétérogènes. La matrice quartzo-phylliteuse est très développée et renferme de nombreux grains de quartz de grande taille (entre 100 et 200 μ), anguleux à arrondis, quelques lamelles de muscovite très allongées, une grande quantité de minéraux opaques et accessoires (tourmaline, zircon...);

— *les siltstones grossiers hétérogènes* : ces sédiments, voisins des grès décrits précédemment, ont une teinte beige à verdâtre, un débit grossier, la stratification est souvent confuse, les lamines silteuses enserrant des lentilles gréseuses de taille centimétrique (Nord de Saint-Marcel, landes de Pinieux). Microscopiquement, ils apparaissent très mal classés; les lentilles et les lamines gréseuses sont constituées de grains de quartz anguleux de toutes tailles, de longues muscovites, de chlorite en individus globuleux et de nombreux minéraux lourds; la matrice est chloriteuse;

— *les siltstones fins* : à l'Ouest de la butte de Saint-Léonard et près de la ferme de Riamon, la Formation de Saint-Marcel est représentée par des *siltstones* noirs à verdâtres sans stratification bien marquée. Microscopiquement, ils se rapprochent des autres *siltstones* de la formation par la présence de 10 à 20 % de grains de quartz détritiques de grande taille (200 à 300 μ), à facture plus ou moins volcanique, dispersés dans une matrice quartzo-séricito-chloriteuse abondante et très fine qui contient parfois des muscovites globuleuses;

— *les alternances silto-gréseuses du sommet de la formation* sont bien exposées dans les carrières de Boisel et du Pont-des-Noës. La sédimentation y est marquée par l'alternance très rapide de *siltstones* noirs à brun verdâtre (violacés par altération) très fins et de grès blanchâtres en lits centimétriques à pluricentimétriques qui confèrent au front de taille un aspect zébré très

particulier. Les niveaux silteux sont homogènes et contiennent des nodules pyriteux de quelques centimètres de diamètre. Ils sont constitués de grains de quartz détritique (20 à 50 μ) et de longues lamelles de muscovite disséminées dans une matrice quartzo-phylliteuse abondante. Les passées gréseuses ne possèdent pas de limites tranchées, le passage *siltstone*—grès s'effectuant de manière progressive par augmentation de la taille des grains de quartz (jusqu'à 1 mm) et par diminution du pourcentage des minéraux phylliteux de la matrice. Comme dans les *siltstones* fins, certains grains de quartz ont une facture volcanique.

Aucune faune n'a jusqu'à présent été recueillie dans la Formation de Saint-Marcel. Si un âge caradoc peut être proposé pour sa base qui repose sur le Llandeilo de la Formation de Traveusot, l'âge de sa limite supérieure ne peut être précisé. Les corrélations avec les formations rapportées au Caradoc et à l'Ashgill dans le synclinal de Réminiac (formations du Châtellier et de Riadan) sont problématiques; des études locales (Cl. Babin, 1958; R. Gourden, 1963) ou plus générales (Cl. Le Corre, 1978) dans les régions plus orientales du synclinorium de Saint-Julien-de-Vouvantes ont montré l'existence, en affleurements discontinus, de grès pouvant représenter la Formation du Châtellier, celle-ci ayant été soit confondue avec les formations gréseuses siluriennes soit assimilée aux Grès de Redon dont l'âge reste par ailleurs inconnu. Les grès observés à la base de la formation pourraient être l'équivalent des grès de la Formation du Châtellier bien que les compositions minéralogiques soient différentes (absence de feldspath détritique dans la Formation de Saint-Marcel). En outre, les faciès observés dans les parties moyenne et supérieure de la formation ne sont pas semblables à ceux de la Formation de Riadan avec en particulier la présence de sédiments contenant une fraction détritique reflétant un héritage volcanique. L'âge caradoc—ashgill proposé pour la Formation de Saint-Marcel reste donc purement hypothétique.

s1a. **Formation de Gandouin (Llandovery inférieur ?** puissance moyenne : 50 mètres). A la Formation de Saint-Marcel succède une formation gréseuse très bien exposée dans la carrière de Gandouin au Sud-Ouest de Malestroit. Elle correspond, pour une large part, aux Grès de Poligné (s3) des anciennes cartes géologiques. A l'Est de la vallée de l'Oust, et jusqu'à la Noë-Cado, la Formation de Gandouin constitue une bande unique qui affleure peu mais qui est jalonnée d'anciennes excavations permettant une cartographie relativement précise (la Loire, Sud de la Ville-Eloy). Au niveau de la faille de Vaulaurent, cette bande est décalée vers le Sud et on retrouve les grès dans la carrière de l'étang du Vaulaurent, à Saint-Léonard, aux Nées, dans les Fiches de la Fosse puis dans une petite excavation à l'Est de Ker Anna. Au Sud et à l'Ouest de Malestroit, les grès soulignent la structure anticlinale de Saint-Marcel. La branche sud est facilement reconnaissable dans le paysage par les reliefs boisés qu'elle forme entre Saint-Maugon et le Bois-Mainguy (le moulin de Boisel, Gandouin, les Hardys-Béhelec) tandis que la branche nord est mal exposée (les Hardys, le Bois-Joly) et souvent supprimée par la faille qui limite au Sud la Formation de Traveusot. On retrouve les grès dans l'exploitation du Pont-des-Noës (Sud de Malestroit) où ils plongent d'une quarantaine de degrés vers le Nord. Entre Saint-Maugon et Saint-Congard, le morcèlement tectonique et le couvert végétal ne permettent pas de reconnaître la Formation de Gandouin avec certitude. Au Linio-de-Haut, au Nord-Ouest de Fort-Bois et au Nord de l'Ascencie affleurent des grès beiges que nous rapportons à cette formation; il en est de même pour les grès quartzites gris observés dans le chemin au Sud-Ouest de l'Ascencie et dans le bois au Nord de la Gaudinaye.

Les caractères lithologiques de la formation ont été définis dans la carrière inexploitée de Gandouin et dans les carrières de Boisel et du Pont-des-Noës; ces exploitations permettent d'apprécier les variations locales de lithologie et de puissance (puissance moyenne : 50 m). Succédant de manière brutale aux *siltstones* de la Formation de Saint-Marcel apparaissent des grès de couleur beige, assez grossiers, d'aspect saccharoïde, puissants d'une vingtaine de mètres (membre inférieur) surmontés de 20 à 25 mètres de grès-quartzites gris à blanchâtres, parfois rosés (membre supérieur).

● **Membre inférieur.** La stratification y est régulière, en bancs décimétriques parfois lenticulaires (Pont-des-Noës), sans interstrates silteuses bien développées. Les grès sont riches en taches pyriteuses centimétriques, en lamines et en figures sédimentaires variées (figures de charge, rides de courants,...); par altération, ils donnent un sable grossier (Gandouin, les Nées, la Loire). Du point de vue pétrographique, la plupart des sédiments sont des *wackes* quartzzeuses à matrice sériciteuse ou quartzo-sériciteuse. Les grains de quartz détritiques anguleux sont bien classés, leur taille moyenne étant de 200 μ . Les micas, représentés par la muscovite, sont rares ainsi que les minéraux accessoires. La pyrite est soit diffuse, soit bien cristallisée.

● **Membre supérieur.** Les bancs sont plus massifs, plus épais (jusqu'à 1,50 m) et plus réguliers que dans le membre inférieur; les interstrates sont pratiquement inexistantes. Ces grès contiennent de la pyrite bien cristallisée et sont parfois lardés de filonnets de quartz. Les lamines sont fréquentes tandis que les figures sédimentaires sont plus rares que dans le membre inférieur (figures de charge et de courants dans la carrière au Nord de Nongué, carrières de Gandouin et du Pont-des-Noës). Dans la carrière du Vaulaurent, on note la présence d'intercalations de *siltstones* noirs ampéliteux et pyriteux. Du point de vue pétrographique, les grès se rangent soit parmi les arénites quartzzeuses soit parmi les *wackes* quartzzeuses. La matrice est généralement phylliteuse (séricite ou chlorite) plus rarement quartzzeuse. Les grains de quartz, assez anguleux et relativement bien classés, ont une taille variant entre 50 et 150 μ . La muscovite est beaucoup plus abondante que dans les grès du membre inférieur (1 à 5 % du volume des grains).

La Formation de Gandouin n'ayant livré aucune faune et l'âge de la Formation de Saint-Marcel étant incertain, les seuls éléments permettant de tenter une attribution stratigraphique sont la présence du Wenlock dans la Formation de Bois-Neuf qui lui succède et l'existence, dans le synclinal de Malestroit, du Llandovery attesté par la présence de Graptolithes (*Monograptus sedgwicki*).

Dans l'hypothèse d'une succession lithologique, sinon identique, du moins voisine de celle qui existe dans le Silurien des synclinaux paléozoïques du Sud de Rennes où les Ampélites de Poligné (Llandovery supérieur—Wenlock) surmontent les Grès culminants à *M. sedgwicki* (Llandovery moyen à supérieur), la Formation de Gandouin pourrait correspondre au Llandovery inférieur.

s1b-3. **Formation de Bois-Neuf (Llandovery supérieur—Ludlow ?** puissance non déterminée, de l'ordre de 200 mètres). Cette formation, située au-dessus de la Formation de Gandouin, correspond, pour une large part, aux Schistes et Quartzites de Plougastel ou Schistes et Grès de Camaret figurés sur les anciennes cartes et classiquement rapportés à la base du Dévonien (Gedinnien). Il s'agit d'un ensemble sédimentaire complexe dans lequel dominent les *siltstones*; ceux-ci affleurent bien à Bois-Neuf et dans les environs; nous proposons cette localité-type pour y définir la formation. Celle-

ci constitue une large bande cartographique à l'Est de la Noë-Cado où elle affleure plus largement à la faveur d'une ondulation synclinale. Les affleurements sont nombreux et de bonne qualité (la Croix Fourché, la Ville-Chauve, Bois-Neuf, la Santé, les Gaudines-de-Haut, les Fosses-Tata,...). Entre les failles de Saint-Congard et de Malestroit, bien qu'apparaissant fort peu, elle a été reconnue avec certitude au Sud de la Gléhennaye, au Nord-Ouest de Saint-Congard et à l'Ouest de la Gaudinaye. On la retrouve au flanc sud de l'anticlinal de Saint-Marcel où elle est partiellement supprimée par la faille Malestroit—Angers. Elle offre néanmoins des affleurements au Sud des Hardys-Béhelec, le long de la route menant de l'Abbaye à Saint-Marcel, au Nord de Trévéro et à Tréfiguet de part et d'autre de la N 166. Sur le flanc nord de l'anticlinal elle apparaît fort peu. Les variations lithologiques relevées au sein de la Formation de Bois-Neuf conduisent à y distinguer deux membres sans que la limite entre eux soit clairement établie : un membre inférieur dans lequel alternent sédiments silteux et sédiments arénacés parfois accompagnés de passées ampéliteuses, un membre supérieur, plus homogène, constitué de *siltstones* gris-bleu, très fissiles, à fines lamines gréseuses.

● **Membre inférieur.** Sa base est visible dans les carrières de Gandouin et de Boisel. Les arénites quartzieuses de la Formation de Gandouin sont surmontées d'alternances décimétriques de bancs gréseux de couleur claire, plus ou moins riches en cubes de pyrite et de *siltstones* beiges à verdâtres, à fines lamines gréseuses et à nodules pyriteux rappelant les *siltstones* observés au sommet de la Formation de Saint-Marcel. Plus haut dans la formation apparaissent des bancs gréseux plus épais (Ouest de la Santé), à débit parfois psammitique, et des *siltstones* bleu-noir assez grossiers. Des nodules siliceux et de grande taille (sphéroïdes), imprégnés de limonite, signalés par L. Marsille (1910) au Linio-de-Bas, nous n'avons retrouvés que les empreintes en creux dans des blocs de grès.

Du point de vue pétrographique, la plupart des sédiments arénacés de ce membre inférieur sont des *wackes* quartzieuses et des arénites quartzieuses dont la composition minéralogique est sensiblement identique à celle des grès de la Formation de Gandouin. Les *siltstones* sont fins à très fins. Dans une matrice quartzo-séricito-chloriteuse, sont disséminés des grains de quartz arrondis ou anguleux, parfois en esquilles, dont la taille peut atteindre le millimètre, des muscovites en individus très longs, de la pyrite diffuse et de la matière organique. Dans la carrière de Boisel, deux masses ampéliteuses sont en contact faillé avec les alternances silto-gréseuses de la base du membre et avec les grès de la Formation de Gandouin; il s'agit d'ampélites feuilletées et de *siltstones* ampéliteux fossilifères (Graptolithes monograptidés) mal stratifiés dans lesquels sont visibles de petits bancs gréseux.

● **Membre supérieur.** Il correspond à des *siltstones* gris-bleu à fines lamines gréseuses blanchâtres, à débit en dalles grossières, d'aspect et de lithologie assez constants sur l'ensemble de la feuille. On y observe quelques bancs d'arénites quartzieuses blanches à grises (les Petites Noës, les Gaudines-de-Haut). Dans les niveaux silteux de nombreuses taches brillantes (blanchâtres par altération) soulignent la présence du chloritoïde en cristaux de grande taille. Au niveau de l'échantillon, les lamines, dont l'épaisseur peut être inférieure au millimètre (lamines monominérales), se succèdent rapidement. Leur composition et leur texture sont très variables et on peut observer des lamines dans lesquelles le quartz et les minéraux phylliteux sont en quantité égale, des lamines gréseuses correspondant à des *wackes* quartzieuses à matrice sériciteuse et à grandes muscovites détritiques, des lamines riches en muscovites globuleuses. La microstratification est souvent perturbée par des

structures sédimentaires de type stratification oeilée ou confuse, ou par la présence de petites lentilles gréseuses (la Gléhennaye). Outre les lamines gréseuses, ces roches sont caractérisées par l'existence de très nombreux chloritoïdes cristallisés à l'emporte-pièce sur la schistosité (chloritoïde post-schisteux) et formant des cristaux limpides ($150 \times 20 \mu$) fréquemment disposés en rosettes ou en gerbes.

La Formation de Bois-Neuf renferme un ou plusieurs niveaux à minerai de fer qui sont jalonnés d'anciennes exploitations entre l'Abbaye et le Bois-Mainguy (Sud-Ouest de Sérent).

Les ampélites de la carrière de Boisel livrent une faune abondante mais peu diversifiée dont les individus sont très déformés par la schistosité : Graptolithes monograptidés du Wenlock, quelques Bivalves et quelques fragments d'Euryptérides. Dans les *sphéroïdes*, L. Marsille (1910) a signalé des Graptolithes (il ne donne aucun nom générique), des Bivalves (*Cardiola* cf. *interrupta*), des Nautiloïdes orthocônes, des Ostracodes (*Bolbozoe anomala*). A. Philippot (1950) signale la présence de Graptolithes (*Monograptus sedgwicki*) dans des grès noirâtres recueillis aux Hardys à l'Ouest de Saint-Marcel. Bien que ce gisement n'ait pu être localisé, il ne semble pas se situer dans la Formation de Gandouin mais plutôt dans le membre inférieur de la Formation de Bois-Neuf. Celle-ci débiterait donc au Llandovery moyen — Llandovery supérieur; sa limite supérieure n'est pas fixée et est arbitrairement placée au sommet du Ludlow.

s4. **Formation de la Ville-Chauve (Post-Ludlow ?** puissance voisine de 100 mètres). Dans la partie orientale du synclinal de Malestroit, au Sud de la Formation de Bois-Neuf, dans une dépression topographique où dominent les parcelles cultivées et les prairies,affleure une formation silteuse rapportée par les anciens auteurs à l'Ordovicien supérieur et à la base du Silurien (s4 des feuilles à 1/80 000). Cette formation est bien identifiable à l'Est de Saint-Congard entre Hinga et la Ville-Macé où elle est enserrée entre les *siltstones* à lamines gréseuses de la Formation de Bois-Neuf et les *siltstones* ordoviciens de la Formation de Rochefort-en-Terre. En raison de la faible résistance de ces sédiments, les affleurements sont réduits : les Gaudines-de-Haut, Sud de Bois-Neuf, la Ville-Macé. Nous avons choisi le château de la Ville-Chauve comme localité-type pour définir cette nouvelle formation qui est partiellement exposée au flanc de la vallée située à l'Ouest de la propriété. A l'Ouest des Gaudines-de-Haut, la formation est très discontinue voire totalement absente : les seuls affleurements qui puissent s'y rattacher sont situés entre Fendrement et Penhoët (Nord de la Boirie — la Drévalais).

La Formation de la Ville-Chauve est presque exclusivement constituée de *siltstones* bleu-noir et de quelques bancs gréseux décimétriques (les Gaudines, la Drévalais). Par altération, ces sédiments deviennent verdâtres et montrent une zonation jaunâtre ou bariolée; on y distingue alors de nombreux grains de quartz dont la taille peut atteindre le millimètre ce qui permet de les différencier relativement facilement des autres *siltstones* paléozoïques.

Pétrographiquement, ces *siltstones* évoquent des tufs volcaniques; les très nombreux grains de quartz anguleux ou arrondis (jusqu'à 25 % du volume de la roche), mal classés, sont dispersés dans une matrice quartzo-phylliteuse très recristallisée. On y observe également quelques muscovites et chlorites détritiques; des amas quartzeux évoquant des fragments lithiques et des minéraux accessoires en quantité relativement importante. Par leur composition et leur texture, ces sédiments tuffacés contrastent nettement avec ceux des autres formations. Ils restent cependant relativement proches des *siltstones* du sommet de la Formation de Saint-Marcel et de ceux du membre inférieur de la Formation de Bois-Neuf.

La Formation de la Ville-Chauve renferme un ou plusieurs niveaux de minerai de fer reconnus entre la Ville-Macé et la Ville-Basse sur 1 500 mètres au Nord des Fougerêts. Les seuls indices actuellement observables sont des rognons de goethite à la surface des champs au Sud du château de la Ville-Chauve.

Aucune faune n'a été recueillie dans cette formation et l'âge post-ludlow que nous lui attribuons repose uniquement sur des critères géométriques.

Anticlinal des landes de Lanvaux — Synclinal de Rochefort-en-Terre

Les terrains paléozoïques situés entre la faille Malestroit—Angers qui limite au Sud le synclinal de Malestroit et le massif granitique de Questembert appartiennent au synclinal de Rochefort-en-Terre qui constitue la partie occidentale du synclinorium de Saint-Georges-sur-Loire. Comme dans la partie orientale de ce dernier, de nombreuses incertitudes demeurent quant à la succession lithologique exacte et quant à l'âge des sédiments. Les difficultés sont en outre ici renforcées par l'absence quasi totale de données paléontologiques et par l'intense métamorphisme de contact qu'y développe le granite de Questembert oblitérant partiellement ou en totalité la lithologie initiale.

Au-dessus des quelques alternances silto-gréseuses qui succèdent aux sédiments du Groupe de Bains-sur-Oust et que nous rapportons à la Formation du Grès armoricain (Grès armoricain supérieur), les repères sont trop fragmentaires pour l'établissement d'unités lithologiques dans les sédiments silteux et silto-gréseux qui les surmontent. Les travaux de B. Pivette (1978) dans la même unité paléogéographique montrent que la distinction classique Schistes d'Angers (s2a) — Schistes rouges de Saint-Perreux (s2c) n'est pas justifiée; en outre, l'attribution, sur la seule présence d'ampélites ou de phtanites, d'un âge silurien aux *siltstones* sous-jacents (s4) doit être reconsidérée puisque de telles roches peuvent exister dans les formations de l'Ordovicien moyen et supérieur. C'est pourquoi, nous avons regroupé dans la Formation de Rochefort-en-Terre, tous les sédiments situés entre la Formation du Grès armoricain et la première barre gréseuse importante, la Formation de l'Eclys, celle-ci étant surmontée par le Groupe de Saint-Georges-sur-Loire.

b-o2. Groupe de Bains-sur-Oust (Briovérien à Arenig ? puissance non déterminée : 1 000 mètres ?). Sur la feuille Malestroit, l'extension cartographique du Groupe de Bains-sur-Oust (Schistes et Arkoses de Bains, Ch. Barrois et M. Bochet, 1890) apparaît strictement liée à celle du massif granitique des landes de Lanvaux qu'il borde au Nord et au Sud en deux zones relativement larges occupées par la Claie, l'Oust et l'Arz. La position stratigraphique et structurale, l'âge de cette unité lithologique qui s'étend depuis Baud (Morbihan) jusqu'au-delà d'Angers et qui a été définie plus à l'Est aux environs de Redon, sont mal établis.

Ce groupe qui comprend des *siltstones*, des grès arkosiques, des grès plus ou moins grossiers, des *greywackes* et quelques rares niveaux conglomératiques, passe progressivement soit aux alternances silto-gréseuses du Grès armoricain supérieur (Arenig) au Sud du massif granitique des landes de Lanvaux, soit aux *siltstones* ardoisiers de la Formation de Rochefort-en-Terre (Llanvirn) au Nord. Le granite ayant été considéré par divers auteurs (A. Faure-Muret, L. Chauris et G. Lucas, J. Cogné) comme appartenant au socle précambrien, ceux-ci y ont vu l'origine du matériel détritique. La mise en doute de cette hypothèse (A. Demay, J.-J. Chauvel) se trouve corroborée par les données radiochronologiques qui attribuent un âge paléozoïque cambro-silurien au granite (Ph. Vidal, 1973) et par l'analyse des rapports entre ce

dernier et le Groupe de Bains-sur-Oust. En effet, si au Sud du massif le contact est souvent tectonisé et jalonné de nombreux blocs de quartz (Sud-Est de Peillac, Nord de Rochefort-en-Terre), au Nord, il est visible en divers points, en particulier sur la route menant de Rofo (Ouest de Bohal) à la Claie; le granite y est nettement intrusif dans des *greywackes* dans lesquelles il développe un thermométamorphisme net; ce même métamorphisme thermique s'observe, sur une centaine de mètres à partir du granite, à Boissel, à l'Ecluse de Limur, au Nord-Ouest de Saint-Guyomard, au Nord de Bel-Orient...; au Sud, il apparaît au Sud de Molac, au Sud de Peillac (coupe de Premeux). Le granite des landes de Lanvaux s'est donc mis en place postérieurement au dépôt du Groupe de Bains-sur-Oust. Compte tenu de la rareté des affleurements, aucune coupe complète ne peut être établie dans ce complexe relativement monotone. Comme pour les formations briovériennes, nous avons distingué dans le Groupe de Bains-sur-Oust des zones à dominante silteuse (b-o2 S), à dominante *greywackeuse*, gréseuse (b-o2 G) ou arkosique (b-o2 A) et des zones riches en grès-quartzites (b-o2 Q). Dans un même affleurement, ces divers faciès peuvent coexister (le Pont-d'Arz, la Grassais, le moulin de la Haie, le Gué de l'Épine, les Fougerêts,...) de telle sorte qu'aucun d'entre eux ne peut servir de repère lithostratigraphique.

Les siltstones sont les sédiments les plus abondants; ils se présentent sous forme de schistes verdâtres, satinés, parfois micaschisteux à proximité du granite des landes de Lanvaux et sont tout à fait semblables aux schistes briovériens. Comme dans les formations protérozoïques, on peut distinguer des *siltstones* fins et homogènes à bonne schistosité de flux (moulin de Bragoux, Gué de l'Épine,...) et des *siltstones* à fines lamines gréseuses. Microscopiquement, les niveaux silteux sont à grain très fin et les minéraux phylliteux (séricite—chlorite) soulignent la schistosité. Ils renferment parfois des grains de quartz de grande taille, de nombreux minéraux opaques et des minéraux lourds. Les lamines gréseuses sont constituées de quartz, plagioclase, feldspath potassique, en grains anguleux mal classés et de longues lamelles de muscovite, réunis par une matrice quartzo-sériciteuse ou chloriteuse abondante. Très localement (la Ville-Pierre, le Gué de l'Épine, la Ville-au-Mai), ces schistes verts sont remplacés par des schistes noirs riches en matière carbonée proches de certains sédiments paléozoïques. Ce faciès particulier apparaît également en alternances fines avec des niveaux *greywackeux* au sommet du Groupe de Bains-sur-Oust dans ses termes de passage au Llanvirn (Formation de Rochefort-en-Terre) (Vaulaurent, la Ville-Caro, métairie de la Grait).

Les greywackes forment rarement des niveaux massifs d'une puissance supérieure à quelques décimètres et se présentent souvent en alternance avec les autres faciès. Ce sont des sédiments beiges, verdâtres ou grisâtres riches en micas détritiques et en grains de quartz et de feldspath inférieurs au millimètre. Ils sont souvent homogènes, plus rarement granoclassés ou à lamines silteuses (les Fougerêts, Saint-Martin-sur-Oust, Trégoux,...). Bien qu'elles soient fréquemment recristallisées et tectonisées, le caractère bimodal de leur texture est particulièrement net.

Ces roches comprennent toujours une matrice abondante formée de petits grains quartzeux, feldspathiques (plagioclase et feldspaths potassiques), lithiques et de fines paillettes phylliteuses (chlorites et micas blancs). Les éléments figurés sont des grains de quartz anguleux ou arrondis, très mal classés, montrant parfois des golfes de corrosion ou ayant une forme en esquille qui témoignent de leur origine volcanique. De grandes paillettes de muscovite, des grains feldspathiques (plagioclase albitique, microcline) plus ou moins altérés, des grains de microquartzites, de phtanites et de *siltstones*

sont également fréquents. Dans les faciès tectonisés, les grains de quartz détritiques sont aplatis, étirés et donnent une linéation très nette; ils se granulent à leur périphérie tandis que les grains feldspathiques se fracturent et que la matrice recristallise en un fin assemblage de petits grains de quartz et de fines traînées sériciteuses ou séricito-chloriteuses.

Les niveaux « arkosiques » ne sont en fait qu'un faciès plus grossier des *greywackes*; ils sont d'ailleurs peu abondants et situés la plupart du temps à proximité du contact avec les formations paléozoïques surtout au Sud du granite des landes de Lanvaux (la Ville-au-Mai, le Vau-d'Arz d'Isagnon, la Belle Alouette). Ce sont des roches claires parfois verdâtres, plus ou moins microconglomératiques, très riches en grains de quartz détritiques limpides et de grande taille (jusqu'à 3 mm) englobés par une matrice gréseuse souvent kaolinisée. Certains niveaux contiennent une importante proportion de grains feldspathiques et quelques grains de phtanite (Sud de Molac, Carafay). Microscopiquement, une grande partie des grains de quartz apparaissent indiscutablement d'origine volcanique (présence de golfes de corrosion d'origine magmatique); ils sont mal classés et partiellement recristallisés en une mosaïque de petits grains xénomorphes. La matrice quartzo-phylliteuse est très hétérogène et fortement recristallisée.

La plupart de ces roches sont soit des *wackes* quartzzeuses soit des *wackes* subfeldspathiques, plus rarement des *wackes* feldspathiques. En outre, les niveaux plus riches en feldspaths et en quartz volcaniques offrent toutes les caractéristiques de tufs rhyolitiques plus ou moins remaniés.

Les niveaux conglomératiques correspondant au Poudingue du Dréneux défini par A. Faure-Muret plus à l'Est sont extrêmement rares et n'ont été reconnus qu'à la Belle-Alouette au Nord-Est de Larré et à la Ville-au-Mai au Nord de Rochefort-en-Terre. Ils sont constitués de galets pluri-centimétriques de quartz, *siltstones* et microquartzites réunis par une matrice analogue à celle des niveaux *greywackeux*.

Les grès-quartzites sont peu abondants et localisés à proximité du contact avec les sédiments de la Formation de Rochefort-en-Terre (la Ville-Morvan, Launay-Grippon, Béhelec, Crélier, le Véret...) ou de la Formation du Grès armoricain (le Château, la Vallée,...). Ils correspondent à des arénites quartzzeuses à matrice chloriteuse; le grain moyen est de 200 μ environ. On y observe de rares grains feldspathiques.

Les analogies lithologiques avec les formations briovériennes sont sensibles bien que la plupart des sédiments soient plus tectonisés et plus métamorphisés que ceux du domaine de Bretagne centrale. Si certains faciès quartzitiques observés au Sud du synclinal de Malestroit peuvent correspondre à la Formation du Grès armoricain comme le pensaient les auteurs de la feuille Redon à 1/80 000, nulle part la Formation de Pont-Réan n'a été reconnue et la présence du Cambrien dans cet ensemble sédimentaire demeure hypothétique. Il est cependant permis d'envisager comme possible une contemporanéité des éruptions acides cambriennes bien développées en Bretagne et des émissions de tufs rhyolitiques dont le matériel est à l'origine d'au moins une partie des éléments quartzo-feldspathiques des sédiments du Groupe de Bains-sur-Oust. Deux hypothèses peuvent alors être envisagées :

1 - la partie inférieure du Groupe a un âge briovérien et la partie supérieure est cambro-arenig. Dans ce cas, ou bien la discordance de base du Paléozoïque est oblitérée par la mise en place du granite des landes de Lanvaux et par l'intense tectonisation qui affecte toute la région, ou bien cette discordance est absente et la région des landes de Lanvaux doit être regardée comme une aire à sédimentation continue depuis le Protérozoïque jusqu'au Paléozoïque;

2 - le groupe de Bains-sur-Oust est d'âge cambro-arenig, cette hypothèse ne s'appuyant que sur les caractéristiques de sa partie supérieure.

o2c. **Formation du Grès armoricain (Arenig, puissance : une dizaine de mètres). Grès armoricain supérieur.** Nous rapportons à cette formation les alternances de petits bancs gréseux et de lits silteux situés entre le Groupe de Bains-sur-Oust et la Formation de Rochefort-en-Terre. Cet ensemble est bien exposé dans la coupe de la D 776, face à l'ancien moulin de Rochefort-en-Terre, où il est fortement plissé. Au Sud du granite des landes de Lanvaux, la Formation du Grès armoricain a également été reconnue à la Vallée près de l'ancien couvent de Bodélio. Elle se poursuit vers l'Ouest jusqu'au Sud de Codevrel sans que le métamorphisme du granite de Questembert modifie sa lithologie. Au Nord du granite des landes de Lanvaux, la formation est plus difficile à mettre en évidence et n'a pas été représentée sur la feuille bien qu'elle existe au Nord-Est de Launay-Grippon sous forme d'une mince bande discontinuée. En outre, on pourrait peut-être y rattacher les blocs de grès-quartzites bleus observés à la surface des champs entre le Pont-au-Coq et le Vêret et que nous avons rangés dans le Groupe de Bains-sur-Oust (b-02 Q).

Pétrographiquement, les grès sont des arénites quartzzeuses à matrice sériciteuse ou chloriteuse extrêmement réduite et des *wackes* quartzzeuses riches en grandes muscovites détritiques. Les grains de quartz ont une taille variant entre 100 et 200 μ et sont généralement bien classés; la matrice séricito-chloriteuse des *wackes* est abondante et contient de nombreux minéraux lourds (zircon, rutile...) et de la tourmaline. Les *siltstones* sont très micacés, fins et homogènes.

Aucune faune n'a été recueillie dans la formation.

o3-5a. **Formation de Rochefort-en-Terre (Llanvirn — Caradoc inférieur ?** puissance estimée : 300 mètres). La Formation de Rochefort-en-Terre (Schistes d'Angers *s.l.*) constitue une importante butte topographique sensiblement allongée est—ouest et qui domine la vallée de l'Arz d'une cinquantaine de mètres environ. De part et d'autre de Rochefort-en-Terre, la tectonique et l'érosion différentielle ont mis en relief les schistes ardoisiers par rapport aux alternances silto-gréseuses de la partie supérieure de la formation qui occupent souvent les fonds des vallées. Ces différences nous amènent à distinguer deux membres :

— *un membre inférieur* qui correspond aux schistes ardoisiers et que nous désignons sous le nom de Membre du Gueuzon, la coupe la plus complète et la mieux étudiée (Y. Herrouin) se trouvant dans la vallée empruntée par le Gueuzon au Nord de Rochefort-en-Terre;

— *un membre supérieur* dont les constituants sont, dans le cadre de cette feuille, métamorphisés par le granite de Questembert; il s'agit du Membre de Liverzel défini au Sud de Rochefort-en-Terre (N 774) (feuille Questembert).

Les *siltstones* du Membre du Gueuzon sont connus dans le département du Morbihan pour leur débit ardoisier largement utilisé dans des exploitations à ciel ouvert implantées sur deux veines ardoisières principales entre la Vallée et le Couvent de Bodélio (le Pont-aux-Roux, la Croix-Neuve, Guenfol,...). Au Nord du granite des landes de Lanvaux, les *siltstones* situés au Sud de la faille Malestroït—Angers et que l'on suit depuis Tréfiguet (Sud de Sérent) jusqu'à Saint-Jacob représentent le Membre du Gueuzon. Il s'agit d'une masse homogène de *siltstones* bleu-noir comparables aux *siltstones* de la Formation de Traveusot et dans laquelle on observe la superposition d'une partie inférieure constituée de *siltstones* fins et d'une partie supérieure plus

hétérogène avec quelques passées gréseuses et se terminant par une barrette gréso-silteuse de très faible épaisseur. La composition minéralogique des *siltstones* est la suivante : quartz en grains plus ou moins arrondis (10 à 60 μ), étirés dans les faciès ardoisiers, muscovite et chlorite détritiques, rutile et tourmaline, dans une matrice quartzo-phylliteuse abondante. La pyrite est souvent présente en globules écrasés dans les plans de schistosité et plus rarement en petits cubes isolés. Le chloritoïde en baguettes (30 \times 100 μ environ) anté- à synschisteuses est fréquent. Sa distribution par rapport aux veines ardoisières fournit deux repères pratiques : il est totalement absent à la base du membre et son apparition annonce la veine nord ; il demeure présent jusqu'à la veine sud au niveau de laquelle son abondance est très variable.

A la partie supérieure du membre, les *siltstones* deviennent plus grossiers, plus riches en structures sédimentaires de type stratification ocellée et en fines lamines gréseuses donnant à la roche un aspect zébré. Plusieurs niveaux chloriteux à minéral de fer ont été reconnus dans le Membre du Gueuzon ; ils sont modifiés par le thermométamorphisme du granite de Questembert et transformés en une chloritite à grenats. L'âge llanvirn-llandeilo que l'on peut attribuer au Membre du Gueuzon repose sur l'existence d'une faune de Trilobites (*Neseuretus tristani*, *Placoparia tournemini*) recueillie par P. Marsille (1910) dans les ardoisiers.

Formations tertiaires : Pliocène

Aucun dépôt d'âge éocène (grès ladère) n'a pu être identifié sur le territoire de la feuille ; les grès signalés par A. Guilcher (1948) sur le granite des landes de Lanvaux (Ville-Hermin, Gros-Balais, Molac) et rapportés aux Grès à *Sabalites andegavensis* de l'Eocène continental n'ont pu être retrouvés. Aussi, le Tertiaire n'est représenté que par les *Sables rouges* affleurant dans les vallées de l'Oust et de la Claie ainsi que par les galets et graviers résiduels de la crête de Malestroit et de l'extrémité orientale des landes de Lanvaux.

pS, pR. **Sables rouges et roussards.** Les dépôts les plus abondants se situent sur la rive droite de l'Oust au Nord du Roc-Saint-André et à l'Ouest de Malestroit. Quelques affleurements montrent des fronts de taille d'une dizaine de mètres de hauteur : la Hye, le Vaugace. On y observe des sables à stratification généralement oblique ou entrecroisée avec parfois des niveaux interstratifiés d'argile ou des lentilles de galets. Ces sables jaunâtres ou franchement blanchâtres en profondeur sont habituellement très rubéfiés en surface. Des oxydes de fer (goethite) concentrés à certains niveaux soulignent parfois la microstratification ou consolident entièrement le sédiment qui forme alors des grès et des poudingues ferrugineux exploités autrefois comme minéral et qui sont connus sous le nom de « roussards », « renards » ou « grisons ». Ces formations sont fréquentes dans la vallée de l'Oust (Coët-leu-de-Bas, Trélan,...) et sur la crête de Malestroit (Saint-Marcel, la Paviotaie,...). Les galets qui affleurent au Nord et à l'Est de Saint-Marcel présentent des émoussés reflétant une origine marine. Ceux des landes de Lanvaux à l'Est de Peillac sont moins usés mais les quartz qui renferme la matrice sableuse montrent aussi des caractères marins ; il en est de même pour les Sables rouges des vallées de l'Oust et de la Claie. On constate parfois une éolisation subsidiaire mais les grains éolisés sont généralement moins abondants que les grains à évolution marine à l'exception des dépôts du Vaugace et de la crête de Malestroit dans lesquels le pourcentage des émoussés mats est particulièrement élevé. Les sables sont habituellement bien triés et la présence de glauconie (la Hye, le Vaugace, Lestrico,...) confirme encore leur caractère marin. L'andalousite et la

staurotide constituent les minéraux lourds les plus abondants; la tourmaline est présente mais en moindre proportion. Ces sables sont souvent riches en feldspath et en muscovite. Ils proviennent principalement du remaniement d'arènes développées sous l'action de climats chauds et humides.

Ces dépôts sont azoïques mais sur le territoire de la feuille voisine Redon, les argiles de Saint-Jean-la-Poterie, associées à des sables, ont livré une faune et des pollens qui permettent de les considérer comme du Pliocène tardif; ils représenteraient le passage du Pliocène au Pléistocène. La transgression marine à l'origine de leur dépôt a envahi un réseau hydrographique déjà profondément encaissé. Elle a débordé sur les crêtes d'interfluve et a laissé des dépôts jusqu'à 80 mètres d'altitude au moins. Il ne semble cependant pas que l'on doive lui rattacher les formations marines affleurant plus au Nord et qui s'élèvent jusqu'à 200 mètres (feuilles Josselin, Loudéac, Saint-Méen-le-Grand).

Formations quaternaires

La vallée de l'Oust recèle de très abondants dépôts alluviaux dépassant parfois 4 mètres d'épaisseur et garnissant des replats étagés jusqu'à 60 mètres du thalweg actuel. Les lambeaux de nappes alluviales anciennes ont également été représentés dans la vallée de la Claie et de l'Arz. Ces dépôts se distinguent généralement des sables et des galets pliocènes qu'ils ravinent et remanient parfois par leur hétérométrie, le faible émoussé des galets, l'absence d'évolution des grains de quartz dans les sables et l'existence de blocs démesurés d'origine glaciaire. Ces blocs, plus ou moins usés et pouvant dépasser 1 mètre de long, ont parfois effectué des trajets de plusieurs kilomètres qui n'ont pu s'accomplir que sous des climats périglaciaires froids et humides. Contrairement aux Sables rouges de la vallée de l'Oust, la staurotide est faiblement représentée ou même absente de ces formations dans lesquelles l'andalousite forme 70 à 90 % du cortège des minéraux lourds.

Ces dépôts sont azoïques; aucun niveau organique n'a été observé et l'outillage préhistorique recueilli n'est pas caractéristique.

La distribution altimétrique et les caractères sédimentologiques de ces formations ont permis de distinguer plusieurs terrasses étagées dont les profils, plus tendus que le profil actuel des cours d'eau, s'abaissent régulièrement d'amont en aval. Les remblaiements périglaciaires ont alterné avec des périodes de creusement ce qui explique que les terrasses les plus récentes apparaissent encaissées dans les nappes alluviales plus anciennes.

Fv. Hautes terrasses. Au Nord de Malestroit, les sables pliocènes sont ravinés par des galets mal roulés qui correspondent à l'écoulement fluvial d'un pré-Oust vraisemblablement au Pléistocène ancien. A la Hye, où leur altitude relative par rapport à l'Oust est de 60 mètres, leur puissance est d'environ 3 mètres et ils englobent quelques blocs glaciaires. En aval, cette terrasse apparaît encore au Verger et au Couëdic (Sud de la Pagdolaye); au Sud de la cluse de Saint-Congard, cette nappe alluviale réapparaît à la Plissonais et aux Fougerêts où son altitude relative s'abaisse à 40 mètres. Dans la vallée de la Claie, les hautes terrasses sont peut-être représentées par les galets ravinant les sables pliocènes de Lorette et de Boisel. Dans la vallée de l'Arz, elles ne semblent pas avoir été conservées.

Le matériel formant ces terrasses est généralement constitué de galets de quartz et de quartzites avec quelques grès emballés dans une matrice argilo-sableuse rubéfiée et faiblement micacée. Des lentilles argileuses peuvent aussi s'individualiser dans la masse des sédiments où des stratifications entrecroisées sont parfois visibles : la Hye, le Pouho. Ces dépôts sont parfois consolidés par

les oxydes de fer et forment alors des dalles gréseuses ou des poudingues ferrugineux : le Verger, les Fougerêts.

Fw. Terrasses moyennes. Les dépôts classés dans cette catégorie se décomposent altimétriquement en trois niveaux qu'il n'a pas été possible de différencier sur la carte, du fait de leur discontinuité et de l'absence de caractères sédimentologiques particuliers. Le niveau supérieur n'est bien représenté que sur la rive gauche de l'Oust, à la Grand-Ville, Kersablon, aux Tertres (Nord de Saint-Laurent) et à Villeneuve. Son altitude relative s'abaisse d'amont en aval de 50 à 20 mètres. Le niveau inférieur est mieux exprimé; il apparaît au Nord-Ouest du Roc-Saint-André, à la Bagotaie, aux Roches-Noires et à Lézeran. Au Sud de Saint-Congard, il devient difficile de le suivre et, en aval de Saint-Martin, il semble progressivement plonger sous les basses terrasses. Sur le territoire de la feuille Malestroit, son altitude relative s'abaisse régulièrement de 25 à 12 mètres. On distingue aussi un niveau intermédiaire situé vers 40 mètres au Nord de la feuille et vers 15 mètres par rapport au niveau actuel de l'Oust, à l'Est des Fougerêts. Le dépôt le plus représentatif est celui de la lande de la Meule. Dans la vallée de la Claie, des alluvions appartenant aux terrasses moyennes affleurent près de la Ville-Eloit et au Nord de Bignac. Dans le val d'Arz, ces formations sont peu abondantes; les plus caractéristiques sont celles de la Prée. Le matériel des terrasses moyennes est très hétérométrique mais les blocs glaciaires y semblent plus rares que dans les terrasses supérieures et inférieures. Les dépôts ont été parfois consolidés en poudingues ou intensément rubéfiés; à leur surface, on observe parfois des paléosols : Lézeran.

Fx. Basse terrasse supérieure. Les dépôts de la basse terrasse supérieure peuvent être subdivisés en deux niveaux non représentés sur la feuille et séparés par une dénivellation d'une dizaine de mètres. Le niveau supérieur, peu encaissé par rapport au niveau inférieur des terrasses moyennes, se distingue souvent assez mal de celui-ci dans la topographie, particulièrement en aval de Saint-Congard. Il est bien représenté sur la rive droite de l'Oust au Roc-Saint-André à la Ville-aux-Figlins et à la Lande (Nord-Ouest de Malestroit). Sur la rive gauche, en aval de Saint-Congard, il apparaît au château du Castellan et à Saint-Martin. En aval des Fougerêts, il est en grande partie fossilisé par des limons périglaciaires dont l'épaisseur peut atteindre 2 à 3 mètres. Un deuxième niveau souvent mal individualisé par rapport au précédent peut être discerné à la Garmanière (Est de Malestroit) et à Saint-Laurent. En aval de Saint-Martin, il plonge sous des alluvions récentes.

Dans la vallée de la Claie, ces terrasses sont également bien développées mais peu épaisses; elles forment les replats de la Massonais et de la Béraudaie. Dans le val d'Arz, où elles sont le plus souvent fossilisées par les limons périglaciaires, elles apparaissent principalement au Clos-Fleuri, à Bragoux, à Carlevaux, et au Vaugrenard.

Ces alluvions de teinte jaunâtre ou grisâtre sont en général peu argileuses. Dans la vallée de l'Oust, les blocs démesurés y sont abondants, parfois énormes comme à Saint-Laurent. La mise en place du matériel de la basse terrasse supérieure est contemporaine d'une phase froide comportant deux oscillations et qui pourrait correspondre à la glaciation de Saale.

Fy. Basse terrasse inférieure. Les éléments d'une nappe alluviale inférieure dominant le lit de l'Oust de 1 à 5 mètres sont observables en amont de la cluse de Saint-Congard; en aval, cette basse terrasse plonge lentement sous les alluvions actuelles. Ce remblaiement qui descend en dessous du niveau actuel

de l'Oust est entamé par de nombreuses gravières à proximité de la Touche-Carnée, de la gare de la Chapelle-Caro et de la Petite-Haie. Le matériel est très grossier et la composition pétrographique des galets varie : quartz, grès, phanites, schistes. Des blocs glaciaires parfois énormes sont souvent visibles dans les carrières à la base de ces formations. Dans quelques excavations, notamment dans le secteur de la Touche-Carnée, on observe deux nappes d'alluvions superposées. Les dépôts supérieurs de teinte grisâtre ravinent un matériel de teinte jaunâtre pouvant constituer la base de la basse terrasse supérieure; celui-ci a été cryoturbé et s'injecte parfois dans le niveau supérieur. Dans les vallées de la Claie et de l'Arz, la basse terrasse inférieure est rarement bien individualisée et souvent masquée par les alluvions holocènes ou les coulées périglaciaires.

Cette terrasse est certainement contemporaine de la glaciation de Weichsel. Durant le pléniglaciaire supérieur, lorsque le climat devint plus aride, elle fut en partie fossilisée par des formations limoneuses bien développées en aval de Saint-Congard. Par la suite, lors du réchauffement post-glaciaire, avant que ne s'amorce la transgression flandrienne, elle fut entaillée de quelques mètres par l'érosion régressive de l'Oust.

S. Dépôts soliflués sur les pentes et en fonds de vallées. De grands épandages de solifluxion (*head*), très répandus sur le territoire de la feuille, occupent la base des buttes constituées par les formations gréseuses ou remblaient les têtes de vallons. Leur puissance est très irrégulière, de quelques décimètres à quelques mètres. Ils n'ont été figurés que partiellement là où ils présentent une certaine importance, surtout dans les dépressions plus ou moins fermées (la Ville-Macé, la Métairie-Neuve, Nord du Vaulaurent, Est de Kerglouzo,...). Ces dépôts constituent en général une pellicule de blocs de grès emballés dans des argiles et du sable qui masquent généralement les *siltstones* sous-jacents.

Fz. Alluvions modernes et sub-actuelles. Holocène. Ces alluvions largement répandues occupent le méplat des vallées des différents cours d'eau. Dans les vallées principales, leur extension correspond aux surfaces inondables occupées généralement par des prairies. Le matériel est formé de limon et de sable fin gris noirâtre. Dans la vallée de l'Oust, le profil de la nappe alluviale holocène présente une pente plus faible que celle des terrasses pléistocènes. Vers l'aval, du fait de la sédimentation liée à la transgression flandrienne dans les basses vallées de la Vilaine et de l'Oust, elle s'adoucit progressivement. Il en a résulté une fossilisation graduelle des basses terrasses par les alluvions holocènes en aval de Saint-Congard.

X. Remblais modernes. La création de zones industrielles dans la vallée de l'Oust et à l'Est de Malestroit a entraîné la formation de remblais artificiels parfois importants (laiterie Entremont en particulier); ceux-ci sont constitués de graviers empruntés aux terrasses alluviales quaternaires voisines, de schistes briovériens ou de déblais d'ardoisières. Dans la zone industrielle de la Chapelle-Caro, les remblais sont en fait issus du remaniement sur place des terrasses de l'Oust qu'il devient alors difficile d'identifier. Des masses importantes de déchets ardoisiers entourent les anciennes exploitations de Rochefort-en-Terre; elles n'ont pas été figurées.

ROCHES MÉTAMORPHIQUES

Dans le cadre de la feuille Malestroit, les roches métamorphiques occupent une superficie relativement importante autour des granites de Questembert et

de Lizio—la-Ville-Der. Autour du granite des landes de Lanvaux, le métamorphisme est plus discret et n'a été figuré que de façon ponctuelle là où il est clairement visible. Dans tous les cas, il est possible de reconnaître les formations qui ont été métamorphosées. La notation tient compte de l'âge et de la nature pétrographique du matériel qui a été affecté par le flux thermique et des caractéristiques du granitoïde responsable du métamorphisme.

Formations métamorphosées par le granite des landes de Lanvaux

b-o2S. Groupe de Bains-sur-Oust (Briovérien à Arenig ?). Schistes chloriteux, schistes tachetés, cornéennes micacées. Le métamorphisme de contact du granite des landes de Lanvaux est rarement bien exprimé dans les sédiments du Groupe de Bains-sur-Oust sans doute en raison du chimisme initial de ces roches. L'auréole de métamorphisme dépasse rarement une centaine de mètres de large et ce n'est qu'à proximité du batholite qu'apparaissent les schistes tachetés et les cornéennes micacées. Dans la partie externe de l'auréole, les *siltstones* sont transformés en schistes séricito-chloriteux et schistes chloriteux. Les minéraux phylliteux néoformés soulignent la schistosité et confèrent à la roche un aspect micaschisteux.

Dans les schistes tachetés reconnus au Nord-Ouest de Bohal, au Nord-Ouest de Pleucadeux et à Peillac, le métamorphisme a respecté et même souligné le litage sédimentaire. Les lits gréseux sont peu transformés tandis que les lits argileux montrent de nombreuses taches sombres millimétriques qui correspondent à des porphyroblastes de cordiérite; certains niveaux sont parfois noduleux (Sud de Peillac). Les porphyroblastes sont toujours pseudomorphosés en séricite et chlorite. Ils sont accompagnés de muscovite en grandes lamelles automorphes tandis que la matrice est partiellement recristallisée. La texture des cornéennes est granoblastique. Les minéraux néoformés (quartz, séricite, chlorite) sont de petite taille et fortement engrenés les uns dans les autres. De nombreux porphyroblastes de muscovite plus ou moins anguleux se détachent sur ce fond homogène.

Formations métamorphosées par le granite de Questembert

A l'Ouest de Rochefort-en-Terre, le granite de Questembert développe une importante auréole de métamorphisme de contact qui atteint toutes les formations du synclinal de Rochefort-en-Terre et de l'anticlinal des landes de Lanvaux.

b-o2SX. Groupe de Bains-sur-Oust (Briovérien à Arenig ?). Schistes à muscovite, chlorite, quartzites à chlorite. Les sédiments du Groupe de Bains-sur-Oust sont peu métamorphosés au contact du granite de Questembert. Les schistes à muscovite et chlorite, les quartzites à chlorite ne sont bien développés qu'à l'Est de Larré où ils forment une importante butte topographique. A l'affleurement (la Belle Alouette, Nord du Guernué...), ce sont des roches légèrement satinées, de couleur gris verdâtre, peu différenciables des schistes paléozoïques proches. La chlorite et la muscovite sont les seuls minéraux qui traduisent le métamorphisme. Dans les schistes, on observe parfois (bois de Larré) des amas quartzo-sériciteux qui peuvent correspondre à la pseudomorphose d'anciens nodules de cordiérite. Les quartzites qui affleurent au Sud-Ouest de Kerpoach renferment du grenat.

o2cXS. Formation du Grès armoricain: Grès armoricain supérieur (Arenig). Schistes à chlorite, chloritoïde et staurotide, quartzites à

chlorite, biotite et grenat. Au Sud de la ferme du Château, de part et d'autre de la vallée qui limite à l'Ouest le bois de Larré, le Grès armoricain supérieur est représenté par des quartzites clairs à structures sédimentaires variées (lamines, figures de charge, stratification ocellée) qui alternent avec des schistes bleu-noir légèrement satinés. Cet ensemble peu puissant, intensément plissé, se poursuit jusqu'au Nord de Kerhulo. Il n'a pas été reconnu entre le bois de Larré et Codevrel. Nous rapportons également au Grès armoricain supérieur les quartzites qui affleurent à Beau-Soleil au Nord de Larré. Dans les schistes, en plus de la muscovite et surtout de la chlorite, le minéral de métamorphisme le plus abondant est le chloritoïde post-schisteux. Celui-ci se présente en cristaux tabulaires de grande taille ($250 \times 50 \mu$ en moyenne) à macles polysynthétiques, isolés au sein de la roche ou, plus fréquemment, groupés en gerbes. Les quartzites sont en général très recristallisés mais on peut encore reconnaître la taille primitive des grains de quartz (200μ en moyenne). Ces grains sont accompagnés de quelques muscovites détritiques et de nombreuses lamelles de muscovite et chlorite néo-formées. Dans la partie occidentale de la feuille (la Croix-Rouge, Nord de Larré), le métamorphisme et les déformations sont plus intenses. Dans les schistes de Beau-Soleil, on observe de la biotite et de l'andalousite anté- à synschisteuse, de la staurotide syn- à postschisteuse et du chloritoïde postschisteux. Le grenat, en porphyroblastes millimétriques, est concentré dans certaines lamines des bancs quartzitiques.

o3-5aS. Formation de Rochefort-en-Terre (Llanvirn—Caradoc inférieur ?). Schistes tachetés à andalousite, schistes tachetés à muscovite, chlorite, andalousite et chloritoïde secondaire. Jusqu'à plus de 1 500 mètres de son contact avec le granite de Questembert, la Formation de Rochefort-en-Terre montre un important développement d'andalousite (variété chiasolite). Celle-ci est surtout abondante dans les schistes ardoisiers du Membre du Gueuzon (o3-4S). Les porphyroblastes de chiasolite sont de grande taille, leur section basale atteignant le centimètre (la Croix-aux-Chênes, vallée du Gueuzon,...). Sur ces sections et sur les sections longitudinales, les inclusions charbonneuses caractéristiques de ce minéral sont nettement visibles. Les schistes qui affleurent très largement au Nord de Pont-aux-Roux contiennent en fait deux générations de chiasolite : la première est anté- à synschisteuse, les cristaux étant contournés par les plans de schistosité ou réorientés et étirés dans ces plans; la deuxième est postschisteuse, les porphyroblastes recoupant les plans de schistosité. Les schistes tachetés à andalousite (chiasolite) du Membre du Gueuzon forment une deuxième bande cartographique qui apparaît au sein des sédiments du Membre de Liverzel entre Saint-Roch et Rochefort-en-Terre et se prolonge vers Saint-Jacut-les-Pins (feuille Questembert).

Le Membre de Liverzel (o5aSX) constitué de *siltstones* charbonneux alternant avec des niveaux gréseux de faible épaisseur et des niveaux ampéliteux et phtanitiques, est beaucoup moins riche en andalousite. A proximité immédiate du granite (la Ville-aux-Chênes), les sédiments sont transformés en schistes tachetés à andalousite et biotite et en cornéennes à biotite, sillimanite et grenat.

Dans la partie occidentale du synclinal de Rochefort-en-Terre, les deux membres du Gueuzon et de Liverzel ne sont plus différenciables en raison de l'intensité du métamorphisme. A la base de la formation (voie ferrée au Nord de Kerglouzo, moulin de Lançay) on observe encore les schistes tachetés à andalousite. Des porphyroblastes de muscovite, de la chlorite en grandes lamelles, parfois même de la biotite, apparaissent à proximité du granite. L'andalousite antéschisteuse est totalement pseudomorphosée en quartz, séricite et chlorite tandis que la roche s'enrichit en grandes tablettes de chloritoïdes postschisteux (Nord de Quescop, Kerhulo,...).

Au Nord de Larré, à l'entrée de la cour de l'école publique, la Formation de Rochefort-en-Terre renferme une lentille décamétrique d'ampélites (Am) dont les rapports avec les schistes encaissants sont mal connus. L'action thermique du granite s'y traduit par la présence de petits cristaux blanchâtres d'andalousite et de vacuoles qui confèrent à la roche un aspect scoriacé.

o5b-6X. Formation de l'Eclys (Caradoc supérieur — Ashgill ?). Quartzites à chlorite, biotite, grenat, quartzites à magnétite. Les quartzites qui surmontent les schistes à minéraux de la Formation de Rochefort-en-Terre représentent la Formation de l'Eclys définie plus à l'Est au Sud de Redon par B. Pivette (1978). Ils forment une mince bande cartographique qui s'étend depuis Kériel jusqu'à Kerplat où elle disparaît dans le granite de Questembert. Les quartzites affleurent à nouveau au Nord de Kerglouzo, le long de la voie ferrée Questembert—Ploërmel. La puissance de la Formation de l'Eclys est estimée à une cinquantaine de mètres. Elle est constituée de quartzites gris clair à bleutés en bancs décimétriques alternant avec des interstrates schisteuses peu développées. Dans les quartzites, les minéraux de métamorphisme sont des micas (muscovite, chlorite, biotite) en lamelles de grande taille (100 × 30 μ environ) qui matérialisent la schistosité. Les grains de quartz sont recristallisés en individus isogranulaires (100 μ environ). Certains bancs contiennent des grenats millimétriques sans forme cristalline nette, à structure amiboïde et rayonnée. On y observe assez souvent de la tourmaline plus ou moins automorphe, une pigmentation d'oxyde de fer et de matière carbonée. Les interstrates correspondent à des schistes à muscovite, chlorite, biotite et grenat; les minéraux opaques y sont parfois abondants. Dans la coupe de Kerglouzo, la Formation de l'Eclys renferme des lentilles d'une roche verdâtre très chloriteuse, riche en minéraux opaques et en grenats très bien cristallisés, de taille inférieure au millimètre, qui peuvent constituer plus de 60 % du volume de la roche; il s'agit d'une chloritite à grenats qui peut correspondre à des lentilles de minerai de fer thermométamorphisées. Fortement tectonisés, les quartzites que l'on recueille au pied de l'église de Larré et à la Métairie-Neuve sont grossiers et de couleur claire; on y distingue nettement les grains de quartz millimétriques, la muscovite et des oxydes de fer. Les minéraux de métamorphisme sont la muscovite, la chlorite et la biotite, tandis que le flux thermique a favorisé la recristallisation de magnétite.

sKS. Groupe de Saint-Georges-sur-Loire (Silurien). Cornéennes et schistes tachetés à muscovite, chlorite, biotite et andalousite. Le Groupe de Saint-Georges-sur-Loire est extrêmement peu représenté sur le territoire de la feuille Malestroit. Le seul affleurement reconnu se trouve dans la coupe de Kerglouzo au Sud des quartzites de la Formation de l'Eclys. Il s'agit essentiellement de schistes tachetés très riches en minéraux phylliteux (muscovite, chlorite, biotite) et montrant quelques porphyroblastes d'andalousite presque totalement pseudomorphosés. Certains niveaux sont transformés en cornéennes à biotite et rares grenats.

Formations métamorphisées par le granite de Lizio—la Ville-Der

b2-3ξ. Briovérien moyen et supérieur. Micaschistes à muscovite et chlorite avec biotite et andalousite secondaires. Les micaschistes forment une bande relativement bien délimitée entre les schistes séricito-chloriteux et le massif granitique de Lizio—la Ville-Der qu'ils moulent de façon remarquable. Ces roches métamorphiques sont peu visibles en raison de leur forte altérabilité, les meilleurs affleurements se situant dans la carrière de Plinet, à la Brousse, Tromeur, Baugas et le long de la route D 4. L'aspect de la roche est nettement

influencé par la nature lithologique originelle du sédiment, les micaschistes alternant parfois avec de rares niveaux d'aspect gneissique (Sud-Ouest de Plinet). La texture des micaschistes est grano-lépidoblastique, la taille du grain étant de l'ordre de 200 μ . La schistosité de flux est soulignée par les minéraux phylliteux (muscovite, chlorite, parfois biotite) et le quartz. A ce premier stade de métamorphisme responsable du développement des micaschistes que l'on observe depuis le Nord de Baud (Morbihan) jusqu'à ce domaine en relation avec la mise en place des leucogranites succède un deuxième stade qui entraîne la formation de poeciloblastes à inclusions sigmoïdes totalement pseudomorphosés en séricite et chlorite et qui pourraient correspondre à d'anciens cristaux d'andalousite synschisteuse; on y observe également des porphyroblastes de biotite ou de chlorite sécants sur la schistosité. La blastèse de ces minéraux est antérieure à la crénulation de la schistosité qui accompagne la fin de la mise en place du granite. A proximité immédiate du massif sont localement visibles des schistes noduleux (carrière de Plinet, route D 4); ces nodules correspondent à des porphyroblastes de cordiérite actuellement pseudomorphosés en quartz, séricite et chlorite.

ROCHES VOLCANIQUES

Une seule formation volcanique a été distinguée sur le territoire de la feuille Malestroit, dans l'unité paléozoïque de Réminiac. Il s'agit de la Formation de Marsac définie par Y. Quété (1975) au site du château de Marsac sur la feuille voisine Pipriac.

Kk. Formation de Marsac (Cambrien). Coulées albitophyriques. Cette formation volcanique est identifiable uniquement dans la partie orientale du synclinal où elle occupe une dépression topographique limitée au Nord par la Formation de Pont-Réan et au Sud par la Formation du Grès armoricain. Elle est essentiellement constituée de volcanites acides de nature albitophyrique (épanchements aériens et produits volcanoclastiques).

Les laves que l'on recueille au Clos-Boschet et au Sud-Est de Vau-Payen sont massives, de couleur bleu verdâtre, blanchâtres par altération. Elles montrent de nombreux phénocristaux de feldspath blanc rosé (3 \times 2 mm environ) et de petites taches de chlorite. La texture est généralement microlitique porphyrique. Les phénocristaux de plagioclase albitique (jusqu'à 25 % du volume de la roche) sont épigénisés en un mélange de chlorites, de granules d'épidote (zoisite et pistachite) et de minéraux opaques. Ces cristaux de feldspath sont accompagnés de quartz en éléments automorphes (< 1 % du volume de la roche), de quelques biotites et de pyroxènes chloritisés et bastitisés (4 % environ). La mésostase renferme environ 15 % de microlites feldspathiques séricitisés répartis dans un fond finement grenu (51 % du volume de la roche) riche en chlorite, épidote, minéraux opaques, quartz et séricite.

Les volcanoclastites sont très peu abondantes; elles ne diffèrent des laves que par leur aspect hétérométrique.

Chimiquement, laves et volcanoclastites se répartissent de façon homogène entre un pôle sodique (kératophyres) et un pôle sodi-potassique (dacites). D'un pôle à l'autre, les teneurs en SiO₂ (67 à 65 %), Al₂O₃, Fer total, MnO et MgO évoluent peu. Les différences portent sur les teneurs en CaO (< 1 % contre 3 %), en Na₂O (5 % contre 3 %) et en K₂O (1 % contre 2 % environ).

La cartographie montre clairement que la Formation de Marsac repose sur le socle protérozoïque supérieur (Briovérien) et qu'elle est surmontée par les *siltstones* ou les grès de la Formation de Pont-Réan. Ces laves et

volcanoclastites correspondent donc à des émissions mises en place à la surface de la pénélaine cadomienne avant le début de la transgression paléozoïque. Bien que des corrélations précises soient actuellement difficiles, il est cependant possible de rapprocher ces émissions acides des émissions cambriennes du Maine (Coëvrons, Charnie) et du Trégor (530 MA).

ROCHES PLUTONIQUES

γ1. Granite alcalin des landes de Lanvaux. Le massif granitique des landes de Lanvaux, qui s'étend d'Ouest en Est sur plus de 90 kilomètres depuis le Sud-Ouest de Baud jusqu'à Redon, apparaît largement sur la feuille Malestroit entre le synclinal de Malestroit et celui de Rochefort-en-Terre. Les affleurements sont nombreux, en particulier sur ses bordures mais les carrières sont trop peu nombreuses pour pouvoir observer sa structure en détail (Mont-Hersé, Pont-d'Oust, les Touches, Molac,...). Dans sa partie centrale, très boisée, seuls les flancs de vallée laissent apparaître des chaos rocheux fournissant de bons affleurements (le Pont-Dremo, Gournava,...).

Le granite des landes de Lanvaux présente d'importantes variations de faciès, plus en relation avec des phénomènes de cataclase qu'avec des différences dans les conditions de cristallisation. Du point de vue pétrographique, il s'agit d'un granite leucocrate très riche en quartz et feldspaths, pauvre en muscovite; la biotite est toujours présente mais au lieu d'être régulièrement répartie dans la masse des roches, elle constitue de petits amas plus ou moins étirés surtout dans ses faciès de bordure. Le grain moyen, de l'ordre de 5 mm, est parfois plus grossier dans sa partie centrale (forêt de Molac). Dans les faciès peu déformés, la texture est grenue. Le quartz est abondant, xénomorphe, souvent globuleux et à extinction roulante; il n'est que peu cataclaté par rapport au microcline et au plagioclase. Le microcline en cristaux plus ou moins automorphes et de grande taille est toujours très perthitique. Le plagioclase (An 5-15) est subautomorphe et souvent très déformé. La biotite forme toujours de fines lamelles et la tendance à la concentration en petits amas est nette. De la clinozoïsite lui est parfois associée en grains irréguliers et une chloritisation plus ou moins poussée l'affecte fréquemment. La muscovite a un habitus, soit en grandes lamelles, soit en individus plus petits groupés en nids comme la biotite.

Au niveau de l'affleurement, les phénomènes de cataclase se marquent par la présence de très nombreux couloirs de mylonitisation de quelques centimètres à quelques décimètres de largeur dans lesquels la roche acquiert l'aspect d'un schiste (carrière du Mont-Hersé, le Pont-d'Oust,...). Entre ces couloirs, le granite peut conserver son faciès normal ou, au contraire, ressembler à un gneiss dans lequel tous les éléments sont broyés, concassés, en même temps que se développe de la muscovite en grandes lames. Microscopiquement, les débris de microcline, plagioclase et quartz apparaissent noyés dans une très fine pâte constituée de grains de quartz isométriques et de fines paillettes de muscovite, séricite, chlorite. Lorsque la cataclase est très prononcée comme sur sa bordure sud (Molac, le Quinquizio, Carafay,...) on ne distingue plus que des feldspaths et du quartz globuleux dans une fine trame quartzo-micacée. Le granite acquiert une véritable foliation, les plans de débit étant soulignés par les minéraux phylliteux. La roche est alors une mylonite dans laquelle les porphyroclastes peuvent constituer jusqu'à 50 % du volume de la roche. Le quartz se présente en individus de grande taille, très fracturés, à extinction ondulée et granulés à leur périphérie. Les feldspaths montrent d'abondantes traces de microtectonisation (fracturation, torsion) ressoudées par le quartz ou par des cristallisations feldspathiques. Ces cristaux sont moulés par une pâte quartzo-phylliteuse.

Dans la carrière des Touches et ses environs, le granite des landes de Lanvaux offre un faciès particulier : il s'agit d'un granite leucocrate pratiquement dépourvu de biotite et à grain centimétrique. Microscopiquement, la composition minéralogique apparaît sensiblement identique à celle observée dans le faciès habituel mais on note l'important développement des micropegmatites, la mésostase étant par contre très réduite.

Une moyenne d'analyses chimiques obtenues à partir de quelques échantillons prélevés sur l'ensemble de la feuille donne les résultats suivants :

SiO ₂	Al ₂ O ₃	Fer total	MnO	MgO	CaO	Na ₂ O	K ₂ O	TiO ₂	P ₂ O ₅
72,25	13,41	1,62	0,05	0,20	0,45	3,57	4,41	0,11	0,28

Les données géochronologiques obtenues sur le massif des landes de Lanvaux (Ph. Vidal, 1972) montrent qu'il correspond à trois épisodes de plutonisme d'âge cambrien à silurien et de plus en plus jeunes d'Ouest en Est : 553 ± 8 MA; 474 ± 8 MA; 433 ± 4 MA (*). Seuls sur la feuille Malestroit sont représentés les deux épisodes les plus récents. Les dates obtenues correspondent classiquement à des événements calédoniens. Jusqu'à présent, cependant, les manifestations tectonométamorphiques qui résultent de ces derniers sont mal connues dans le Massif armoricain et la signification de ces épisodes de plutonisme reste à établir.

γ1-2. Leucogranites à muscovite et biotite

● **Massif de Lizio—la Ville-Der.** Seule apparaît dans l'angle nord-ouest de la feuille, la partie orientale de ce lobe de leucogranite à contour piriforme (18 × 9 km) qui, avec les massifs homologues de Guéhenno et de Saint-Allouestre, s'enracine au niveau de la branche nord de la zone broyée sud-armoricaine. Le granite affleure largement dans la vallée du ruisseau de Tromeur, aux environs de la Brousse et dans la carrière de Sainte-Catherine. Le contact avec les sédiments briovériens encaissants est visible dans l'ancienne exploitation de Plinet et le long de la D 4 à l'Ouest de la Mine où les micaschistes sont injectés de filons aplitiques tourmalinifères.

Il s'agit d'un granite massif, homogène, leucocrate, à grain moyen (2 à 5 mm) non orienté dans lequel feldspaths, quartz, muscovite et biotite sont aisément distinguables. La texture est grenue. Le plagioclase (An 5-15) est automorphe à subautomorphe, fréquemment zoné, maclé albite, albite-Carlsbad ou à macles complexes; il est souvent envahi de petites muscovites qui se disposent selon les directions cristallographiques du cristal-hôte. Le microcline est xénomorphe à subautomorphe. Son degré de triclinisme est variable et le quadrillage dû à l'association des macles du péricline et de l'albite est souvent flou; la macle de Carlsbad est également fréquente. Il est parfois poecilitique englobant tous les autres minéraux. Les perthites sont constantes en films ou en fines veinules et il est parfois le siège d'une albitisation en damier tandis que les myrmékites peuvent être bien développées à sa périphérie. Le quartz se présente en plages constituées de cristaux xénomorphes fortement engrenés. La biotite, parfois chloritisée, a un habitus soit en grandes lames fortement pléochroïques soit en individus généralement poeciloblastiques, en grandes lamelles frangées de fibres séricitiques. Les minéraux accessoires sont surtout de l'apatite en cristaux plus ou moins automorphes. R. Tronquoy

(*) Méthode Rb/Sr; isochrones de roche totale; $\lambda^{87}\text{Rb} : 1,42 \cdot 10^{-11} \text{ an}^{-1}$ - rapports initiaux respectifs : 0,703; 0,704; 0,721.

(1912) fournit deux analyses chimiques de ce granite; la moyenne est la suivante :

SiO ₂	Al ₂ O ₃	Fer total	CaO	MgO	Na ₂ O	K ₂ O	TiO ₂	P ₂ O ₅
72,10	16,15	1,25	0,50	0,25	3,60	4,60	0,15	0,20

● **Massif de Questembert.** Au Sud et au Sud-Est de Larré, affleure une très petite partie du massif granitique de Questembert, étroit appendice de quelques 70 kilomètres de long qui s'échappe de la zone broyée sud-armoricaine dans la région de Grand-Champ et va s'enfoncer dans les formations paléozoïques de la région de Redon. Dans sa zone d'enracinement, il présente un net caractère syntectonique tandis que dans le synclinal de Rochefort-en-Terre, il prend la forme d'un massif intrusif à contours circonscrits. Il s'agit d'un granite clair à deux micas semblable au granite de Lizio—la Ville-Der mais moins homogène et moins riche en biotite (Kerplat, Kermathé). Dans le type le plus courant qui correspond au granite micacé de B. Charoy (1971), la texture est grenue, irrégulière, la plupart des minéraux étant cataclasés. Le grain moyen est de l'ordre de 2 à 3 mm. La composition modale moyenne (B. Charoy) est la suivante :

Quartz	Plagioclase	Microcline	Muscovite	Biotite
32,2	31,5	24,0	7,7	3,2

Le plagioclase est de l'albite-oligoclase (An 5-15) plus ou moins automorphe. Le feldspath potassique est toujours du microcline dont le degré de triclinisme est variable; les plages sont toujours quadrillées et il est possible qu'elles proviennent de la pseudomorphose d'une orthose primitive. Il se présente soit en cristaux à tendance idiomorphe incluant de nombreux cristaux de plagioclase soit en plages amiboïdes plus ou moins blastiques; les perthites sont en général bien développées. L'albite secondaire apparaît dans les myrmékites au contact de microcline ou sous forme d'une couronne accentuant le zonage du plagioclase précoce. La biotite est très clairsemée et en grande partie chloritisée. La muscovite est en grandes lamelles comme dans le granite de Lizio—la Ville-Der. Le quartz est rarement subautomorphe mais en globules polycristallins. L'analyse chimique de ce granite fournie par B. Charoy est la suivante :

SiO ₂	Al ₂ O ₃	Fer total	MnO	MgO	CaO	Na ₂ O	K ₂ O	TiO ₂
72,55	15,16	1,22	0,02	0,16	0,57	3,38	4,81	0,13

Elle est tout à fait comparable à celle obtenue sur le granite de Lizio—la Ville-Der.

A l'Ouest de la Ville-aux-Chênes, le granite de Questembert montre un remarquable faciès porphyroïde avec une belle cristallisation de microclines de grande taille (2 à 5 cm), finement maclés, parfois perthitiques englobant quartz, plagioclase (An 5-15) et micas.

Le granite de Questembert a donné un âge radiométrique de 316 ± 10 MA (Ph. Vidal, 1973) avec un rapport initial de 0,708 (méthode Rb/Sr en isochrone de roche totale : $\lambda^{87}\text{Rb} = 1,47 \cdot 10^{-11} \text{ an}^{-1}$). Cet âge, qui peut être étendu au granite de Lizio—la Ville-Der, indique que ces leucogranites correspondent à une étape tardive de l'orogénèse hercynienne.

ROCHES FILONIENNES

Q. Quartz filonien. Le quartz filonien classique blanc laiteux, à éclat gras, est peu abondant dans le périmètre de la feuille. Il s'agit la plupart du temps de filons peu épais impossibles à figurer sur la carte (Bovy, Lescouët...). Les principaux filons s'observent dans les massifs granitiques. La feuille Redon à 1/80 000 en signale de nombreux dans le massif granitique des landes de Lanvaux où ils sont orientés NE—SW. Certains d'entre eux ont été retrouvés à proximité du château de Launay, au Nord-Ouest de Peillac, au Haut-Brambien et surtout au Nord de Saint-Gravé entre le Cota et la Ville-Géhan; d'autres ont été reconnus dans la forêt de Molac (la Louisiane, la lande des Bois) et au Moulin-Rouge, sans que leur orientation ait pu être précisément déterminée. Dans le massif de Lizio—la Ville-Der, les principaux filons, orientés NW—SE, sont concentrés à son extrémité orientale à proximité du contact avec les schistes briovériens métamorphiques. Ils sont généralement longs de quelques dizaines de mètres (100 à 200 mètres maximum) et traversent parfois le contact granite—schistes. Le plus large et le plus long d'entre eux peut être suivi sur plusieurs kilomètres depuis les environs du château de la Ville-Der jusqu'au-delà des Châtelets où il se poursuit sur le territoire de la feuille Ploërmel. Ce filon, qui présente une minéralisation stannifère (ancienne exploitation au village de la Mine) semble correspondre au prolongement septentrional de la faille subméridienne de Malestroit. Dans les formations paléozoïques, les filons sont peu étendus (la Ville-Caro, Saint-Maugon, Vaulaurent,...) mais soulignent des failles par ailleurs peu reconnaissables sur le terrain. Entre le Brouais-de-Côté et Gandouin, le filon de quartz orienté est—ouest souligne la faille Malestroit—Angers; on le retrouve plus à l'Est dans les carrières de Boisel. D'innombrables filons ou filonnets quartzeux se devinent dans les formations briovériennes se traduisant par de nombreux blocs aux arêtes vives à la surface des champs (Digoit, le Bois-Ruaud,...).

PHÉNOMÈNES GÉOLOGIQUES

GÉOLOGIE STRUCTURALE

C'est à la tectogenèse varisque puis aux fracturations ultérieures que l'on doit l'essentiel de la structure de cette région. Le Paléozoïque, discordant sur les formations protérozoïques (Briovérien), montre une succession de plis droits, parfois coffrés ou légèrement déversés, d'axe subhorizontal N 100° E environ. Ces plis sont accompagnés d'une schistosité de plan axial (Se) qui est souvent le plan de débit le plus évident sur le terrain en particulier dans les formations silteuses. Du Nord-Est au Sud-Ouest de la feuille, on observe un net gradient dans l'intensité de cette schistosité.

Dans le Briovérien, les effets de la tectogenèse cadomienne sont assez mal connus en l'absence d'affleurements montrant clairement des structures qui lui sont liées et qui surtout sont en grande partie masquées par les plis liés à l'orogénèse hercynienne. Le style de plissement est le même que dans le Paléozoïque bien que les plis synschisteux soient parfois plus accusés et parfois dissymétriques (déversement vers le Sud). L'orientation des axes de plis et des plans de schistosité est N 90-100° E sauf dans certains secteurs où elle est proche de N 70° E (Est de Ruffiac). Les analyses structurales menées dans les régions plus septentrionales (Cl. Le Corre, 1977) montrent que la schistosité développée dans les formations paléozoïques et dans les formations protérozoïques correspond à un seul et même événement tectonique hercynien.

Ce même auteur, étendant au domaine de Bretagne centrale les observations réalisées en baie de Douarnenez, (J.-R. Darboux, 1974) montre que, dans les formations briovériennes, la tectogénèse varisque se superpose à une première déformation liée au cycle cadomien et correspondant à une phase en plis déversés d'orientation subméridienne, sans schistosité associée. La rectitude de certains niveaux de Conglomérat de Gourin que l'on suit sur plusieurs kilomètres semble indiquer la grande amplitude de ces nappes gravitaires formées en domaine relativement superficiel. Sur la feuille Malestroit, les seuls éléments structuraux susceptibles de prouver l'existence de ces plis antéschisteux sont les linéations d'intersection entre les plans de stratification (So) et les plans de schistosité dont le plongement varie de l'horizontale à la verticale. Dans le Groupe de Bains-sur-Oust (Briovérien à Arenig ?), les conséquences de la tectogénèse cadomienne ne sont pas connues, l'essentiel des déformations semblant lié à l'orogénèse hercynienne. La structure de l'unité synclinale de Réminiac est dans l'ensemble assez simple. Il s'agit d'un double pli synclinal séparé par un axe anticlinal allant de Caro au Nord de Villeneuve. La série sédimentaire montre une succession de formations silteuses et de formations gréseuses ayant des compétences relatives très différentes. Ceci s'est traduit, au cours de la phase de plissement majeure, par une disharmonie structurale marquée à l'échelle des mésostructures par un comportement plus plastique des *siltstones* (présence d'une schistosité souvent bien marquée) par rapport au comportement plus rigide des ensembles gréseux. Les plans de stratification sont généralement peu pentés et même horizontaux dans les parties centrale et orientale du synclinal tandis que les plans de schistosité sont la plupart du temps verticaux, de direction N 85-90° E, sauf à l'Est du Vieux-Bourg où ils s'infléchissent et prennent une valeur N 100-105° E. La tectonique cassante est très importante; les accidents transversaux tardi-varisques sont bien identifiables au niveau des formations gréseuses cartographiées; leur rejet horizontal est le plus souvent dextre. A l'Est de Monteneuf, le plongement des linéations L So/Se dans les *siltstones* de la Formation de Pont-Réan s'inverse de part et d'autre de l'accident situé au Nord du Clos-Boschet; celui-ci a provoqué un mouvement de bascule convergent des deux blocs ainsi séparés. Les accidents longitudinaux sont localisés à la bordure sud de l'unité; le plus important d'entre eux met en contact les formations silteuses de Traveusot (o3-4) et de Riadan (o5b-6) en supprimant presque totalement la Formation du Châtellier (o5a) entre la Métairie-Neuve et la Marche. Plus au Sud, un autre accident supprime partiellement la Formation du Grès armoricain à l'Ouest de la butte du Vieux-Bourg. Le synclinal de Malestroit n'est jamais complet, son flanc sud étant toujours supprimé par la faille Malestroit—Angers. On peut schématiquement opposer deux domaines situés de part et d'autre de la faille subméridienne de Saint-Congard. A l'Est, la structure, bien que perturbée en son centre par la faille de Saint-Marcel, est relativement simple, les formations se succédant régulièrement du Nord au Sud. Les plans de stratification sont peu pentés et même horizontaux à proximité de la Vieille-Forêt; à l'Est de la Noë-Cado, apparaît une ondulation synclinale secondaire. La schistosité de flux subverticale et statistiquement orientée N 90°-100° E est très bien exprimée dans la Formation de Traveusot (o3-4) et dans la Formation de Bois-Neuf (s1b-3). Dans la Formation de Pont-Réan (k-o1), elle s'est souvent adaptée à la masse gréseuse de la Formation du Grès armoricain (o2) ce qui explique son faible pendage vers le Sud. A l'Ouest de la faille de Saint-Congard, la faille directionnelle de Saint-Marcel sépare très nettement le flanc nord du synclinal où les formations sont très redressées voire verticalisées et la partie centrale dans laquelle les grès siluriens dessinent un anticlinal parfois dissymétrique et légèrement déversé vers le Nord. A l'Ouest de Saint-Marcel, cet anticlinal s'élargit; son flanc nord est supprimé par la faille de Saint-Marcel

qui ne laisse subsister qu'une seule barre gréseuse au Sud de Sérent. A partir de cette localité, les accidents cisailants commencent à découper les formations en « lanières », le phénomène s'amplifiant vers Plumelec et Saint-Jean-Brévelay (feuille Elven).

Le plus important de ces accidents correspond à la *faille Malestroit—Angers*; cette grande discontinuité structurale qui va de la pointe du Raz (Finistère) à Angers est en réalité un faisceau de failles subdirectionnelles tardi-varisques difficiles à mettre en évidence. Néanmoins, la plus marquée et sans doute la plus importante met en contact anormal le Silurien du synclinal de Malestroit avec le Llanvirn—Llandeilo du synclinal de Rochefort-en-Terre. Elle est bien observable dans la carrière Gandouin (Sud-Ouest de Malestroit) où la zone bréchifiée et minéralisée atteint quelques mètres d'épaisseur; plus à l'Ouest, elle est soulignée par le filon de quartz du Haut-Brouais. Par ailleurs, cet accident majeur est peu identifiable. Cependant, à l'Est de la faille subméridienne de Malestroit, il se marque dans la topographie par la succession de vallées longitudinales (Penhoët, Fendrement, Trélan, Bois-Neuf,...). Au point de vue dynamique, il semble que le compartiment sud ait été nettement soulevé par rapport au compartiment nord; l'existence d'une composante horizontale se traduit dans le développement de plis dont les axes plongent fortement à l'Ouest. Comme dans le synclinal de Réminiac, les fractures transverses, postérieures aux accidents longitudinaux, sont extrêmement nombreuses. Pour les plus importantes (Malestroit, Saint-Congard,...), le rejet peut dépasser le kilomètre et est dextre.

La structure du synclinal de Rochefort-en-Terre n'apparaît vraiment bien qu'à proximité de Rochefort-en-Terre là où elle n'est pas oblitérée par le granite de Questembert. La schistosité de flux y est très développée et masque la stratification. La cartographie révèle cependant la présence de replis anticlinaux et synclinaux, les schistes ardoisiers du Membre du Gueuzon (o3-4) constituant une deuxième bande, parallèle à la première et qui s'enneige sous les sédiments du Membre de Liverzel (o5a) à l'Ouest de Saint-Roch.

MÉTAMORPHISME

Comme il existe une discontinuité structurale importante entre le Protérozoïque supérieur et le Paléozoïque, il existe, dans les régions sud de Rennes, une discontinuité majeure dans la cristallinité des micas dioctaédriques néoformés entre les formations briovériennes et les formations paléozoïques (Formation de Traveusot en particulier) (Cl. Le Corre, 1975). Dans l'ensemble, le Briovérien présente des indices qui le situent dans le domaine de l'épizone, la paragenèse à quartz + chlorite + illite ou phengite étant constante, tandis que, dans les formations paléozoïques, les indices se répartissent depuis la zone de diagenèse profonde à celle de l'épizone. On observe cependant un net gradient nord—sud, les indices du Paléozoïque finissant par rattraper ceux du Briovérien. Cette discontinuité peut s'interpréter comme la preuve d'une discordance de métamorphisme entre les deux systèmes (Cl. Le Corre, 1975) mais également par la différence de profondeur dans la série et non par une évolution antérieure du Briovérien (conséquence de l'orogénèse cadomienne ?) (Cl. Le Corre, 1978).

Dans l'ensemble du territoire couvert par la feuille Malestroit, le contexte métamorphique est épizonal, la discontinuité entre Briovérien et Paléozoïque étant presque totalement estompée. Le minéral index le plus représentatif du domaine est le chloritoïde qui existe dans la plupart des formations silteuses paléozoïques affleurant sur la feuille sauf dans la presque totalité du synclinal de Réminiac (*cf.* schéma structural). Grâce à ce minéral, on retrouve un gradient de métamorphisme grossièrement orienté nord—sud. L'apparition du

chloritoïde est probablement liée à un métamorphisme régional de basse pression en relation avec les granitisations syntectoniques accompagnant les plissements varisques (Cl. Le Corre, 1978).

L'autre minéral index intéressant est l'andalousite dont l'apparition est liée à la proximité des masses granitoides affleurantes. Celle-ci est particulièrement abondante dans la Formation de Rochefort-en-Terre autour du granite de Questembert et plus discrète dans les sédiments briovériens autour du granite de Lizio—la Ville-Der. Certaines « taches » observées dans la Formation de Pont-Réan et interprétées comme d'anciens porphyroblastes d'andalousite (Saint-Jugon) témoignent de la proximité de masses granitiques non affleurantes. Enfin, dans certaines localités, en fonction de la composition chimique des sédiments apparaissent des minéraux particuliers : staurotide et grenat dans la Formation de Rochefort-en-Terre, grenat et biotite dans la Formation de l'Eclys.

RELATIONS ENTRE MÉTAMORPHISME ET DÉFORMATION

Les relations entre métamorphisme et déformation ne peuvent être envisagées qu'à l'échelle des microstructures et par rapport à un repère chronologique fixe bien que non instantané : la schistosité régionale relayée éventuellement par une crénulation tardive.

Les minéraux anté-schisteux néoformés sont très rares sauf autour du granite cambro-silurien des landes de Lanvaux où se sont développés des cristaux de muscovite, chlorite et cordiérite dans le Groupe de Bains-sur-Oust (b-o2). A proximité du batholite de Questembert, il s'agit essentiellement du grenat, de la chlorite et de la biotite. Certains cristaux de chloritoïde dans la Formation de Traveusot (o3-4) (synclinaux de Malestroit et de Rochefort-en-Terre) ou d'andalousite dans la Formation de Rochefort-en-Terre (o3-5a) peuvent sembler franchement anté-schisteux mais le plus grand nombre d'entre eux doit être considéré comme synschisteux.

Les minéraux synschisteux : en ce qui concerne le chloritoïde, les germes cristallins ont pu apparaître un peu avant, pendant et après le paroxysme synschisteux. Les cristaux les plus précoces sont nettement contournés par la schistosité tandis que les cristaux les plus tardifs fossilisent les stades initiaux de la schistosité et sont peu contournés par celle-ci. Dans les formations ordoviciennes, le chloritoïde est donc un minéral synschisteux mais son apparition a été assez étalée dans le temps. Les conclusions sont identiques pour l'andalousite dont le développement est lié à la proximité des leucogranites de Questembert et de Lizio—la Ville-Der. Dans les faciès alumineux de la Formation de Rochefort-en-Terre se développent des « andalousites précoces ». A côté des micas, chlorites et chloritoïdes synschisteux, les cristaux d'andalousite fossilisent généralement une schistosité interne mais sont également contournés par la schistosité de flux. La staurotide synschisteuse accompagne souvent l'andalousite. Autour du granite de Lizio—la Ville-Der, l'andalousite est nettement synschisteuse.

Les minéraux post-schisteux apparus en régime statique sont nettement en relation avec la mise en place des leucogranites. Il s'agit essentiellement de « taches » de chloritoïde 2, d'andalousite 2 mais aussi de micas blancs et de biotite. Les « taches » post-schisteuses sont particulièrement bien exposées dans la Formation de Pont-Réan à l'Ouest de la chapelle Saint-Jugon et entre Malestroit et Sérent où elles sont en relation avec une intrusion profonde et à l'extrémité occidentale du synclinal de Réminiac (Ouest de Monterrein) dans le domaine le plus proche du granite de Lizio—la Ville-Der. Ces « taches » apparaissent comme à l'emporte-pièce sur la schistosité qui est fossilisée sans

perturbation. Elles sont accompagnées de chloritoïde 2 qui fossilise également la schistosité de flux et qui leur est légèrement postérieur. Enfin, la crénulation tardive, particulièrement sensible autour du granite de Lizio—la Ville-Der, se forme après l'apparition des « taches » et du chloritoïde 2. On n'observe le chloritoïde 2 que dans la zone à chloritoïde 1, plus particulièrement dans la Formation de Bois-Neuf (s1b-3), les porphyroblastes étant plus nombreux que pour le chloritoïde synschisteux et souvent groupés en rosettes. Dans le synclinal de Rochefort-en-Terre, la crénulation est plus ou moins contemporaine du chloritoïde 2 mais certains cristaux peuvent encore apparaître après elle. L'andalousite 2 ne s'observe qu'à proximité du granite de Questembert dans la zone de présence de l'andalousite 1.

Ainsi, les « taches », le chloritoïde 2, l'andalousite 2 et la biotite sont les manifestations tardives du métamorphisme lié à la mise en place des leucogranites et correspondent au « métamorphisme de contact » au sens strict. La crénulation de la schistosité est également plus ou moins associée au stade tardif de la montée des granites.

Finalement, les données recueillies dans le cadre de la feuille Malestroit et qui confirment totalement les observations régionales de Cl. Le Corre (1978) conduisent à imaginer un métamorphisme de basse pression lié à la montée syntectonique des leucogranites hercyniens. C'est dans le domaine méridional (unités de Malestroit et de Rochefort-en-Terre) que ces granites sont parvenus le plus haut dans la structure. Il en découle un gradient régional nord—sud mais avec des anomalies locales correspondant à des dômes thermiques plus ponctuels ou lorsque les lobes leucogranitiques remontent très haut vers le Nord (exemple du métamorphisme à chloritoïde très localisé dans l'unité de Réminiac). Ces minéraux de métamorphisme apparaissant à différents moments par rapport au raccourcissement régional traduit par la schistosité illustrent les différents stades de la montée des intrusions granitiques. Cependant, depuis les manifestations les plus précoces jusqu'à la crénulation tardive, tout paraît s'enchaîner sans discontinuité importante.

RESSOURCES DU SOUS-SOL ET EXPLOITATIONS

HYDROGÉOLOGIE

Les principales réserves aquifères dans le périmètre de la feuille Malestroit sont représentées par les formations gréseuses du Paléozoïque inférieur (Formation du Grès armoricain en particulier), les massifs granitiques, dans la mesure où ils sont suffisamment fracturés et arénisés (granite de Lizio—la Ville-Der et granite des landes de Lanvaux dans une moindre mesure), et les formations meubles récentes (sables pliocènes et terrasses alluviales associées aux rivières importantes : Oust, Claie, Arz).

Les captages actuellement exploités, liés à des besoins locaux de faible importance (de l'ordre de $5 \text{ m}^3/\text{h}$ en moyenne) (*) utilisent en grande majorité la nappe superficielle contenue dans le manteau d'altération du substratum rocheux qui est généralement peu épais (moins de 10 mètres); les nappes alluviales drainées par les ruisseaux locaux sont souvent sollicitées. Ce type d'aquifère est vulnérable du fait de son origine très superficielle et de l'archaïsme des ouvrages de captage; il faut enfin souligner qu'il subit des

(*) Les besoins plus importants sont comblés par l'utilisation des eaux de surface (prise au fil de l'eau de la Claie au voisinage de sa confluence avec l'Oust).

variations saisonnières de niveau préjudiciables à une satisfaction rationnelle des besoins immédiats.

Le terme d'aquifère doit être réservé (en dehors du cas des nappes contenues dans un manteau d'altération suffisamment perméable et dimensionné pour assurer un appauvrissement stabilisé sur le plan de la qualité et de la quantité) à la nappe de fissure contenue dans le réseau de fracturation du substratum rocheux. L'exploration et *a fortiori* l'exploitation de ce domaine ne font que commencer; il est à craindre que les contraintes techniques minimales (technologie et non bricolage de forage, suivi hydrogéologique suffisant) ne puissent être actuellement assurées dans la plupart des cas.

RESSOURCES MINÉRALES ET CARRIÈRES

Gîtes métallifères

Le territoire de la feuille Malestroit est occupé dans l'angle nord-ouest par une petite partie du massif granitique de Lizio—la Ville-Der. Celui-ci présente une minéralisation stanno-wolframifère péribatholitique. La plus forte manifestation de cette minéralisation se trouve sur le territoire de la feuille Malestroit au gîte de la Ville-Der. A proximité, le gîte de la Brousse présente en plus de l'étain une minéralisation plombifère. De nombreuses occurrences stannifères primaires ont été relevées sur le pourtour du granite et les alluvions en provenant renferment parfois des concentrations qui ont été exploitées.

Dans le secteur sud-est de la feuille, le fer a fait l'objet de petits grattages anciens et des recherches récentes sur ces chapeaux de fer ont révélé la présence de Pb, Zn, Cu, Ag (Vaulaurent, la Ville-Macé).

Minéralisations filoniennes

● **La Ville-Der** (1-4001). La cassitérite était probablement connue dans cette région dès l'époque du Bronze; elle fut redécouverte en 1834. Après quelques travaux de surface en 1836 six compagnies se succédèrent de 1846 à 1909, année de la fermeture définitive, pour étudier le gisement et tenter de l'exploiter. Les travaux souterrains comptent 15 puits totalisant 700 m (profondeur maximale atteinte : 256 m) et 3 000 m de galeries. La production totale fut de 120 t de minerai bon à fondre. L'essentiel de cette production provient de l'exploitation à ciel ouvert (100 t). Les traçages des 1^{er} et 2^e niveaux ont fourni 10 t et le traçage du 3^e niveau (— 113 m) également 10 t. Les teneurs seraient variées : entre 0,5 et 0,11 % Sn à ciel ouvert et 0,2 % en filon. Réserves : le faisceau filonien principal constitue un bloc minéralisé massif estimé à 9 000 000 t mais de teneur inconnue. Le filon 1, le mieux connu, semble présenter une teneur de 8 kg/m² SnO₂.

Le massif granitique de Lizio—la Ville-Der représente le dernier affleurement oriental de la traînée de massifs en lobes qui s'étendent à la bordure externe du grand linéament Pointe-du-Raz—Angers. Ce massif forme à la Ville-Der une apophyse pénétrant vers l'Est dans les schistes briovériens. Le faisceau filonien de la Ville-Der, dirigé N—S, traverse cette apophyse. Il comprend 3 filons principaux parallèles inclinés à 80-85° vers l'Ouest et un grand nombre de filons et filonnets intermédiaires (largeur du faisceau 40 m). Le filon 1, large de 2 à 3 m, affleure sur 600 m et est le mieux connu. Le filon 2, 24 m à l'Ouest, est puissant de 0,80 m et connu sur 400 mètres. Le filon 3, 14 m à l'Est de 1, mesure 1 m de puissance. Il longe le contact granite—schistes sur 200 mètres. Il existe des filons plus petits, digités et anastomosés entre ces trois filons. En dehors de ce faisceau, le filon 4 (ou filon Plinet) passe à 80 m à l'Ouest du

filon 2; le filon 5 (ou filon Josse) est encaissé dans les schistes; les filons 6 et 7 ont été signalés par Durocher en 1847 et le filon 8 est désigné sous le nom de filon de la Fonderie.

Les filons semblent d'autant plus minéralisés qu'ils sont plus proches du contact avec les schistes. Le granite encaissant les filons n'est pas greisenisé mais a subi une albitisation. Les schistes encaissants sont tourmalinisés.

Le remplissage filonien est essentiellement quartzeux. La muscovite est abondante aux épontes. L'apatite localement abondante est moulée par la cassitérite et le béryl. Cassitérite en amas aux épontes ou en cristaux isolés dans le quartz (inclusions de rutile et de columbo-tantalite). Un peu de stannite en section polie. Mispickel, pyrite, blende noire ferrifère présents. Béryl signalé dans le granite à mispickel et dans les cavités du quartz filonien.

● **La Brousse** (1-4002). Le filon de la Brousse a fait l'objet de recherches par travaux miniers en 1886 : puits de 25 m, 100 m de galeries à — 15 m et 13 m au niveau — 25 m.

Ce filon d'orientation méridienne présente une minéralisation stannifère à l'affleurement; celle-ci disparaît à 25 m de profondeur. A ce niveau on a trouvé un peu de césurite et de pyromorphite dans une lentille de quartz ce qui n'a pas été remarqué ailleurs dans le district stannifère de la Ville-Der.

Certains filons de la région de Tromeur contiennent de la hübnérite.

● **Placer**. Un peu de cassitérite a été tirée des flats situés au Nord-Ouest de Sérent et du Roc-Saint-André.

Minéralisations ferrifères sédimentaires

Le fer, à l'état diffus dans de nombreuses formations, constitue des niveaux plus importants au sommet de la Formation du Grès armoricain (synclinal de Réminiac). Le minerai des formations de Bois-Neuf (s1b-3) et de la Ville-Chauve (s4) dans le synclinal de Malestroit a été exploité entre les villages de la Ville-Basse et de la Ville-Macé (8-4001) au Nord des Fougerêts où, selon L. Puzenat (1939), il formait des lentilles allongées d'une épaisseur de 2 m constituées d'hématite; à proximité de l'Abbaye, de Launay-Grippon, des excavations jalonnent d'anciens gisements dont le minerai servait à alimenter les forges de Trédion au Nord d'Elven (Morbihan). La Formation de Rochefort-en-Terre présente des niveaux très riches en chlorite et ferrifères (ardoisières de Rochefort-en-Terre).

● **Vaulaurent** (0-4001) - Sur le territoire de la commune de Saint-Martin, dans la forêt de Saint-Congard, il y a de part et d'autre du ruisseau qui alimente l'étang de Vaulaurent une série de fouilles pour fer datant de 1860. Ces recherches ont permis de constater que le minerai devenait pyriteux à 4,50 m de profondeur. Des sondages récents ont relevé des teneurs faibles en Pb, Zn, Cu, Ag.

Roches

sab. Sable. La principale formation sableuse est représentée par les Sables rouges pliocènes (pS). Ce matériau fin, relativement facile à exploiter et parfois épais, n'est pas très répandu et ne fait l'objet d'aucune exploitation importante. Les principales carrières (la Hye, le Vaugace) ne servent qu'à un usage local.

sgr, grv. Sables et graviers, graviers. La grande extension des alluvions anciennes de l'Oust (Fv à Fy) a permis l'implantation de très nombreuses gravières dans lesquelles était exploitée la fraction grossière de ces sédiments

(Pouho, le val d'Oust, la Grande-Ville, la Caboche, Saint-Laurent, Rieux, Saint-Martin-sur-Oust,...). Aujourd'hui, la plupart d'entre elles ne sont plus en activité et servent soit de plan d'eau, soit de site de décharge. La seule exploitation artisanale encore en activité se situe à la Petite-Haie. Les graviers sont recueillis par dragage ou à la pelle mécanique; la fraction moyenne est utilisée dans la fabrication du béton tandis que la fraction la plus grossière est employée pour l'empierrement. La fraction sableuse de ces alluvions a parfois été extraite là où elle présentait une épaisseur suffisante (Nord de Bignac, Saint-Martin-sur-Oust).

grs, grn, sch. Grès, granite, schiste pour moellons, granulats et matériaux d'empierrement. Actuellement, seuls les grès des formations du Grès armoricain (o2) et de Gandouin (s1a) dans le synclinal de Malestroit sont activement exploités dans les trois principales carrières de la région. A Roga, au Nord de Saint-Congard, le matériau est de qualité moyenne mais l'exploitation est mal aisée en raison de la tectonique (nombreuses fractures et zones cataclasées); le grès est concassé et transformé en granulats. A Boisel et au Pont-des-Noës, l'épaisseur très réduite de la formation gréseuse (50 m environ) limite l'extension des carrières, l'exploitation devant être conduite par paliers successifs; en outre, les nombreux décrochements subméridiens ne facilitent pas la recherche de cette bande gréseuse en surface. La roche est homogène et le débit facile; elle est concassée et utilisée comme granulats pour l'empierrement des voies de communication. Dans le synclinal de Réminiac, la Formation du Grès armoricain (o2) est exploitée dans les carrières de Bécihan.

Toutes les anciennes carrières ou simples excavations qui jalonnent les différentes formations gréseuses de la feuille servaient à l'extraction de moellons qui interviennent dans la construction de nombreuses habitations. Cependant, la pierre la plus recherchée comme moellons est le granite. Le granite de Lizio—la Ville-Der (γ1-2) a été exploité à l'Est de Magois et à Plinet; l'exploitation de Sainte-Catherine fournit encore des moellons de bonne qualité. Le granite des landes de Lanvaux (γ1) bien que de médiocre qualité et peu homogène a cependant été largement utilisé (carrières du Mont-Hersé, du Pont-d'Oust, Molac,...).

Dans les pays de schistes, ce sont surtout les schistes du Membre de Montfort (k-o1 M) qui ont fourni des moellons pour la construction des hameaux aussi bien dans le synclinal de Malestroit que dans le synclinal de Réminiac. Par ailleurs les schistes (k-o1 M, o3-4, s1b-3...) servent à l'empierrement des chemins.

grn. Granite pour pierre de taille. Le granite fournit une pierre de taille recherchée. Le granite de Lizio—la Ville-Der, exploité dans la carrière de Sainte-Catherine, sert surtout à la confection de revêtements de cheminées. Le granite des landes de Lanvaux n'est plus exploité comme pierre de taille que dans la carrière des Touches au Nord-Ouest de Peillac.

ard. Ardoises et dalles rustiques. Dès le 13ème siècle, mais surtout au 19ème et début du 20ème, les schistes paléozoïques des formations de Traveusot (o3-4) et de Rochefort-en-Terre (o3-5a) ont été exploités comme ardoises dans des carrières à ciel ouvert implantées dans la région de Sérent (ardoisières des landes du Pinieux) et au Nord de Rochefort-en-Terre (ardoisières de Pont-au-Roux, la Croix-aux-Chênes, Guenfol,...). A Rochefort-en-Terre, elles ont fourni plusieurs millions d'ardoises de bonne qualité, réputées dans tout le Morbihan. Actuellement, ces ardoisières ont cessé toute activité mais un choix judicieux, en fonction du contexte structural, pourrait permettre l'implantation d'exploitations artisanales.

Dans la partie orientale de la feuille, les schistes de la Formation de Rochefort-en-Terre, de la Formation de Pont-Réan et dans une moindre mesure ceux de la Formation de Traveusot, se débitent en grandes dalles. Les habitants du bocage entre Saint-Nicolas-du-Tertre, les Fougerêts et la Gacilly les utilisent depuis longtemps pour clôturer leurs champs ou confectionner des enclos dans les cours de ferme; ce sont les célèbres « palis » du pays redonnais.

DOCUMENTATION COMPLÉMENTAIRE

ITINÉRAIRES GÉOLOGIQUES

Le lecteur trouvera deux itinéraires indiquant quelques localités géologiques de la feuille dans le fascicule **Bretagne** des *Guides géologiques régionaux* édité chez Masson et Cie, Paris (*itinéraire 11* : pays de Rennes et synclinaux paléozoïques du Sud de Rennes; *itinéraire 12* : le pays de Redon).

DOCUMENTS ET COLLECTIONS CONSULTABLES

Les documents cartographiques manuscrits (fiches d'affleurements, répertoire des carrières,...), les échantillons pétrographiques et les lames minces correspondantes sont conservés dans les locaux de l'Institut de géologie de Rennes. La faune récoltée lors des levés de la feuille est déposée dans les collections de ce même institut (université de Rennes-Beaulieu).

La Banque des données du sous-sol du B.R.G.M. détient l'inventaire des sondages et autres travaux souterrains exécutés dans le périmètre de la feuille et archive régulièrement les nouveaux travaux. Les documents peuvent être consultés soit au S.G.R. Pays de la Loire, rue Henri-Picherit, 44000 Nantes, soit au B.R.G.M., 191 rue de Vaugirard, 75015 Paris.

LISTE BIBLIOGRAPHIQUE

- BABIN Cl. (1958) - Contribution à l'étude de l'axe du synclinal de Saint-Julien-de-Vouvantes entre Renac (Ille-et-Vilaine) et Pierric (Loire-Atlantique). D.E.S., Rennes, 56 p.
- BABIN Cl. et al. (1974) - The Ordovician of the Armorican Massif, in the Ordovician System, ed. M.-G. Basset, Proc. Paleont. Assoc. Symp. Birmingham, 1976, London.
- BARROIS Ch. (1884) - Sur le chloritoïde du Morbihan. *Bull. Soc. fr. Minéral.*, t. VII, p. 37-43, Paris.
- BARROIS Ch. (1889) - Légende de la feuille de Redon (en collaboration avec M. BOCHET). *Ann. Soc. géol. Nord.*, t. XVII, p. 16-28, Lille.
- BARROIS Ch. (1890) - Légende de la feuille de Vannes. *Ann. Soc. géol. Nord.*, t. XVII, p. 210-226, Lille.
- BARROIS Ch. (1933) - Légende de la feuille de Redon (2ème éd., en collaboration avec P. PRUVOST). *Ann. Soc. géol. Nord.*, t. LVIII, p. 155-174, Lille.

- BAUDUT (1887) - Les mines d'étain de la Ville-Der. *Bull. Soc. Ind. min.*, 3e s., t. 1.
- BERTHÉ D. et al. (1977) - Données nouvelles sur l'origine du « complexe des Schistes et Arkoses de Bains » (Cambro-Arenig? de Bretagne centrale). Réunion ann. Sci. Terre, Rennes, p. 66.
- BOLELLI E. (1951) - Contribution à l'étude tectonique de la région synclinale au Sud de Rennes. Contact Briovérien - Cambrien. *Mém. Soc. géol. minéral. Bretagne*, t. IX, 68 p., Rennes.
- BOYER Cl. (1966) - Etude des kératophyres de la région de Redon (Paléozoïque inférieur du Massif armoricain). *Bull. Soc. géol. Fr.*, (7), t. VIII, p. 288-297, Paris.
- BOYER-GUILHAUMAUD Cl. (1974) - Volcanismes acides paléozoïques dans le Massif armoricain. Thèse, Orsay, 384 p.
- CHAROY B. (1971) - Différenciations pétrographiques et géochimiques dans les granites à deux micas du massif de Questembert (Morbihan). *Sc. Terre*, t. XVI, n° 1, p. 5-44, Nancy.
- CHAURIS L. (1965) - Les minéralisations pneumatolytiques du Massif armoricain. *Mém. B.R.G.M.*, n° 31, 218 p., Paris.
- CHAURIS L. et GUIGUES J. (1969) - Gîtes minéraux de la France. Volume 1 : Massif armoricain. *Mém. B.R.G.M.*, n° 74, 96 p., 8 cartes h.-t., Paris.
- CHAUVEL J.-J. (1960) - Sur l'anticlinal de Lanvaux et ses enveloppes sédimentaires entre Peillac et Bains-sur-Oust (Bretagne méridionale). *C.R. somm. Soc. géol. Fr.*, f. 1, p. 12, Paris.
- CHAUVEL J.-J. et PHILIPPOT A. (1961) - Sur la discordance de la base du Paléozoïque dans la région de Rennes (I.-et-V.-). *Bull. Soc. géol. minéral. Bretagne*, 1, (1960), p. 1-7, Rennes.
- COGNÉ J. (1951) - Sur le complexe cristallin de la partie occidentale des Landes de Lanvaux en Armorique méridionale et sur l'âge du granite de Lanvaux. *C.R. Acad. Sci.*, t. 233, p. 1375-1377, Paris.
- COGNÉ J. (1957) - Schistes cristallins et granites en Bretagne méridionale : le domaine de l'anticlinal de Cornouaille. *Mém. Serv. Carte géol. Fr.*, 1960, 382 p., Paris.
- COGNÉ J. (1962) - Le Briovérien. Esquisse des caractères stratigraphiques, métamorphiques, structuraux et paléogéographiques de l'Antécambrien récent dans le Massif armoricain. *Bull. Soc. géol. Fr.*, (7), t. 4, p. 413-430, Paris.
- COGNÉ J. et VIDAL Ph. (1972) - Résultats géochronologiques récents en Bretagne méridionale : signification géodynamique de l'axe structural de Moëlan-Lanvaux au cours de l'Ordovicien et du Silurien et problèmes nouveaux. *C.R. somm. Soc. géol. Fr.*, f. 3, p. 117-119, Paris.

- DARBOUX J.-R. (1974) - Le Briovérien de la baie de Douarnenez (Massif armoricain). Etude pétrographique et structurale. Thèse 3ème cycle, Rennes, 170 p.
- DAUBRÉE A. (1841) - Mémoire sur le gisement, la constitution, l'origine des amas de minerai d'étain. *Annales des Mines*, 3e s., t. 20, p. 65-97.
- DEMAYA. (1951) - Sur le métamorphisme régional du Paléozoïque dans l'anticlinal de Lanvaux, en Armorique méridionale et sur l'âge du granite de Lanvaux. *C.R. Acad. Sci.*, t. 233, p. 1636-1638, Paris.
- DURAND S. (1960) - Le Tertiaire de Bretagne. Etude stratigraphique sédimentologique et tectonique. *Mém. Soc. géol. minéral. Bretagne*, 12, 389 p., Rennes.
- ESTÉOULE-CHOUX J. (1967) - Contribution à l'étude des argiles du Massif armoricain. Argiles des altérations et argiles des bassins sédimentaires tertiaires. Thèse, 319 p., Rennes.
- FAURE-MURET A. (1944) - L'anticlinal de Lanvaux (Bretagne méridionale). *Bull. Soc. géol. Fr.*, (5), t. XIV, p. 279-306, Paris.
- GOURDEN R. (1958) - Etude géologique du synclinal de Saint-Julien-de-Vouvantes au Nord de Redon entre les vallées du Canut à l'Est et de l'Oust à l'Ouest. D.E.S., Rennes, 30 p.
- GUILCHER A. (1948) - Le relief de la Bretagne méridionale de la baie de Douarnenez à la Vilaine. Thèse, La Roche-sur-Yon, H. Potier imprimeur.
- HERROUIN Y., LE CORRE Cl. et LIMASSET J.-Cl. (1970) - Ardoisière du Morbihan. Rapport B.R.G.M., 70 SGN 250 BPL (Orléans).
- JEDWAB J. (1955) - Caractérisation spectrochimique des granites. I : granite à 2 micas de Guéhenno et de la Ville-Der (Morbihan). *Bull. Soc. belge Géol.*, 64, p. 526-534, Bruxelles.
- JONIN M. et VIDAL Ph. (1975) - Etudes géochronologiques des granitoïdes de la Mancellia, Massif armoricain, France. *Can. J. Earth. Sci.*, 12, p. 920-927.
- KERFORNE F. (1925) - Sur le contact de la nappe de la Vilaine avec son substratum. *C.R. Acad. Sci.*, t. 180, p. 1279-1281, Paris.
- KLEIN Cl. (1959) - Le poudingue de base de la série pourprée dans la région de la Gacilly (Morbihan). *C.R. somm. Soc. géol. France*, p. 178-180, Paris.
- LACROIX A. (1901) - Minéralogie de la France. T. III, p. 221.
- LACVIVIER M. de (1881) - Note sur les terrains primaires du Morbihan. *Bull. Soc. géol. Fr.*, (3), t. IX, p. 503-508, Paris.
- LE CORRE Cl. (1969) - Contribution à l'étude géologique des synclinaux du Sud de Rennes (Massif armoricain). Thèse 3ème cycle, Orsay, 116 p.

- LE CORRE Cl. (1975) - Analyse comparée de la cristallinité des micas dans le Briovérien et le Paléozoïque centre-armoricain : zonéographie et structure d'un domaine épizonal. *Bull. Soc. géol. Fr.*, (7), t. XVII, p. 547-553, Paris.
- LE CORRE Cl. (1977) - Le Briovérien de Bretagne centrale : essai de synthèse lithologique et structurale. *Bull. B.R.G.M.*, I, 3, p. 219-254, Paris.
- LE CORRE Cl. (1978) - Le segment hercynien de Bretagne centrale. Essai d'approche quantitative des processus synschisteux. L'exemple du segment hercynien de Bretagne centrale. Thèse, Rennes, 381 p.
- LEUTWEIN F. et *al.* (1969) - Etudes géochronologiques et géotectoniques dans le Nord-Finistère (Massif armoricain). *Sci. Terre*, t. XIV, n° 4, p. 329-358, Nancy.
- LODIN (1884) - Note sur la constitution des gîtes stannifères de la Ville-Der. *Bull. Soc. géol. Fr.*, 3e s., t. 12, p. 645-666.
- MARSILLE L. (1910) - Note sur la faune silurienne des environs de Malestroit (Morbihan). *Bull. Soc. polym. Morbihan*, p. 20-40, Vannes.
- MAZÈRES R. (1930) - Note sur la bande silurienne de Réminiac (Morbihan). *Bull. Soc. géol. minéral. Bretagne*, nouvelle série, t. I, p. 167-172, Rennes.
- MAZÈRES R. (1930) - La bande silurienne de Malestroit. *Bull. Soc. géol. minéral. Bretagne*, nouvelle série, t. I, p. 283-295, Rennes.
- PHILIPPOT A. (1950) - Les Graptolites du Massif armoricain. Etude stratigraphique et paléontologique. *Mém. Soc. géol. minéral. Bretagne*, t. VII, 295 p., Rennes.
- PIVETTE B. (1978) - Le synclinorium de Saint-Georges-sur-Loire : sa place dans l'évolution géodynamique de la Bretagne méridionale au Paléozoïque. Thèse 3ème cycle, Rennes.
- PUZENAT L. (1939) - La sidérurgie armoricaine. *Mém. Soc. géol. minéral. Bretagne*, t. IV, 399 p., Rennes.
- QUÉTÉ Y. (1975) - L'évolution géodynamique du Domaine centre-armoricain au Paléozoïque inférieur : l'ellipse de Réminiac. Thèse 3ème cycle, Rennes, 107 p.
- QUÉTÉ Y. et *al.* (1972) - Position stratigraphique des manifestations volcaniques dans la région de Réminiac (Morbihan). *C.R. somm. Soc. géol. Fr.*, p. 141, Paris.
- QUÉTÉ Y. et CHAUVEL J.-J. (1974) - Les manifestations volcaniques de la base du Paléozoïque en Bretagne centrale. Réunion ann. *Sci. Terre*, Nancy, p. 325.
- TRONQUOY R. (1912) - Contribution à l'étude des gisements d'étain. *Bull. Soc. fr. Minéral.*, t. 35, n° 5, p. 238-468, Paris.

VIDAL Ph. (1972) - L'axe granitique de Moëlan-Lanvaux (Sud du Massif armoricain) : mise en évidence par la méthode Rb-Sr de trois épisodes de plutonisme pendant le paléozoïque inférieur. *Bull. Soc. géol. minéral. Bretagne*, C, t. IV, n° 2, p. 75-89, Rennes.

VIDAL Ph. (1973) - Premières données géochronologiques sur les granites hercyniens du Sud du Massif armoricain. *Bull. Soc. géol. Fr.*, (7), t. XV, p. 239-245, Paris.

Cartes géologiques de la France à 1/80 000

Feuille *Vannes* (n° 89) :

1ère édition (1890), par Ch. Barrois

2ème édition (1949), par Ch. Barrois

Feuille *Redon* (n° 90) :

1ère édition (1890), par Ch. Barrois et L. Bochet

2ème édition (1938), par Ch. Barrois et P. Pruvost

3ème édition (1964), édition précédente non modifiée.

Carte géologique du département du Morbihan (1850), par E. Lorieux et E. de Fourcy.

Carte des gîtes minéraux de la France à 1/320 000

Feuille *Nantes* (1961), coordination par F. Permingeat.

Carte des gîtes minéraux de la France à 1/500 000

Feuille *Nantes* (1979) et notice, coordination par J. Méloux.

AUTEURS DE LA NOTICE

La participation des différents collaborateurs à la rédaction de cette notice est définie comme suit :

- Introduction, formations du Protérozoïque supérieur, du Paléozoïque, roches métamorphiques, volcaniques, plutoniques et filoniennes, phénomènes géologiques : J. PLAINE, d'après les travaux de Y. QUÉTÉ pour le synclinal de Réminiac,
- Formations tertiaires et quaternaires : B. HALLÉGOUËT (ingénieur à l'Université de Bretagne occidentale) et J. PLAINE.
- Hydrogéologie : Y. QUÉTÉ (Institut de Géologie de Rennes).
- Ressources minérales et carrières : J. PLAINE (d'après L. CHAURIS et J. GUIGUES, 1969) avec la collaboration de A. BAMBIER, ingénieur géologue au Bureau de recherches géologiques et minières (Banque des données du sous-sol).

ANNEXE. — ANALYSES CHIMIQUES

Analyses chimiques des albitophyres de la Formation de Marsac

	97-24	97-28	97-33	1	2
SiO ₂	64,80	65,40	66,35	65,10	67,13
Al ₂ O ₃	15,78	15,57	16,09	15,67	15,74
Fer total	5,20	5,08	4,56	5,14	5,12
MnO	0,07	0,06	0,07	0,07	0,04
MgO	1,62	1,67	1,61	1,64	1,49
CaO	3,95	2,76	1,05	3,35	0,35
Na ₂ O	3,18	3,32	4,75	3,25	5,23
K ₂ O	1,94	2,29	1,78	2,12	1,09
TiO ₂	0,69	0,42	0,61	0,55	0,36
P ₂ O ₅	—	—	—	—	—
Perte au feu	2,10	2,86	2,46	2,48	3,36
Total	99,33	99,43	99,33	99,37	99,91

97-24 : Sud de Vau Payen } laves à composition chimique

97-28 : le Clos Boschet } de kératophyres

97-33 : Sud-Est de Vau-Payen - lave intermédiaire

1 : moyenne de laves à composition chimique de k ratophyre

2 : moyenne de laves à composition chimique de dacite

Analystes : F. Vidal et J. Cornichet, Institut de géologie de Rennes.

Analyses chimiques du Granite des landes de Lanvaux

(*)	A	R 80	R 103	R 104	R 105	R 101
SiO ₂	73,50	75,90	73,04	75,72	75,25	76,25
Al ₂ O ₃	13,86	12,69	12,78	13,31	13,00	13,37
Fer total	2,04	1,73	3,35	1,58	1,78	0,79
MnO	0,01	0,07	0,09	0,05	0,04	0,02
MgO	0,50	0,15	0,44	0,14	0,14	0,03
CaO	0,75	0,55	0,77	0,19	0,27	0,17
Na ₂ O	2,65	3,40	3,04	3,44	3,35	3,18
K ₂ O	4,52	4,26	3,93	4,55	4,84	5,21
TiO ₂	0,10	0,10	0,22	0,10	0,10	0,10
P ₂ O ₅	0,70	0,22	0,07	0,30	0,62	0,20
Perte au feu	1,00	0,65	1,15	1,11	1,06	0,87
Total	99,63	100,32	98,88	100,39	100,35	100,19

A : Saint-Guyomard. Analyste Lecrecq (*in* Cogné, 1957)

R 80 : 2 km Est du Pleucadeuc. Analyste F. Vidal et J. Cornichet

R 103 : carrière du Mont-Hersé. Analyste F. Vidal (*in* Carpenter et Cocherie, 1979)

R 104 : Molac

R 105 : Saint-Guyomard

R 101 : carrière des Touches

(Nord-Ouest de Peillac)

} Analystes F. Vidal

et J. Cornichet;

Institut de géologie de Rennes

A ; R 80 ; R 103 ; R 104 ; R 105 : granite des landes de Lanvaux II (474 MA)

R 101 : granite des landes de Lanvaux III (433 MA)

(*) Ces références renvoient aux numéros d'échantillons des auteurs.