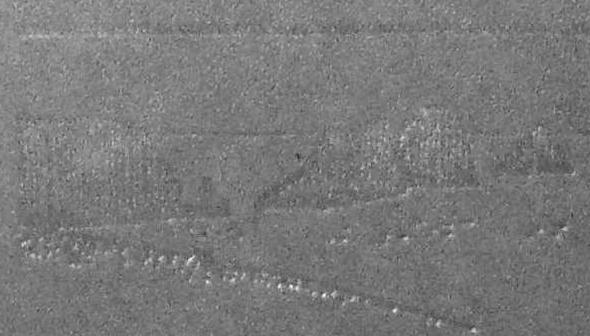


**GUIDES GÉOLOGIQUES  
RÉGIONAUX**

# BRETAGNE



MASSON 

S. DURAND

# **BRETAGNE**

## GUIDES GÉOLOGIQUES RÉGIONAUX

Collection dirigée par  
Charles POMEROL

Professeur à l'Université de Paris

# BRETAGNE

Coordonnatrice

**S. DURAND**

Professeur à l'Université de Rennes

Les itinéraires ont été rédigés par :

C. AUDREN. – B. AUVRAY. – C. BABIN. – M. BARRIÈRE. – S. BLAIS.  
J.-P. BRUN. – P. CAVET. – L. CHAURIS. – J.-J. CHAUVEL.  
J.-R. DARBOUX. – J. ESTÉOULE-CHOUX. – J. HAMEURT.  
P. JEGOZO. – H. LARDEUX. – J. MARCHAND. – M. TH. MORZADÉC.  
P. MORZADÉC. – F. PARIS. – A. PELHATE. – J.-J. PEUCAT.  
J.-P. SAGON.

Avec la collaboration de :

J. GARREAU. – C. LE CORRE. – B. HALLÉGOÛËT. – J. LE MENN.  
J. PLAINE. – Y. PLUSQUELLEC. – P. THONON.

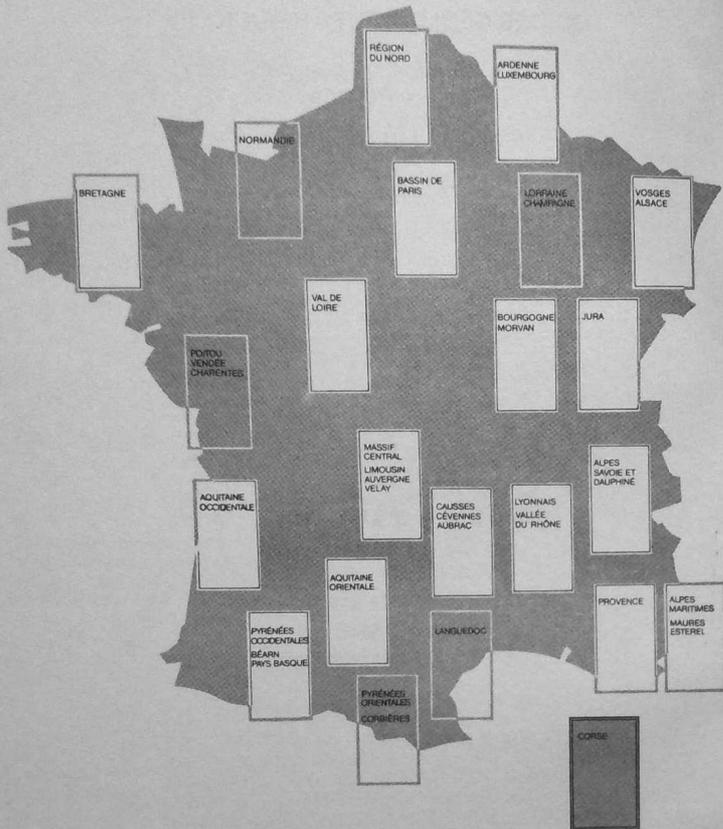
G. BOILLOT. – J. COGNÉ. – S. DURAND. – J.-P. LEFORT,  
ont apporté leur contribution à la rédaction de ce guide.

**SERVICE DE PRESSE**

**MASSON**

Paris New York Barcelone Milan

1977



### Paris

- **Alpes : Savoie et Dauphiné**, par J. Debelmas et collaborateurs.
- **Alpes-Maritimes – Maures – Estérel**, par R. Campredon, M. Boucarut et collaborateurs.
- **Aquitaine Occidentale**, par M. Vigneaux et collaborateurs.
- **Aquitaine Orientale**, par B. Gèze et A. Cavallé.
- **Ardenne – Luxembourg**, par G. Waterlot, A. Beugnies, J. Bintz et collaborateurs.
- **Bassin de Paris : Ile de France, pays de Bray**, par Ch. Pomerol, L. Feugueur (2<sup>e</sup> éd.).
- **Bourgogne – Morvan**, par P. Rat et collaborateurs.
- **Bretagne**, par S. Durand et collaborateurs.
- **Causses – Cévennes – Aubrac**, par G. Rouire et C. Rousset.
- **Jura**, par P. Chauve et collaborateurs.
- **Lyonnais – Vallée du Rhône**, par G. Demarq et collaborateurs.
- **Massif Central : Limousin, Auvergne, Velay**, par J.-M. Peterlongo.
- **Pyrénées Occidentales, Béarn, Pays Basque**, par A. Debourie et R. Deloffre.
- **Provence**, par C. Gouvernet, G. Guieu et C. Rousset.
- **Région du Nord : Flandres, Artois, Boulonnais, Picardie, Bassin de Mons**, par C. Delatre, E. Mériaux, M. Waterlot et collaborateurs.
- **Val de Loire : Anjou, Touraine, Orléanais, Berry**, par G. Alcaydé, R. Brossé, J.-P. Cadet, S. Debrand-Passart, M. Gigout, J. et C. Lorenz, J.-P. Rampnoux, L. Rasplus.
- **Vosges – Alsace**, par J.-P. Von Eller et collaborateurs.
- **L'Est du Canada – Basses terres du Saint-Laurent, Appalaches, Bouclier précambrien** par M.-K. Seguin et A. Cailleux.

### A paraître

- **Corse**, par M. Darand-Delga et collaborateurs.
- **Languedoc, Montagne Noire** par B. Gèze, M. Mattauer et collaborateurs.
- **Lorraine – Champagne**, par J. Hilly et collaborateurs.
- **Normandie**, par F. Doré, P. Juignet, C. Larsonneur, C. Pareyn et M. Rioult.
- **Pyrénées Orientales, Corbières**, par M. Jaffrezou et collaborateurs.
- **Vendée – Poitou – Charentes**, par J. Gabilly et collaborateurs.

Tous les termes spécialisés employés dans les Guides seront définis dans un **dictionnaire de Géologie** par J.F. Raoult et A. Foucault, et les fossiles présentés dans un **Guide des Fossiles de France** par J.C. Fischer, en préparation dans la même collection.

MASSON S.A.  
MASSON Inc.  
TORAY MASSON  
MASSON EDITORI, S.p.A.

120 Bd Saint-Germain, Paris-6<sup>e</sup>  
14 East, 60th Street, New York  
Balma 151, Barcelone 8  
Via Pascoli 55, Milan

## AVANT-PROPOS

La géologie de la Bretagne, province historique, s'inscrit entièrement dans celle du Massif Armoricaïn, promontoire de roches anciennes encadré par les formations mésozoïques de l'Ouest du Bassin de Paris et du Nord du Bassin d'Aquitaine. Le guide géologique de Bretagne s'articule ainsi avec ceux de Normandie, du Val de Loire, et de Poitou-Vendée-Charentes.

Le Massif Armoricaïn, dont les plus anciennes roches datées ont plus de 2.000 millions d'années (l'artien de Guernesey) a été structuré au cours de quatre cycles orogéniques : pentévrien et cadomien pendant l'Antécambrien, calédonien et hercynien pendant le Paléozoïque. Demeuré en bordure des grandes transgressions mésozoïques et cénozoïques, ce socle profondément altéré et pénéplané conserve cependant des témoins des transgressions tertiaires dans des zones subsidentes, limitées mais relativement profondes. La tectonique post-helvétienne a rajeuni les reliefs anciens, influencé fortement le tracé du réseau hydrographique et donné à ce très vieux pays, sa morphologie actuelle.

L'aperçu sur la géologie bretonne serait incomplet sans un regard vers le plateau continental dont l'étude prend un intérêt nouveau, tant scientifique qu'économique. Quelques pages lui ont été réservées dans l'introduction générale.

Les côtes offrent les affleurements les plus étendus pour déchiffrer les structures complexes du socle ancien et retracer son histoire. C'est aussi le long des rivages que se retrouvent le plus aisément les épisodes quaternaires. La plupart des itinéraires sont donc tracés dans le « pays de la mer » : l'Arvor<sup>1</sup>. L'un d'eux, de Brest à Ouessant, offre une vue d'ensemble sur les côtes de la Rade de Brest et de la Pointe de Saint-Mathieu et se poursuit jusqu'aux îles du Ponant. Cependant plusieurs excursions peuvent être proposées qui offrent des observations intéressantes à la faveur du « relief en creux » ciselé par l'enfoncement des vallées dans la pénéplaine du pays intérieur, le « pays des bois », l'Argoat.

Tant pour l'Arvor que pour l'Argoat, le guide ne décrit pas tout, il tente d'offrir un certain nombre d'observations parmi les plus significatives de la géologie bretonne. Une brève bibliographie donne les références de quelques ouvrages généraux, ou plus spécialisés, qui peuvent permettre d'approfondir les multiples questions que ne manqueront pas de poser les observations « sur le terrain ».

Au voyageur sensible aux charmes des paysages, la géologie peut apporter une explication de leur variété, variété qui se retrouve dans l'aspect des villes et villages par l'usage des matériaux locaux. Ceux-ci, loin d'être monotones, passent des granites aux multiples teintes de gris aux granites roses de Ploumanac'h et de l'Aber-Ildut et à la sombre kersantite des calvaires. Même variété dans les grès qui font des environs d'Erquy encore un pays rose et du Cap Fréhel une forteresse aux murailles rouges. Sous un ciel changeant, la Bretagne chante son nom breton : « Breiz » (« Breiz » : bigarré).

Tous droits de traduction, d'adaptation et de reproduction par tous procédés réservés pour tous pays.

La loi du 11 mars 1957 n'autorisant, aux termes des alinéas 2 et 3 de l'article 41, d'une part, que les « copies ou reproductions strictement réservées à l'usage privé du copiste et non destinées à une utilisation collective » et, d'autre part, que les analyses et les courtes citations dans un but d'exemple et d'illustration, « toute représentation ou reproduction intégrale, ou partielle, faite sans le consentement de l'auteur ou de ses ayants-droit ou ayants-cause, est illicite » (alinéa 1<sup>er</sup> de l'article 40).

Cette représentation ou reproduction, par quelque procédé que ce soit, constituerait donc une contre-façon sanctionnée par les articles 425 et suivants du Code pénal.

© Masson, Paris 1977  
I.S.B.N. 2-225-45012-9  
I.S.S.N. 0338-2672

Imprimé en France



1. Et non « Armor », qui signifie « la mer ».

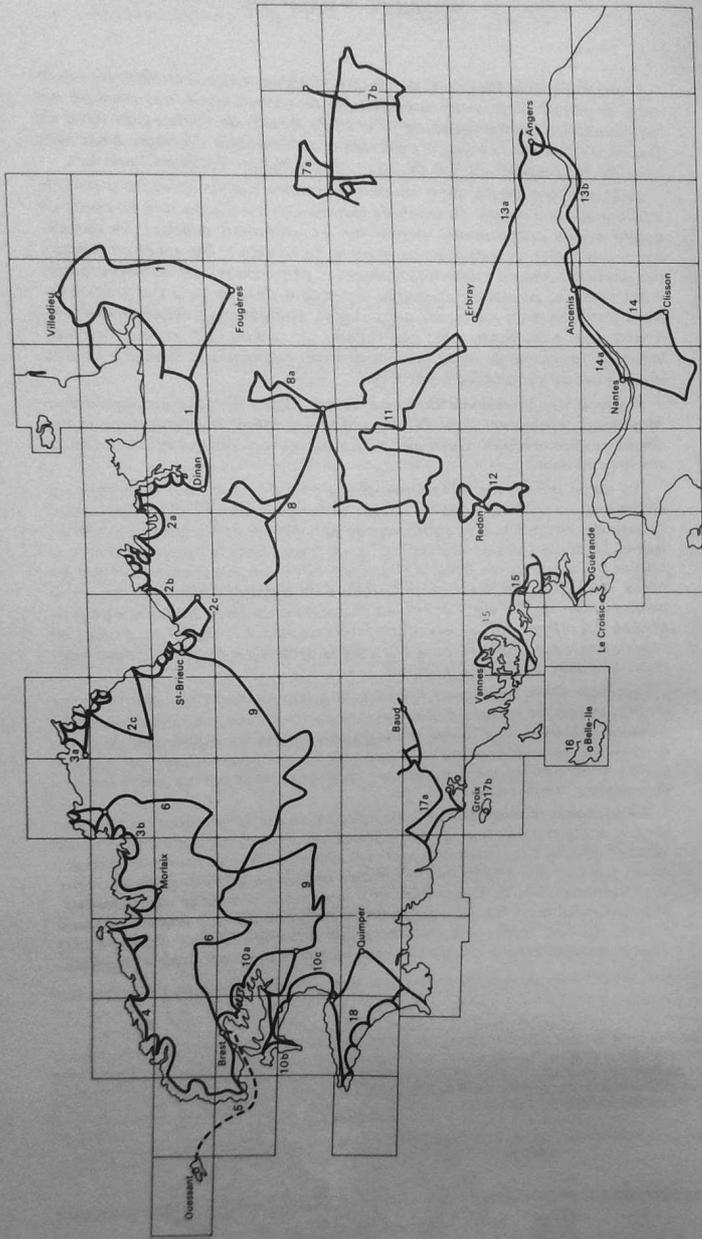


Fig. 1. A. Carte géologique régionale de la Bretagne et de la Normandie.

## PLAN DU GUIDE

Avant-propos ..... 5

### Première partie GÉOLOGIE RÉGIONALE

I. Éléments de la structure et de la morphologie du massif armoricain ..... 9  
 II. Histoire géologique du massif armoricain ..... 11  
 III. La géologie sous-marine autour du massif armoricain ..... 23

### Deuxième partie ITINÉRAIRES

#### I. Le domaine nord-armoricain Mancellia-Domnonée

*Itinéraire* 1 – Le pays de Dol ..... 26  
*Itinéraire* 2 – De la vallée de la Rance à la baie de Saint-Brieuc ..... 30  
*Itinéraire* 3 – Le Trégorrois ..... 36  
*Itinéraire* 4 – Le pays de Léon de Brest à Morlaix ..... 53  
*Itinéraire* 5 – De Brest à l'île d'Ouessant ..... 62  
*Itinéraire* 6 – Monts d'Arrée-Hulgoat, vallée de l'Elorn de Lannion à Brest ..... 68

#### II. Le domaine centre-armoricain. Les synclinoriums de Laval et du Ménez-Bélair

*Itinéraire* 7 – Synclinorium de Laval ..... 77  
*Itinéraire* 8 – Le paléozoïque du synclinorium du Ménez-Bélair et son substratum au Nord de Rennes ..... 86  
*Itinéraire* 9 – Le synclinorium de Châteaulin ..... 97  
*Itinéraire* 10 – De Brest à Douarnenez ..... 111  
*Itinéraire* 11 – Pays de Rennes et synclinaux paléozoïques du Sud de Rennes ..... 138

#### III. Le domaine sud-armoricain

*Itinéraire* 12 – Le pays de Redon ..... 151  
*Itinéraire* 13 – Le paléozoïque du domaine ligérien en Anjou d'Erbray à Angers et à Ancenis ..... 157  
*Itinéraire* 14 – Le pays nantais et la nappe de Champtoceaux ..... 165  
*Itinéraire* 15 – L'estuaire de la Vilaine de Piriac-sur-Mer à la pointe de Pen-Lan ..... 169  
*Itinéraire* 16 – Le pays de Vannes, Golfe du Morbihan et presqu'île de Rhuys, Belle-Ile-en-Mer ..... 172  
*Itinéraire* 17 – Le pays lorientais, l'île de Groix ..... 176  
*Itinéraire* 18 – La Cornouaille ..... 182

Orientation bibliographique ..... 192  
 Planches de fossiles ..... 193  
 Index géologique ..... 206  
 Index géographique ..... 206

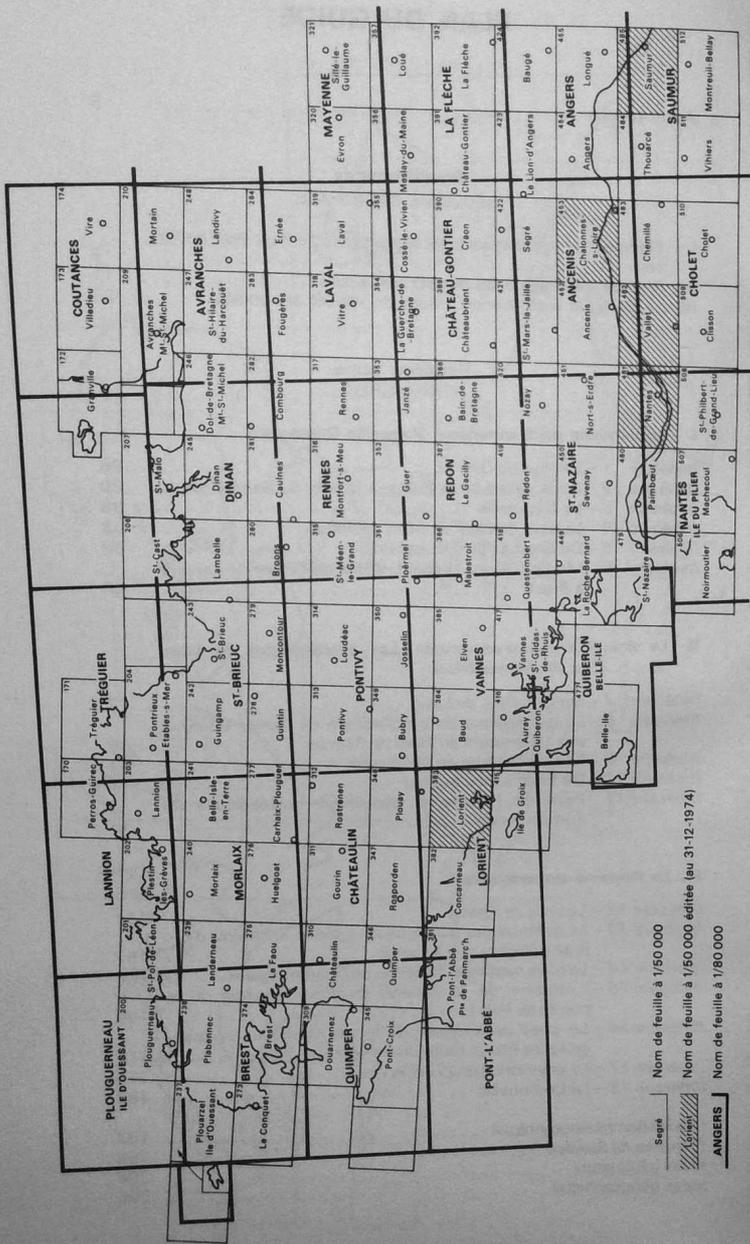


Fig. 1B - Tableau d'assemblage des cartes géologiques.

Le secteur est couvert également par les cartes géologiques à 1/320 000 (feuilles Brest-Lorient, Rennes-Cherbourg et Nantes) et la carte géologique de la France à 1/1 000 000 (feuille Nord). Toutes ces cartes sont éditées par le Bureau de Recherches Géologiques et Minières et sont en vente au B.R.G.M., B.P. 6009, 45018 Orléans Cédex et 17, rue de la Croix-Nivert, 75017 Paris, à l'Institut Géographique National (I.G.N.), 107, rue de La Boétie, aux Éditions Géographiques Générales, 8, rue des Fossés-Saint-Jacques, 75005 Paris et dans les Librairies spécialisées.

## PREMIÈRE PARTIE GÉOLOGIE RÉGIONALE <sup>1</sup>

### I. ÉLÉMENTS DE LA STRUCTURE ET DE LA MORPHOLOGIE DU MASSIF ARMORICAIN

#### Structure

Fragment isolé vers l'Ouest de la « Cordillère de l'Europe moyenne », érigée à la fin des temps primaires, le Massif Armoricain est constitué essentiellement d'un **socle antécambrien**, et d'une **couverture paléozoïque** étagée du Cambrien au Carbonifère.

Héritant ses structures actuelles de la superposition d'au moins trois cycles orogéniques, les deux premiers précambriens, le dernier d'âge hercynien, cet ensemble est en outre profondément atteint, au Nord et au Sud, par des phénomènes métamorphiques puissants et par l'intrusion de nombreux massifs cristallins, principalement granitiques.

Dans son état actuel, le Massif Armoricain apparaît comme une chaîne polygénique, formée de plis hercyniens orientés approximativement Est-Ouest, séparés par des éléments de socle. Ouvert légèrement en éventail vers l'E.-S.-E. dans leur partie orientale, en direction des Vosges et du nord du Massif Central, ces plis se resserrent dans leur partie occidentale où ils amorcent une inflexion vers le S.-W., en direction de la Meseta ibérique. Dans ce complexe, du point de vue structural hercynien, on reconnaît plusieurs domaines (fig. 2).

- **Le domaine domnonéen**<sup>2</sup>, essentiellement nord-armoricain, constitué principalement d'un socle précambrien polymétamorphique et polyorogénique non ou peu réactivé au cours de l'orogénèse hercynienne, sauf dans certaines zones limites entre unités ou blocs rigides;
- **Le domaine mancennien**<sup>3</sup>, en bordure méridionale du précédent, caractérisé par un Précambrien jeune, le Briovérien, plissé lors de l'orogénèse cadomienne et percé de granites antérieurs au dépôt épicontinental des séries primaires, celles-ci incomplètes et modérément affectées par les déformations hercyniennes;
- **Le domaine centre-armoricain**, dans lequel la couverture paléozoïque, tout en conservant un caractère épicontinental ou néritique au-dessus du socle cadomien, a été soumise à des déformations hercyniennes et des intrusions granitiques d'importance croissante vers le S.-W. et vers l'Ouest;
- **Les complexes sud-armoricains**, région d'évolution précambrienne et paléozoïque caractérisée à la fois par la monotonie et sans doute l'épaisseur plus grande des sédiments et la succession depuis la fin des temps précambriens jusqu'à la fin des temps hercyniens d'épisodes métamorphiques et de palingénèses granitiques liés à une histoire polyorogénique. Cet ensemble se subdivise en deux grands domaines séparés obliquement par une puissante zone de cisaillement;
- **Le domaine ligérien**<sup>4</sup> vers l'Est dans lequel le socle métamorphique et la couverture primaire sont encore bien identifiables l'un vis-à-vis de l'autre;

1. L'essentiel de ce chapitre a été rédigé par J. COGNÉ, S. DURAND et J. ESTÉOULE-CHOUX in « Le Massif Armoricain », *Géologie de la France*, par J. DEBELMAS, Doin éditeur, Paris 1974.

2. De la Domnonée, région septentrionale d'Armorique s'étendant du pays de Dol - Saint-Malo à celui du Léon (Nord-Finistère).

3. Du pays manceau, région du Maine, en bordure est et sud de la Bretagne et de la Normandie.

4. Des pays de la Loire (Liger).

Structure Hercynienne  
du  
MASSIF ARMORICAIN

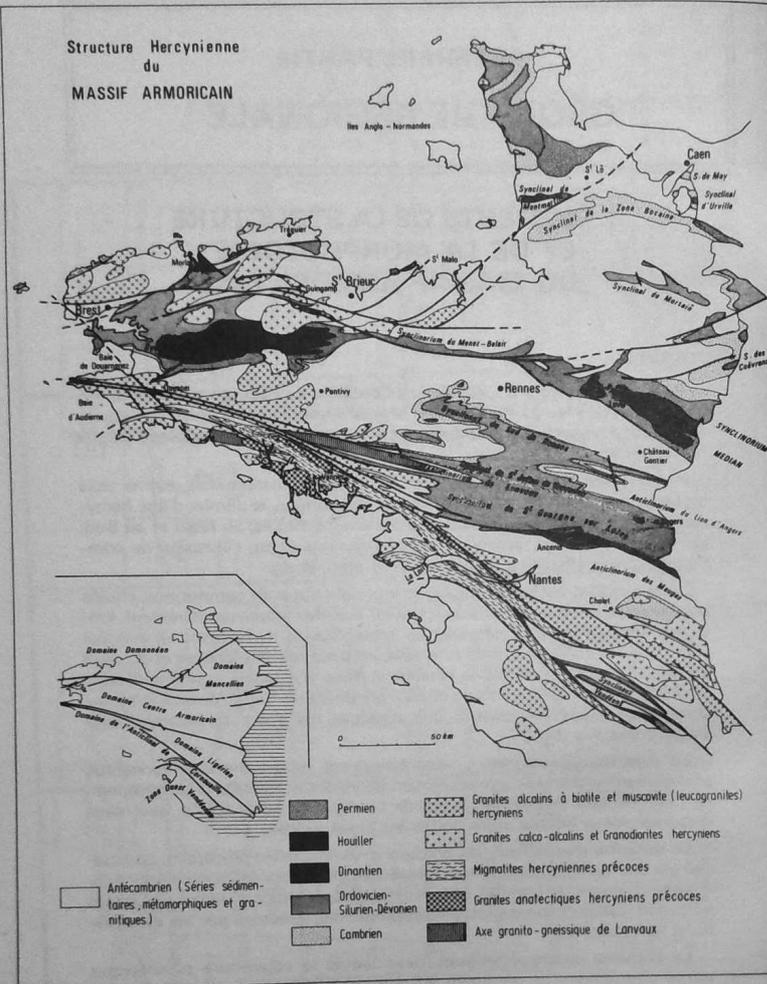


Fig. 2. - Le Massif Armoricain : structure et granites hercyniens (d'après J. Cogné, in *Géologie de la France*, Doïn édité, Paris 1974, légèrement modifié par P. Cavet et H. Lardeux au niveau des synclinaux de Saint-Julien-de-Vouvantes et de Saint-Georges-sur-Loire).

- Le domaine de l'Anticlinale de Cornouaille, vers l'Ouest, où les granitisations et structurations hercyniennes prennent une ampleur telle, surimposées aux éléments déjà polystructuraux du socle, que la distinction de ce qui relève des temps cadomiens, calédoniens, hercyniens devient très difficile sans une analyse structurale très fine, encore inachevée.

Entre ces deux domaines, la zone broyée sud-armoricaine représente une cicatrice majeure, de caractère profond, s'étendant du Sud-Finistère (Cap Sizun) aux confins de la Vendée, et jalonnée de feuillettes ou lames granitiques syntectoniques.

- A l'extrême Sud du Massif Armoricain, enfin, la région ouest-vendéenne constitue peut-être l'amorce d'une nouvelle unité indépendante, où dominent les schistes lustrés et satinés des parties supérieures du Briovérien (et peut-être de la base du Paléozoïque) dont les homologues ou prolongements sont à rechercher dans les auréoles les plus méridionales du Massif

Central Français (zone vendéo-cévenole) ou bien dans les parties internes de l'« arc ibéro-armoricain » au niveau des séries protérozoïques supérieures est-galiciennes ou asturiennes.

### Morphologie

La morphologie de la Bretagne a été modelée à partir de l'architecture complexe du socle au cours de l'histoire post-hercynienne. Les jeux d'une tectonique cassante, réutilisant essentiellement les fractures hercyniennes ou tardi-hercyniennes, les conditions climatiques tantôt chaudes et humides de type tropical, tantôt plus tempérées ou froides ont réglé les cycles d'altération et d'une érosion opposant les crêtes gréseuses et les dômes granitiques au « relief en creux » dessiné par l'enfoncement des vallées et si caractéristique du paysage breton.

## II. HISTOIRE GÉOLOGIQUE DU MASSIF ARMORICAIN

### LES TEMPS PRÉCAMBRIENS

Le Massif Armoricain est tout entier édifié sur un tréfonds précambrien : Précambrien ancien et orogène pentévrien, à caractère résiduel, au nord; Protérozoïque supérieur et orogène cadomien, dans tout l'ensemble du Massif (fig. 3).

### Le cycle pentévrien

Défini en Baie de Saint-Brieuc, le Pentévrien (Duché de Penthièvre, région de Lamballe) est représenté par des séries métamorphiques catazonales et mésozonales plissées selon des directions subméridiennes (N. 20 à N. 30°) avant le dépôt des formations briovériennes. Son âge précis, aux alentours de 800 - 1 000 M. A., reste inconnu, et d'autant plus difficile à déterminer que ces matériaux sont souvent repris dans les activations métamorphiques et magmatiques cadomiennes.

D'autres éléments de socle anté-briovériens ont été déterminés ailleurs dans le Nord du Massif Armoricain, depuis le Nord du Cotentin et les îles anglo-normandes jusqu'au Nord-Finistère. Certains présentent de grandes affinités pétrographiques et structurales avec le Pentévrien. D'autres paraissent encore plus anciens, et des âges de 2 000 à 2 500 M. A. commencent à apparaître. Ces documents sont encore insuffisants pour retracer une histoire de ces périodes lointaines. Il semble que ces noyaux de socle peuvent être rapportés à la bordure méridionale du craton nord-européen (bouclier baltique).

### Sédimentation et volcanismes briovériens : le cycle géosynclinal cadomien

C'est avec le cycle cadomien, marqué pendant le Protérozoïque supérieur par la sédimentation biovérienne, que commence la véritable histoire du Massif Armoricain (fig. 3), dans un cadre géosynclinal dont tous les éléments ne nous sont plus accessibles à cause des lacunes introduites par les coulissements et des reprises dynamiques hercyniennes. Du Nord au Sud, ces éléments sont les suivants :

**La ride volcanogène domnonéenne.** - Séparé du craton nord-européen (bouclier baltique) par un hiatus de largeur inconnue, le premier élément qui apparaisse au Nord est la ride volcanogène du domaine domnonéen édiflée sur les noyaux de socle précédents et caractérisée par un Briovérien inférieur riche en émissions volcaniques à spilites et kératophyres (séries de Cesson et de Lanvollon), surmonté après une première série de déformations par un Briovérien supérieur flyschoidé lui-même localement volcanique (séries de Binic). La série briovérienne est ici très incomplète, chargée de produits détritiques passant des dépôts conglomératiques et

arkosiens à la base à des faciès essentiellement greywackeux. Rien dans ces volcanismes, ni dans la sédimentation, ne permet d'y voir un dispositif de type eugéosynclinal. Il s'agit plutôt d'un arc d'îles volcaniques, à soubassement de socle, en bordure éventuelle d'un « avant-pays » à rechercher vers le Nord, ou mieux intermédiaire entre deux systèmes géosynclinaux, celui du Nord se confondant maintenant avec les parties profondes du géosynclinal calédonien.

**Les sillons mancellien et de Bretagne moyenne, et la Ride du Menez.** – C'est au Sud de la ride domnonéenne que se situe le grand développement géosynclinal du Briovérien caractérisé par l'accumulation de

grandes épaisseurs (de l'ordre de 10 000 à 15 000 m?) de sédiments monotones, dont la base est inconnue, essentiellement schisto-greywackeux, et représentés aussi bien dans le domaine mancellien que dans le domaine centre-armoricain.

A des formations arkosiennes et greywackeuses (*Briovérien inférieur*) s'achevant par des dépôts phanériques figurant une tendance lagunaire (*séries de Saint-Cast ou de la vallée de la Rance, séries de Lamballe ou de la Lande des Vardes*), succèdent des accumulations importantes de pélites, grès fins argileux plus ou moins rythmés (*Briovérien moyen* : *séries de Villiers-Fossard, séries de Bretagne centrale*). Puis se superposent les formations flyschoides du Briovérien supérieur, rythmiques et à turbidites, séparées des précédentes dans le domaine mancellien par une discordance et des dépôts tillitiques ou des tillitoïdes (*séries de Granville*), tandis que dans le domaine centre-armoricain la continuité est assurée, sans discordance, par **les pouddingues de Gourin** à petits galets bien triés.

Au-dessus de ces niveaux détritiques, indices d'émissions septentrionales précoces, le *Briovérien supérieur* est analogue dans les deux domaines (*séries de la Laize et séries du bassin de Rennes*), la seule différence étant, outre l'absence de discordance au Sud, la présence également au Sud d'une nouvelle génération de volcanismes spilitiques (Baie de Douarnenez, « bassin » de Château-Gontier).

Les deux domaines tendent donc à se différencier, au moins à partir du Briovérien supérieur : l'un au Nord connaît déjà les premières étapes de l'orogène cadomien (première phase d'érection de la cordillère domnonéenne); l'autre au Sud en est encore à l'abri. Entre les deux se situent en effet les éléments d'une ride, peut-être pré-existante, **la Ride du Menez**, au cœur de laquelle se note un retour des faciès arkosiens du Briovérien inférieur, accompagnés ou suivis de volcanismes basiques.

**Les régions eugéosynclinales de Bretagne méridionale et la ride de Moëlan-Lanvaux.** – Séparées des régions précédentes par un hiatus sans doute important mais d'ampleur inconnue, les régions briovériennes de Bretagne méridionale correspondent de façon plus caractéristique à un domaine eugéosynclinal, tant par l'épaisseur de la sédimentation que par ses volcanismes basiques différenciés de type ophiolitique, allant des ultrabasites aux formes semi-basiques, que par sa mobilité et l'importance de ses métamorphismes liés à une structuration tangentielle horizontale à la fin du Briovérien de part et d'autre de l'axe granito-gneissique de Moëlan-Lanvaux.

Deux étages ou subdivisions ont été reconnus dans la masse de ces formations, leur limite étant située au niveau d'un horizon assez constant de gneiss porphyroïdes d'origine détritico, microconglomératique ou arkosienne (gneiss coillés de Languidou, de la Mauvoisinière, porphyroïdes de Belle-Ile, Piriac...). Ces gneiss porphyroïdes sont concordants sur les schistes cristallins de l'étage inférieur dans les régions périphériques, alors qu'ils apparaissent sur des niveaux de plus en plus profonds et même directement discordants sur les formations basiques et ultrabasiques vers les régions plus « internes » de part et d'autre de l'axe de Moëlan-Lanvaux.

Il apparaît ainsi que cet axe orthogneissique était déjà préfigurée à la façon d'une véritable ride interne à cette époque, entre deux domaines ou sillons géosynclinaux dont la branche sud à polarité orogénique méridionale constitue l'essentiel de la matière des schistes cristallins sud-armoricains alors que la branche nord (à polarité septentrionale?) ne nous est connue véritablement qu'en Baie d'Audierne par suite des cisaillements liés plus tard à la zone broyée sud-armoricaine.

**Retour à des conditions miogéosynclinales en Vendée maritime.**  
– Sans que l'on sache très bien où placer la limite avec la région eugéosynclinale précédente (peut être cette limite est-elle entièrement recouverte par les grandes nappes cristallophylliennes sud-armoricaines), les séries briovériennes de Vendée maritime bien que présentant de grandes affinités avec celles de Bretagne méridionale semblent indiquer un retour à des conditions géosynclinales moins internes, et les volcanismes basiques y deviennent plus rares ou inexistantes. Les porphyroïdes constituent toujours un horizon repère précieux dans une masse monotone de schistes satinés ou lustrés qui s'appuient eux-mêmes plus au Sud sur des gneiss ou migmatites (*série des Sables-d'Olonne*) pour lesquels l'hypothèse d'une remontée du socle précambrien a été avancée.

**Le développement orogénique cadomien**

Trois étapes ou périodes principales peuvent être reconnues dans l'évolution orogénique cadomienne, correspondant chacune vraisemblablement à des groupements de phases locales difficiles à corréler chronologiquement dans le détail d'une région à l'autre.

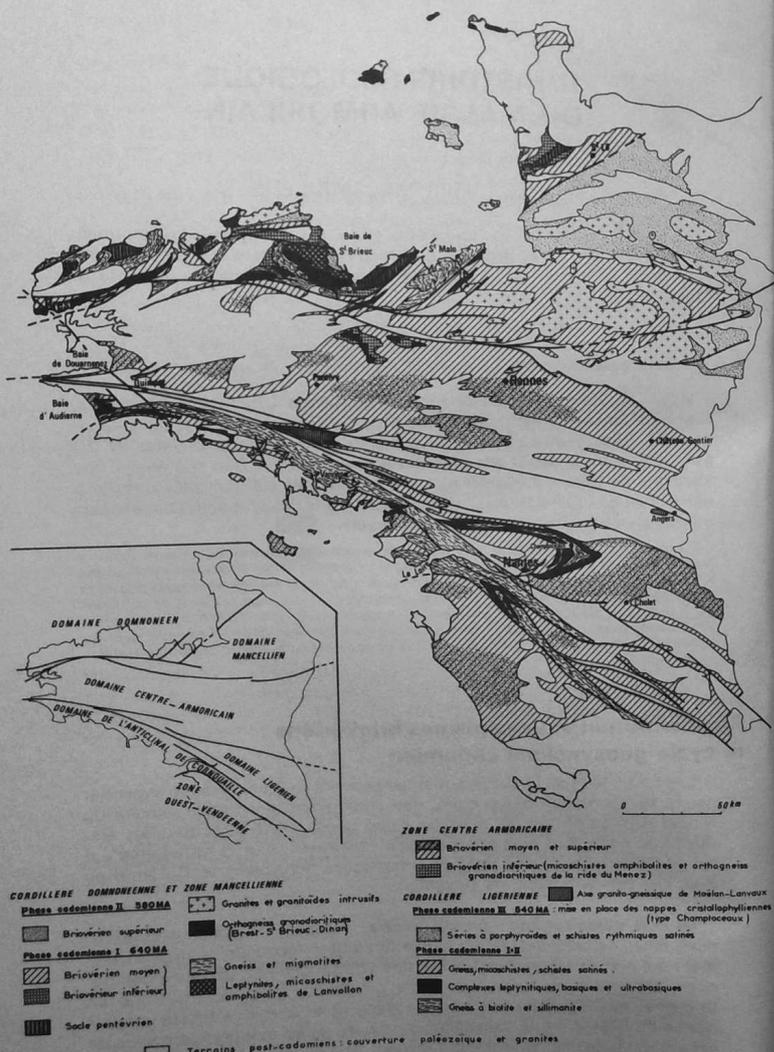


Fig. 3 – Le Briovérien et le cycle orogénique cadomien dans le Massif Armorican (d'après J. Cogné, in *Géologie de la France*, Doin édit., Paris 1974).

**Première période orogénique : l'étape domnonéenne.** – C'est à la fin du Briovérien moyen que se développe aux alentours de 600 M. A., au Nord et au Sud du Massif Armoricaire la première étape de l'orogénèse cadomienne.

Au Nord, dans le domaine Domnonéen et en bordure du domaine Mancellien celle-ci se traduit avec vigueur. Elle entraîne la formation de grands plis isoclinaux très redressés ou déversés vers le Nord, serrés contre le socle, de direction approximativement Est-Ouest, contemporains d'un métamorphisme de basse pression pouvant aller localement jusqu'à la métatexie (**gneiss de Saint-Malo**) mais généralement limité à un effet plus épizonal au voisinage du socle (**micaschistes et amphibolites de Lanvollon**). Le Briovérien supérieur, franchement discordant sur le domaine domnonéen s'étend plus ou moins tôt sur ces séries immédiatement érodées.

Au Sud, les effets structuraux de cette première étape sont plus discrets. C'est l'époque où s'esquisse la **ride de Moëlan-Lanvaux**, domaine de granitisation en profondeur et source probable en surface des matériaux détritiques et volcano-détritiques « porphyroïdes » de la base du Briovérien supérieur. Les déformations tangentielles qui y sont liées semblent limitées, mais suffisantes pour entraîner une disharmonie relative, et plus près de la ride une discordance, du Briovérien supérieur.

Ainsi se trouvent esquissées deux « cordillères » de style très différent, sub-parallelèles et grossièrement Est-Ouest :

– l'une au Nord, armée par des éléments de socle contre lesquels se serrent, se déversent et se métamorphosent les sédiments briovériens : c'est la « **cordillère domnonéenne** », la plus vigoureuse en surface à cette époque;

– l'autre au Sud, au niveau de l'axe Moëlan-Lanvaux qui n'est encore qu'une préfiguration en profondeur de la chaîne beaucoup plus importante qui prendra naissance à la fin du Briovérien supérieur dans ces régions méridionales (**cordillère ligérienne**).

**Deuxième période orogénique : l'étape ligérienne.** – C'est après le dépôt du Briovérien supérieur, mordant plus ou moins selon les régions sur le début des temps paléozoïques, entre 560 – 540 M. A., peut-être plus tôt au Nord du Massif Armoricaire qu'au Sud, que se développe l'étape principale de l'orogénèse cadomienne particulièrement importante en Bretagne méridionale où elle aboutit à la formation de la cordillère ligérienne.

Un jeu de nappes synmétamorphes se dessine alors, répétant la masse du Briovérien sur elle-même, dans des degrés de métamorphisme variables, allant de la catazone à l'épizone la plus superficielle, de part et d'autre de l'axe maintenant orthogneissique de Moëlan-Lanvaux. La mieux connue de ces nappes, et sans doute aussi la plus superficielle, est celle de **Champ-toceaux** dont les « racines » disparaissent au Nord sous l'Ordovicien du **synclinal d'Ancenis**, tandis que sa « carapace » épimétamorphique constituée par le Briovérien supérieur des Mauges est recouverte transgressivement au Sud par le Cambrien moyen du Choletais.

Ces mêmes structures se retrouvent, vigoureusement reprises dans le **domaine hercynien de Bretagne méridionale**, écaillées et replissées. De nombreuses analyses structurales restent encore à faire pour démêler ce qui appartient au cycle hercynien et ce qui lui est antérieur, mais d'ores et déjà les études effectuées convergent pour souligner le caractère polyphasé du métamorphisme et des structurations antérieures, montrant que ce que nous groupons sous ce terme d'étape ligérienne comprend en réalité plusieurs phases de déformation.

Dans les autres régions armoricaines, vers le Nord, cette étape fondamentale sud-armoricaine a des répercussions générales au niveau du Briovérien qu'elle plisse avec des caractères beaucoup plus superficiels.

– dans le **domaine centre-armoricain**, toute la masse du Briovérien se présente en vastes plis couchés, indice de structures en nappes souples, sans schistosité ou à schistosité faible, difficiles à délimiter dans ces sédiments flyschoides épais et monotones;

– **les domaines mancellien et domnonéen** sont replissés obliquement à leurs structures primitives, dont les axes plongent maintenant vers le Nord-Est. En même temps se développent en profondeur les réactivations thermiques du socle et de la base de la couverture qui donnent naissance dans ces régions à de nombreuses formes intrusives dioritiques, granodioritiques et granitiques s'étendant vers l'Est dans le domaine mancellien aux alentours de 550 – 560 M. A.

Les formations paléozoïques (fig. 2) occupent en Bretagne de **longues unités synclinales** approximativement orientées E-W; la plus remarquable est le **synclinorium médian**, dont les deux extrémités, « dilatées » (synclinorium de Châteaulin à l'Ouest, synclinorium de Laval à l'Est) sont réunies par l'étroite zone du Ménez-Bélair. Plus au Nord, les synclinaux des Coëvrons, de Mortain *etc.*, appartiennent à la partie « normande » du Massif armoricaire (voir guide de Normandie). Au Sud viennent successivement le **synclinorium de Martigné-Ferchaud** (« synclinaux du Sud de Rennes »), le **synclinorium de Saint-Julien-de-Vouvantes – Angers**, le **synclinorium de Saint-Georges-sur-Loire**, le **sillon houiller de la Basse-Loire** et le **synclinorium d'Ancenis**.

Les faciès de schistes et grès prédominent dans l'ensemble, témoignant d'un régime de sédimentation détritico-troublé par des allées et venues des mers sur la plate-forme continentale. La transgression du Paléozoïque inférieur, dont l'âge varie, suivant les régions, du Cambrien à l'Arenig, s'est effectuée partout en discordance sur un socle plissé par l'orogénèse cadomienne. Le fait que la sédimentation marine s'est poursuivie sinon en continuité, du moins en parfaite concordance, jusqu'au Dévonien moyen, ne permet pas d'envisager de déformations dans le cadre d'une orogénèse calédonienne *sensu lato*.

Au cours du Dévonien moyen, des mouvements plus précoces au S.-E. et à l'Est font émerger progressivement la Bretagne. Au Dévonien supérieur (synclinorium d'Ancenis) ou au Dinantien, la mer reprend momentanément possession du pays; les dépôts marins paléozoïques les plus récents sont représentés par les calcaires viséens du synclinorium de Laval. Des conditions franchement continentales permettent la formation de veines de houille au Namurien, immédiatement avant le paroxysme hercynien.

## Cambrien

Aucun argument paléontologique ne permet d'affirmer la présence de sédiments cambriens en Bretagne. C'est seulement en Normandie (Carretet), dans les Coëvrons et dans les Mauges (Cléré-sur-Layon) que des fossiles indiquent le Cambrien inférieur ou moyen. Il semble toutefois que l'on puisse attribuer globalement à ce système des **formations antérieures au Grès armoricaire**, pélitiques ou gréseuses et souvent rouges, bien développées au Sud de Rennes, mais connues aussi dans le synclinorium de Châteaulin. Un poudingue de base y souligne souvent la **discordance cadomienne**. Cette **molasse azoïque** correspondrait au remaniement de dépôts rubéfiés lors d'une phase d'altération continentale de la péninsule cadomienne. Localement, des brèches, des tufs et cinérites s'intercalent dans la série. Dans le domaine de l'anticlinorium de Lanvaux – les Pont-de-Cé, les « **Schistes et arkoses de Bains** », attribuables au « Cambro-Arenig », représentent un faciès original de la transgression paléozoïque sur un socle précambrien ortho-gneissique.

Quant aux « séries détritiques rouges » d'Erquy – Cap Fréhel et de Bréhec – Plourivo, dont l'âge reste controversé, leur attribution à un Cambrien supérieur sub-continental ne saurait être écartée *a priori*.

## Ordovicien

La transgression du Grès armoricaire (*Arenig*) a marqué l'occupation par la mer de la majeure partie de l'Armorique. De grandes différences d'épaisseur peuvent être relevées pour cette formation en des points relativement proches (1 000 m dans le Sud de la presqu'île de Crozon et moins de 200 m dans le Nord). Le **Grès armoricaire** se présente tantôt comme une masse indivise, tantôt, en présence d'une zone médiane plus argileuse, comme un **ensemble tripartite**. Il renferme souvent des intercalations de minerais de fer, oolithiques ou non, susceptibles d'être exploités. La faune est assez pauvre : des Bivalves, des Brachiopodes, des Ichnites et de nombreuses figures sédimentaires suggèrent un environnement très littoral. Ce faciès est inconnu dans le **synclinorium d'Ancenis**, où l'Arenig transgressif est représenté par des pélites souvent rouges, à passées conglomératiques, reposant

1. Rédigé par P. CAVET et H. LARDEUX.

en nette discordance sur le « Briovérien supérieur » métamorphique des Mauges, et ayant fourni des Conodontes ainsi que de petits Brachiopodes inarticulés.

Le maximum de la transgression, au *Llanvirn*, est généralement marqué par le dépôt de vases noires, localement riches en *Didymograptus*. Le même type de sédimentation se poursuit au cours du *Llandeilo* : schistes noirs, renfermant souvent des nodules à Trilobites (« Schistes à Calymènes »). Les faunes Llanvirniennes du **synclinorium d'Anceis** montrent de remarquables affinités avec celles de Bohême (*Ormathops* cf. *atavus*, *Pricyclopyge binodosa*). Les faunes du « Llandeilo sensu lato » (Schistes ardoisiers d'Angers, Schistes de Traveusot, de Postolonnet, d'Andouillé etc.) sont à juste titre célèbres par leurs nombreux Trilobites, Cystoïdes, Brachiopodes et Ostracodes.

Avec l'Ordovicien supérieur (*Caradoc*, *Ashgill*) la sédimentation devient, dans l'ensemble, plus sableuse (Grès de Saint-Germain-sur-Ille, Grès de Kermeur). Dans la presqu'île de Crozon, des **dépôts carbonatés** fossilifères (*Nicolella actoniae*) surmontent les grès; ils sont accompagnés de **coulées sous-marines** basiques à débit en « pillow », et de tufs volcaniques. Au Sud de Rennes, la sédimentation, d'abord sableuse (Grès du Châtellier), devient bientôt à nouveau argilo-pélique : ce sont les **Schistes de Riadan** (« Schistes à *Trinucleus* » : *Onnia grenieri*), exploités comme ardoises.

## Silurien

Au Silurien inférieur (*Llandovery*) la sédimentation débute souvent par des faciès arénacés (« Grès culminant », azoïque, du synclinorium médian et des synclinaux du Sud de Rennes), avec des intercalations de schistes graphiteux et pyriteux extrêmement fins, riches en Graptolites (**ampélites à Monograptus**). Les **phanites à Monograptus lobiferus** ne sont connus à ce niveau que dans les synclinoriums d'Angers, de Saint-Georges-sur-Loire et d'Anceis. Des ampélites à Graptolites, ou des schistes à gros nodules gréseux (« sphéroïdes »), avec *Monograptus priodon*, indiquent seuls la présence du Silurien moyen (*Wenlock*).

La partie supérieure du Silurien (*Ludlow* et « *Post-Ludlow* ») est la plus mal connue. Les faciès ampéliteux y sont généralement remplacés par des schistes finement gréseux et micacés; on note toutefois, localement, la présence de nodules pyriteux et de lentilles calcaires. La sédimentation monotone des Schistes et Quartzites de Plougastel, ou des séquences assimilées, a été probablement inaugurée avant le début du Dévonien (« *Post-Ludlow* »).

Les **manifestations volcaniques**, alternativement acides et basiques, avec « pillow-lavas » et tufs, qui caractérisent le puissant complexe volcano-sédimentaire du **synclinorium de Saint-Georges-sur-Loire** se seraient produites, pour l'essentiel, au cours d'un « Silurien sensu lato ».

## Dévonien inférieur et moyen

Dans le **synclinorium médian**, la sédimentation marine s'est apparemment poursuivie, on le sait, en parfaite continuité à la *limite Silurien-Dévonien* par l'intermédiaire de monotones alternances schisto-gréseuses, fort peu fossilifères. L'ensemble est, en moyenne plus gréseux dans le Finistère (**Schistes et Quartzites de Plougastel**), plus schisteux dans la zone du Ménez-Bélaïr et le synclinorium de Laval. Aucun dépôt plus récent que le Silurien n'est connu dans les « synclinaux du Sud de Rennes ». Le problème du passage « Silurien-Dévonien » dans les unités plus méridionales n'a pas été élucidé; toutefois, l'hypothèse d'une lacune plus ou moins prolongée, sans discordance, est très probable, pour les synclinoriums de Saint-Julien-de-Vouvantes et d'Anceis.

Le faciès littoral du **Grès à *Platyorthis monnieri*** est bien représenté dans tout le synclinorium médian (Grès de Landevennec, de Gahard), immédiatement au-dessus des Schistes et Quartzites de Plougastel ou de leurs équivalents. Ce même faciès marquerait l'**arrivée de la mer gedinnienne dans le synclinorium de Saint-Julien-de-Vouvantes**; mais sa présence n'a pas été reconnue plus au Sud. La faune benthique, assez variée, comporte des Brachiopodes, des Trilobites (*Acastella*), des Bivalves, des Tabulés etc.

A cet épisode sableux succède une **sédimentation beaucoup plus fine, argileuse et argilo-calcaire**, avec lentilles plus ou moins volumineuses de calcaires francs et passées « grauwackeuses » (grès calcaires décalcifiés). Des fossiles très variés (Brachiopodes, Trilobites, Polyptères, Crinoïdes, Tentaculites...), surtout abondants dans

les faciès carbonatés, montrent que la série stratigraphique est représentée au complet dans cet ensemble, depuis le *Gedinnien inférieur* jusqu'à l'*Eifelien terminal*. Les coupes les moins fragmentaires sont celles de la Rade de Brest; mais aucun affleurement ne permet d'observer la succession complète. Parmi les formations les plus connues, on citera, pour le synclinorium médian, les **Schistes et calcaires de Saint-Cénére**, de l'Armorique (dits jadis « à *Athyris undata* »), ainsi que les « **Grauwackes** » du **Faou et de Reun-ar-C'hranc**. Le **Calcaire d'Angers-Erbray** (synclinorium de Saint-Julien-de-Vouvantes) est de même âge « dévonien inférieur terminal - passage à l'Eifelien » que le **Calcaire de Chalennes** (synclinorium d'Anceis). Cette dernière formation, qui se présente en nombreuses lentilles alignées, évoque des conditions franchement récifales, vite étouffées sous les apports détritiques terrigènes dont témoignent les « **Grès à Psilophytes** ».

L'absence presque générale de dépôts attribuables au Givetien conduit à envisager l'**émersion** d'au moins une partie de la Bretagne avant la fin du *Dévonien moyen*, cette émersion ayant été probablement plus précoce à l'Est et au Sud-Est qu'à l'Ouest.

## Dévonien supérieur et Carbonifère

### Fin du Paléozoïque

Dans le synclinorium médian, le *Dévonien supérieur* marin, essentiellement schisto-gréseux, n'est bien représenté qu'en certains points de la **Rade de Brest**, où ses rapports avec le Dévonien moyen comme avec le Dinantien sont inconnus.

Un ensemble surtout détritique et terrigène, d'âge *dinantien à namurien* (et jadis rapporté au « *Culm* »), occupe d'importantes surfaces aux deux extrémités (Châteaulin et Laval) du **synclinorium médian**. Il y représente, au départ, une **sédimentation de type molassique** consécutive à une phase prémonitoire, dite « bretonne », de l'orogénèse hercynienne. Il renferme, dans le bassin de Laval, une puissante **série calcaire** riche en Productidés et Polyptères, d'âge dinantien supérieur; la partie supérieure, finement détritique et d'âge namurien, renferme de nombreuses **veines de houille**.

Dans le **synclinorium de Saint-Julien-de-Vouvantes**, où le « *Culm* » est inconnu, le Dévonien supérieur marin n'a été identifié qu'en trois ou quatre petits gisements, schisto-gréseux et calcaires, datés du Famennien. Plus au Sud, de rares intercalations calcaires ou calcaires attestent la présence du Frasnien marin à la base du puissant complexe, schisto-gréseux et conglomératique, surtout continental, qui occupe le cœur du **synclinorium d'Anceis**. On considère ce « *Culm frasnio-dinantien* » comme **transgressif** sur un substratum émergé depuis le début ou le milieu du Dévonien moyen. Le **Namurien productif** n'est représenté que dans une étroite unité plus septentrionale, dont il constitue tout le remplissage, le **silon houiller de la Basse-Loire**.

La **phase paroxysmale de l'orogénèse hercynienne** se serait produite, pour l'ensemble de l'Armorique, aussitôt après la fin du Namurien, ou après le début du Westphalien. De petits **bassins houillers « internes »**, à **remplissage stéphanien** (Saint-Pierre-la-Cour, Baie des Trépassés, Quimper) sont les seuls témoins d'une histoire paléozoïque « post-hercynienne » en Bretagne, - en l'absence de dépôts permo-triasiques continentaux.

## LES TEMPS POST-HERCINIENS <sup>1</sup>

Le Massif Armoricain est resté émergé au cours des transgressions secondaires; ses limites marquées par l'extension des formations jurassiques et crétacées des bassins de Paris et d'Aquitaine ont été tracées par l'érosion qui a laissé subsister sur le Paléozoïque quelques lambeaux isolés de Cénomaniens dont les plus occidentaux ont été découverts récemment à Neau et à Laval, (fig. 4).

Quelle qu'ait pu être son évolution continentale au cours de cette longue période d'émersion, la présence de dépôts kaoliniques et gibbsitiques sous les graviers cénomaniens de la rive gauche de la Loire au Sud d'Angers (Le

1. Rédigé par S. DURAND et J. ESTÉOULE-CHOUX.

Thoueil) témoigne du démantèlement d'une latérite préexistante et constitue une preuve irréfutable et directe de l'influence dans l'Ouest de climats latéritiques déjà reconnus dans diverses régions de France par la présence de dépôts de faciès Weald et de bauxite. Leur action a profondément latéritisé la vieille plateforme hercynienne et en l'absence de tout rajeunissement tectonique, il est vraisemblable que les reliefs s'étaient amollis et qu'un épais manteau kaolinique d'altération la recouvrait.

Ces climats très agressifs se sont maintenus pendant tout le Paléogène et ont entraîné la formation massive de kaolinite associée parfois à un mica blanc et à du quartz. Ces profils d'altération se sont développés de façon très inégale : actuellement ils peuvent encore atteindre 25 m d'épaisseur tandis qu'à proximité immédiate la roche relativement fraîche affleure. A côté de ces formations essentiellement kaoliniques dont certaines renferment d'importantes cuirasses ferrugineuses, il existe de nombreuses zones d'altération ménagée qui peuvent aller du simple amaigrissement sans variation notable de composition minéralogique, jusqu'à la formation de kaolinite associée à d'autres minéraux phylliteux (illite, montmorillonite, vermiculite, chlorite, chlorite gonflante). Ces altérations ménagées n'ont pas toutes la même signification et si certaines représentent effectivement des zones transitoires de profils latéritiques, les autres se sont développées sous des climats de type plus tempéré qui ont régné au Pliocène et au Quaternaire.

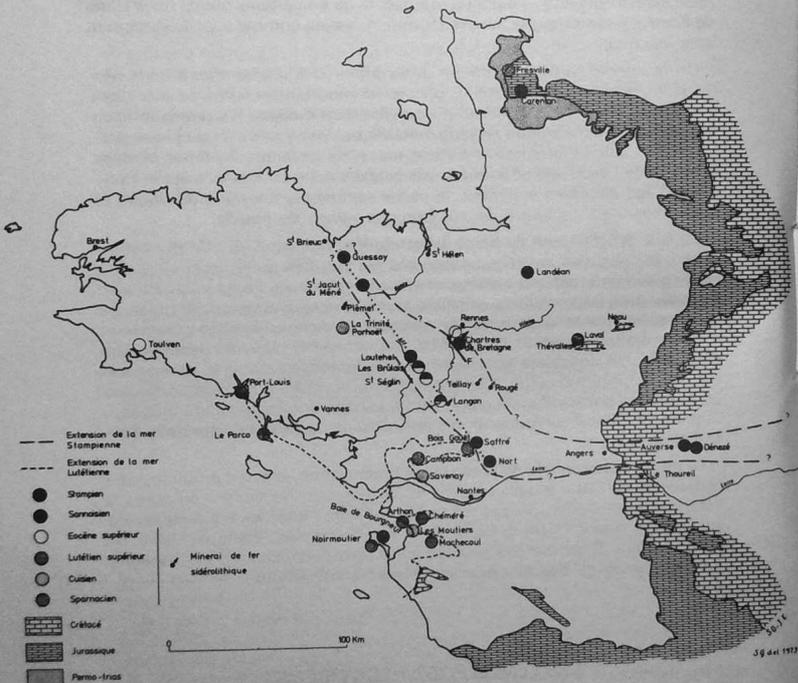


Fig. 4. - Paléogène du Massif Armoricain (d'après S. Durand et J. Estéoule-Choux, in *Géologie de la France*, Doïn édit., Paris 1974).

## L'Éocène

Les formations paléogènes conservées dans des bassins relativement profonds mais éloignés les uns des autres sont rarement visibles à l'affleurement et sont connus principalement par les sondages réalisés pour l'étude des réserves aquifères.

Lorsque s'est amorcé le cycle yprésien, la mer a dû atteindre un rivage localement assez voisin de l'actuel comme le prouvent les dépôts de mangroves conservés sur les deux rives de la baie de Bourgneuf (sapropeles à

fruits et pollen de palmier *Nypa* de la Sennetière et de la côte orientale de Noirmoutier rapportés au Sparnacien supérieur). Le Cuisien marin (sables glauconieux et calcaires à *Nummulites planulatus*) n'est connu qu'aux Moutiers (baie de Bourgneuf), aux environs de Quiberon (Parco) et de Port-Louis. L'analyse pollinique fait attribuer au Cuisien les argiles et sables argileux continentaux à kaolinite de Savenay et de la Trinité-Porhoët.

Le cycle lutétien n'est représenté que par des dépôts datés du Lutétien supérieur (Biarritzien) par la présence de *Nummulites bronniarti* associé à *Orbitolites complanatus* et *Arenagula kerfornei*. Ils ont été retrouvés au-dessus de l'Yprésien du Morbihan, ils affleurent dans les îlots au large de l'estuaire de la Loire, sur la côte Ouest de Noirmoutier et sont bien développés en Loire-Atlantique (Machecoul, Chéméré, Arthon, Campbon, Bois-Gouët en Saffré). Ils correspondent à une sédimentation calcaire détritique qui devient plus ou moins dolomitique vers le sommet.

Des calcaires coquilliers de même âge sont connus dans le Cotentin (Fresville) mais, comme leurs contemporains qui terminent le Lutétien du Bassin de Paris (faluns de Foulanges), ils n'ont pas livré de *Nummulites bronniarti*.

Le tracé du rivage lutétien (fig. 4) encadre les dépôts calcaires et sableux fossilifères du continent; il est en accord avec la présence de Lutétien supérieur sur le plateau continental, l'extension et les caractères littoraux des sédiments qui à la faveur d'une subsidence prononcée prennent de l'importance dans la région de la Basse-Loire.

Les grès à *Sabalites andegavensis* sont assez répandus dans le Massif Armoricain. Ils résultent de la silicification de sables littoraux (plages ou deltas) en relation avec les bassins éocènes : Toulven, bordure du Golfe du Morbihan, cuvettes lutétiennes de Loire-Atlantique, au-dessus des sapropels sparnciens de Noirmoutier. Ces sables de même faciès que ceux de la Sarthe et de l'Anjou datés du Bartonien, sont généralement moins fossilifères et ont pu se déposer dans l'Ouest dès l'Yprésien. Les « grès à végétaux » sont différents des grès lustrés qui, souvent associés aux minerais de fer latéritique, se présentent en « tables » plus ou moins démantelées ou en blocs épars à la surface de vieilles plateformes : type des grès ladères de Plémet.

L'Éocène supérieur : La présence de Bartonien (Marinésien) a été confirmée récemment par l'analyse palynologique (M.F. Ollivier) de niveaux ligniteux interstratifiés dans les argiles à attapulgite qui recouvrent localement les formations carbonatées du bassin de Campbon.

L'Éocène supérieur est également connu par des formations lacustres. Dans le bassin de Rennes, des sondages ont traversé localement sur 40 m d'épaisseur sans atteindre la base, des argiles kaoliniques grises et noires rapportées à l'Éocène supérieur par la palynologie.

Les argiles blanches, rouges ou bigarrées des bassins de Langon, Saint-Séglin, les Brûlais, situées sous le Stampien, sont vraisemblablement contemporaines des précédentes et peuvent être considérées comme des dépôts sidérolithiques de même que les sables et argiles kaoliniques de Toulven, ceux-ci également datés par l'analyse pollinique.

## L'Oligocène

Les dépôts appartiennent au cycle sédimentaire stampien : Sannoisien lacustre (Saint-Jacut-du-Méné) ou plus ou moins saumâtre (niveau à Striatelles connu à Landéan, Laval et Thévalles, bassin de Chartres-de-Bretagne) puis affirmation du caractère marin, Stampien s. str. : Quessoy, horizon de Jeurres; Chartres où la série comprend de haut en bas :

### Stampien

- Alternances d'argiles vertes, de marnes, de calcaires et de niveaux sapropéliens.  
- Calcaires à Archiacines et Miliolites plus ou moins riches en Mollusques (Calcaire grossier de Rennes) avec intercalations marseuses.

### Sannoisien

Niveau à Striatelles. Argiles vertes avec parfois des intercalations marseuses et sapropéliennes.

Dans les autres bassins - Loutehel, Les Brûlais, Saint-Séglin, Langon, Saffré, Nort-sur-Erdre - le niveau à Striatelles n'a pas été repéré.

Les dépôts oligocènes sont caractérisés par l'absence de détritiques grossiers; seule la kaolinite à l'état de trace à tous les niveaux représente les détritiques fins; la sédimentation est essentiellement biochimique et chimique : dolomite, carbonate ankéritique, illite ferrifère, attapulgite.

L'Oligocène n'a pas été trouvé à l'Ouest de Saffré. Il ne semble donc pas possible de raccorder ce gisement avec ceux reconnus en mer et d'admettre sans réserve le schéma classique d'une transgression venue de l'Ouest, d'autant moins que l'analogie entre la faune du bassin de Rennes et celle de Gaas (Sud de l'Adour) est actuellement discutée et que le niveau à Striatelles est inconnu en Aquitaine. Le bassin

de Quesoy (Stampien inférieur) peut être regardé comme un relais entre les dépôts oligocènes de la Manche et ceux de Nort - Loutehel. D'autre part, l'existence des calcaires à Archiacines dans la vallée de la Loire jusqu'à Orléans est un argument en faveur d'une communication avec le Bassin de Paris.

Les dépôts de Quesoy à Nort sont localisés dans de petits bassins étroits mais profonds, alignés du N.-W. au S.-E. Le bassin de Chartres est allongé suivant la même direction. Cette situation remarquable correspond à des accidents tectoniques majeurs de type **caissillant** reconnus ailleurs dans le Massif Armoricain ayant joué postérieurement à la tectonique hercynienne puisqu'ils viennent d'être datés post 270 et anté 195 M.A. (J.P. Lefort). Ils limitent à l'Ouest les compartiments qui ont peut-être été subsidents dès le Secondaire, mais certainement depuis l'Éocène et durant l'Oligocène. La plus grande épaisseur de sédiments reconnue actuellement est de 112 m (Saffré et Chartres), mais les anomalies gravimétriques confirment l'idée d'une subsidence plus importante, de l'ordre de 500 m.

Au Paléogène, le calme tectonique a favorisé l'action des climats agressifs responsables des puissantes altérations latéritiques dont les produits ont alimenté la sédimentation : sédimentation détritico sableuse et/ou kaolinique durant les périodes rhéxistasiennes yprésienne et post-lutétienne, sédimentation chimique basique à attapulgite, illite ferrifère et carbonates pendant les périodes biostasiennes lutétienne et stampienne.

## Le Miocène

Le Miocène est représenté uniquement par l'**Helvétien**. Les dépôts sont conservés dans des bassins dispersés, peu étendus mais relativement profonds. La sédimentation débute parfois par un conglomérat grossier à galets de socle paléozoïque et de calcaire coquillier. Les dépôts sont principalement des **faluns** très semblables à ceux de Touraine, plus ou moins chargés

de quartz (Pontilévien) ou de débris de Bryozoaires (Savignéen). Ces faciès se répètent sur une même verticale et la roche est souvent fortement consolidée (pierre de jauge). Il faut signaler le rôle important joué par les *Lithothamnium* qui peuvent à eux seuls constituer un dépôt analogue au maërl actuel ou former de véritables récifs. Des faciès inconnus à l'affleurement alternent en profondeur avec les précédents : argiles à Foraminifères, boues calcaires, dolomies consolidées ou pulvérulentes toutes plus ou moins riches en coccolites et hystrichosphères. La montmorillonite est le minéral argileux cardinal de ces dépôts helvétiques.

La présence de Miocène aux Cléons (fig. 5) a conduit Dollfus à admettre définitivement l'ouverture de la Mer des faluns sur l'Atlantique. Le schéma classique prolonge l'extension du Miocène jusqu'au delà de Blois et à travers le Golfe normano-breton, réunissant les gisements des Côtes-du-Nord, ceux de Gouville-sur-mer et du bassin de Carentan.

Les bassins sont toujours limités par des failles, leur fond est très généralement irrégulier, les faciès présentent verticalement et horizontalement une grande variabilité, autant de caractères qui témoignent de l'instabilité du socle à cette époque. Les dépôts ne peuvent être considérés comme remplissant des vallées préexistantes et sont au contraire à l'origine de sources souvent importantes. Cette action encore discrète des phénomènes tectoniques qui ne se manifestent que par une subsidence saccadée limite les effets de l'érosion à des apports détritiques réduits, tandis que les altérations intenses ne peuvent plus se développer sous des climats encore chauds mais devenus plus arides. Ainsi s'explique que seuls les éléments les plus mobiles en solution aient pu migrer : le calcium essentiellement et, à un degré moindre, le magnésium. Il est vraisemblable que l'on puisse attribuer à ces climats les silicifications secondaires observées dans certains grès ladères et dans le Miocène de Saint-Sauveur-des-Landes.

## Le Pliocène

Le Pliocène est représenté par deux types de dépôts correspondant à deux étapes de la dernière transgression tertiaire :

- Des faluns, des argiles ou plus rarement des sables rouges, toujours fossilifères et caractérisés par la présence exclusive de **montmorillonite**. Ces dépôts peuvent être groupés sous le nom de **Redonien** (du nom latin de Rennes : *Condote rhedonum*, le stratotype ayant été choisi à Apigné, 4,5 km au S.-W. de Rennes). Ils sont actuellement connus en Loire-Atlantique et dans une série de gisements disséminés en Maine-et-Loire et en Ille-et-Vilaine jusqu'à 17 km au N.-E. de Rennes; ils se retrouvent également dans le Cotentin.

- Des sables le plus souvent rouges, feldspathiques, plus ou moins glauconieux pouvant renfermer des lentilles argileuses importantes et caractérisés par l'assemblage **illite, kaolinite**. Ces « sables rouges » généralement azoïques ont une extension plus grande que le Redonien : vers l'Est ils peuvent dépasser les limites du Massif Armoricain reposant aux environs de Bayeux sur le Jurassique, vers l'Ouest ils affleurent à l'Est de Lamballe, à Etel et au Sud de Quimper. Des niveaux de sables et galets de Plouigneau et Telgruc ont été envisagés comme pouvant être également d'âge pliocène? L'analyse palynologique a révélé récemment la présence de niveaux reuverviens sous les formations quaternaires de Quemperven (vallée de la Quindy) (M. Th. Morzadec).

La faune qui compte plus de 40 % d'espèces nouvelles par rapport au Miocène fait placer l'épisode transgressif redonien dans une position stratigraphique assez élevée dans le Pliocène. Au début de la transgression, la mer peu profonde venant du Sud s'est avancée jusqu'au-delà de Rennes, mais il reste difficile de relier ce golfe au Cotentin faute de relais entre Chasné-sur-Illet et Blainville. Puis la transgression s'est largement amplifiée lors de la mise en place des « sables rouges ». Le Pliocène contrairement aux formations tertiaires antérieures fossilise en de nombreux points un réseau hydrographique ancien.

## La tectonique Post-Helvétienne

D'importants mouvements se sont produits postérieurement au dépôt des faluns helvétiques provoquant des **dénivellations de 50 à 80 m** entre des sédiments de même type. Cette tectonique qui affecte également les dépôts pliocènes marque une **phase déterminante dans l'évolution paléogéographique du Massif Armoricain**.

En dehors des zones affaissées dès l'Éocène dans lesquelles il est associé à des sédiments tertiaires plus anciens, le Pliocène atteint de grandes épaisseurs en bordure des plis paléozoïques dans de véritables « pièges » étroits et profonds limités par des



Fig. 5. - Néogène du Massif Armoricain, d'après S. Durand et J. Estéoule-Choux in *Géologie de la France*, Doin édit., Paris 1974).

cassures de réajustement ayant affecté les zones de contact des formations paléozoïques et briovériennes. Cette réactivation tardive de failles anciennes explique aussi la position des placages conservés sur des vieilles plateformes soulevées, ou suspendus à la manière de terrasses au flanc de versants ou encore épars au-dessus du Briovérien des zones affaissées. C'est cette tectonique active qui a déterminé la **rhéostasie majeure du Tertiaire** correspondant au dépôt des « sables rouges » pliocènes; en provoquant une reprise intense de l'érosion, elle a masqué l'action modérée des climats déjà plus tempérés.

Le tracé du réseau hydrographique est fortement influencé par la tectonique post-helvétienne. Si on peut voir dans les cours supérieurs E.-W. ou W.-E. de plusieurs rivières, les reliques des « vallées séquentes » établies suivant les plis hercyniens, les cours moyens et inférieurs de nombre d'entre-elles sont dirigés soit vers le Nord, soit vers le Sud, selon les versants d'un bombement général d'axe E.-W. En fait ces versants ont été fragmentés en une série de vousoirs remontant les plis paléozoïques et les granites entre les zones affaissées briovériennes; ainsi s'expliquent les vallées encaissées telles que celles de la Vilaine et de nombreuses rivières qui n'ont pas encore atteint leur profil d'équilibre.

### Le Quaternaire<sup>1</sup>

Aux phases froides du Quaternaire correspondent des régressions importantes du niveau marin, jusqu'à 150 m parfois, entraînant une érosion très forte dans la partie aval des vallées. En amont, des terrasses fluviales formées de sables, graviers et galets se mettent en place à la fin et au début de ces périodes. Les formations périglaciaires : coulées de solifluxion (*head*), limon et loess se sont développées essentiellement sur le Nord de la Bretagne. L'origine de ce matériel est locale, exception faite pour le loess qui dérive partiellement des fonds exondés de la Manche. On y distingue des limons anciens d'âge saalien et probablement elsterien et des limons récents weichseliens séparés par le sol eemien, de type forestier. A la base de ces derniers limons se trouve fréquemment une industrie du Paléolithique. Sur la côte sud les limons sont moins importants, les dépôts éoliens absents mais il existe de nombreux galets éolisés à la surface des sols anciens. Pendant les périodes froides le paysage végétal est très ouvert : steppe à Graminées, Composées, Ericacées avec rares îlots de Pins (*Pinus*) et de Bouleaux (*Betula*) au Pléniglaciaire weichselien.

Aux phases tempérées correspondent des transgressions qui comblent les vallées et débordent parfois sur les reliefs aujourd'hui exondés. Des surfaces d'aplanissement étagées sont attribuées à des stationnements marins du Pleistocène ancien : vers 50-60 m (*surface de Sainte-Anne-la-Palud*), vers 35-30 m (*surface de Ploemel*). A ces altitudes les dépôts sont rares en dehors de galets isolés. Les dépôts marins plus récents se présentent sous l'aspect d'accumulations de galets avec parfois des passées sableuses, vestiges d'anciens cordons littoraux. Ils ceinturent « en pointillé » le littoral actuel à des altitudes comprises entre 0 et 20 m. Ces dépôts sont soit attribués à un même cycle sédimentaire, le Normannien rapporté au dernier interglaciaire, soit considérés comme des témoins de cycles sédimentaires différents; les hauts niveaux entre 15 et 20 m pouvant être Holsteinien ou plus ancien, les bas niveaux entre 0 et 5 m étant selon les gisements holsteiniens ou eemiens. Sur le continent les interglaciaires sont marqués par la formation de sols forestiers. Pendant les deux derniers interglaciaires la végétation est comparable à la végétation actuelle. Au cours de la phase tardi-tempérée le Sapin (*Abies*) se développe à l'Holsteinien, le Charme (*Carpinus*) et l'Épicéa (*Picea*) à l'Eemien.

Les sédiments flandriens sont abondants et variés en Bretagne. Les colluvions qui masquent les versants, se déposent depuis le Tardiglaciaire. Mais le processus s'accélère avec le début de la déforestation. Dans les zones limoneuses du Trégor, des dépôts de l'époque romaine sont recouverts par plusieurs mètres de colluvions flandriens. Les grands marais tourbeux sont rares, seuls ceux des Montagnes Noires et des Montagnes d'Arrées ont une relative importance. La mer est proche du littoral actuel dès la période climatique boréale entre 9000 et 7800 B.P.<sup>2</sup>. La sédimentation marine débute dans les estuaires, en rade de Brest, à 32 m sous le niveau actuel.

Pendant la période atlantique la montée marine est rapide, 16 m en 2000 ans entre 8000 et 6000 B.P. Au début de la période subboréale (5800 B.P.) qui correspond aussi au début du Néolithique, les hautes mers

atteignent le niveau des basses mers actuelles. Ensuite la vitesse de remontée de la mer se ralentit et des marais tourbeux s'installent dans les baies et les estuaires en avant de la transgression. Les dunes s'établissent dans leur position actuelle au Subatlantique vers 3000 B.P.

## III. LA GÉOLOGIE SOUS-MARINE AUTOUR DU MASSIF ARMORICAIN

Le littoral actuel n'est évidemment pas la vraie frontière du massif armoricain. Le vieux bâti précambrien et paléozoïque se continue sous la mer, et même au-delà, sous la couverture secondaire et tertiaire de la Manche, de la mer d'Iroise et du plateau continental du golfe de Gascogne. Si le massif est défini par son aire d'affleurement, à l'image du massif central, alors sa frontière naturelle au Nord, à l'Ouest et au Sud est entièrement sous-marine, et coïncide avec le contact normal de la couverture sédimentaire généralement éocène qui enveloppe entièrement l'aire d'affleurement du socle (fig. 6).

Dans un ouvrage destiné à guider les excursions des géologues « sur le terrain », la présentation d'un domaine géologique submergé doit naturellement être très succincte. Le lecteur souhaitant des informations plus complètes pourra consulter les deux cartes géologiques au 1/1 000 000 publiées par le B.R.G.M. (la Manche, le plateau continental du golfe de Gascogne), et leurs notices explicatives.

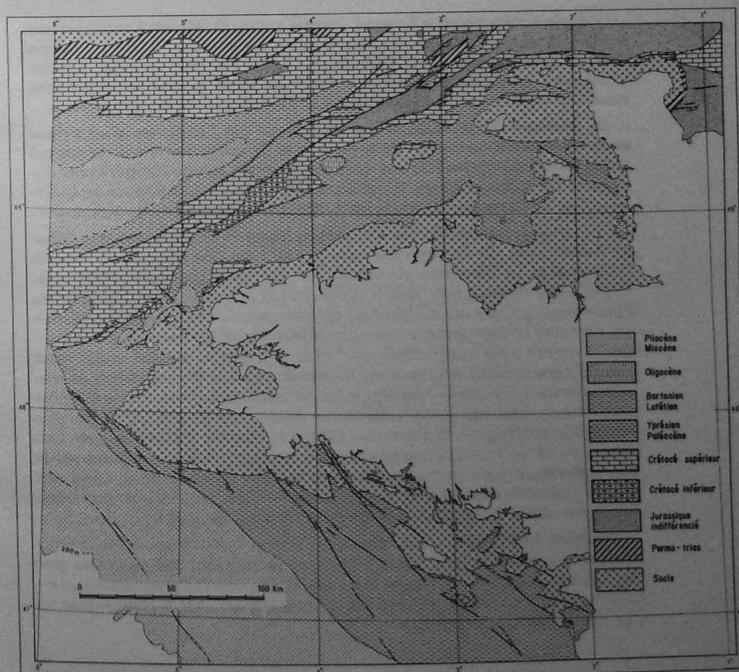


Fig. 6. - Géologie du plateau continental armoricain (d'après G. Boillot, A. Cressard, J.-P. Gérard, J.-P. Lefort et J.-P. Muzellec).

1. Rédigé par M.Th. MORZADEC.  
2. B.P. : before present (avant l'Actuel, fixé conventionnellement à l'année 1950).

## La couverture mésozoïque et cénozoïque<sup>1</sup>

La Manche occidentale est un bassin sédimentaire rempli de dépôts de faciès néritique ou continental, orienté suivant la direction N.-E. - S.-W., et limité au S.-E. par un accident complexe, l'**accident « Aurigny-Ouessant »** (le tracé de cette fracture, en gros rectiligne, passe environ à 15 km au large de ces deux îles). La Manche a toutefois débordé cette limite vers le Sud dès le Crétacé supérieur, et surtout à l'Éocène. Mais entre l'accident Aurigny-Ouessant et la côte, les dépôts sénoniens et paléogènes ne forment qu'une mince pellicule, qui masque incomplètement le socle domnonéen.

Au Sud du massif armoricain, la structure de la couverture post-paléozoïque est plus simple : les dépôts, ici encore de faciès néritique ou continental, forment un prisme sédimentaire qui va s'épaississant vers le Sud-Ouest. Ainsi les terrains à l'affleurement sont-ils d'autant plus récents que l'on se dirige vers la pente continentale, comme sur la plupart des marges continentales de type atlantique dont la subsidence s'accroît vers le large.

Que ce soit dans la Manche ou au Sud de la Bretagne, cette couverture a été déformée à plusieurs reprises et l'on y observe au moins trois discordances, qui restent toutefois assez discrètes : **une discordance anté-Crétacé supérieur, une discordance anté-Lutétien, et une autre anté-Néogène**. (C'est au cours de ce dernier événement tectonique que sont apparues la plupart des failles cartographiées sur la figure 6). Enfin le Néogène est lui-même affecté par **quelques fractures néotectoniques**.

En réalité ces failles, quel que soit leur âge, résultent de faibles remobilisations du socle armoricain sous-jacent à la couverture. Lors des compressions pyrénéennes et alpines, les vieux accidents du socle ont faiblement rejoué : accidents cadomiens ou calédoniens en Manche occidentale (N.-E. - S.-W.), accidents hercyniens ou tardihercyniens sur le plateau sud-armoricain (W.-N.-W. - E.-S.-E. et N.-W. - S.-E.).

## Le socle armoricain affleurant sous la mer<sup>2</sup>

Le socle antépermien submergé dessine autour du Massif Armoricain une auréole large de 10 à 60 kilomètres, selon les endroits; il affleure depuis l'Est du Cotentin jusqu'à la latitude de l'île de Ré. Plus au large, il perce localement la couverture sédimentaire mais reste le plus souvent caché sous les marnes et les calcaires du Mésozoïque et du Cénozoïque.

- **Le domaine de la Manche** est caractérisé par l'existence d'un « vieux socle » pentévrien recouvert de sédiments et de volcanites briovériennes qui ont été métamorphosés lors des deux phases majeures de l'orogénèse cadomienne. De façon générale, le métamorphisme paraît plus intense au Cadomien I qu'au Cadomien II. A l'Ouest du Massif, il pourrait en être autrement.

Ces terrains ont été injectés d'**intrusions basiques et acides avant le début du Paléozoïque**. Le Paléozoïque transgressif y est peu épais et s'y répartit inégalement. Le Cambrien qui débute par des faciès grossiers et un volcanisme acide n'existe que dans le golfe normano-breton; il est suivi par les « grès armoricains » qui n'affleurent qu'en Iroise. On ignore si l'exondation qui a affecté le Golfe normano-breton entre le Cambrien moyen et l'Ordovicien inférieur s'est aussi manifestée dans le Léon ou si celui-ci est resté exondé pendant tout le Paléozoïque inférieur. A partir du Llandelien, la mer ordovicienne transgresse l'ensemble du domaine de la Manche. Les dépôts sont fins et associés à un volcanisme sous-marin discret au Nord et à l'Ouest de la Bretagne. Le Dévonien s'étend largement sur ce domaine. Des mouvements verticaux antérieurs à cette époque ont induit **des horsts et des grabens** de telle façon que la transgression dévonienne a laissé des dépôts différents selon les endroits, grossiers dans les régions exondées, fins entre celles-ci. Le Carbonifère est quasiment lacunaire.

L'**orogène hercynien** a plissé, écaillé et failté le Paléozoïque qui se trouve aujourd'hui préservé soit dans des fonds de synclinaux, soit dans des grabens ou des couloirs tectoniques entre des noyaux de socle ancien. Ces terrains ont été peu métamorphosés. Le plutonisme est rare à l'Ordovicien et peu développé au Carbonifère.

1. Rédigé par G. BOILLOT.  
2. Rédigé par J.P. LEFORT.

- **Le domaine sud-armoricain** est séparé du domaine de la Manche par la zone broyée sud-armoricaine. Il n'est plus possible de reconnaître l'âge des sédiments qui sont aujourd'hui métamorphosés au Sud de la Bretagne. Le métamorphisme lui-même semble atteindre inégalement des horizons structuraux identiques.

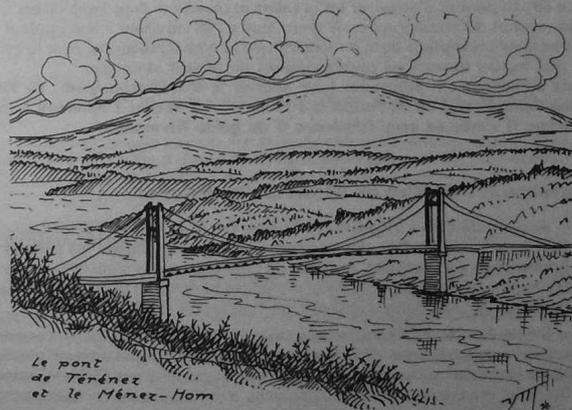
En baie d'Audierne, les terrains paléozoïques s'apparentent à ceux du domaine de la Manche : monostructurés et monométamorphosés dans un climat proche du « greenschist facies »; ils s'opposent aux terrains briovériens du Nord du domaine sud-armoricain qui montrent au moins deux phases de plissement et deux métamorphismes.

A l'Est de l'échine granitique qui court de Quiberon à Noirmoutier, on trouve des terrains cristallophylliens dont les plus jeunes ne doivent pas être postérieurs au Briovérien moyen. Certains sont polymétamorphiques et montrent des roches meso et catazonales rétro-morphosées dans le faciès amphibolite; d'autres sont détritiques et épimétamorphiques. Les équivalents immergés correspondant à ces affleurements sont généralement considérés comme antécambriens.

Entre les granites des îles de Glénans et la presqu'île de Quiberon, un graben d'individualisation tardive préserve des micaschistes dont on ne sait s'ils sont monométamorphiques ou polyisométamorphiques. La plupart atteignent le faciès « schiste vert » et montrent selon les cas un, deux, ou trois phases de plissement. Il se pourrait qu'une partie de ces terrains soit l'équivalent des affleurements monostructurés et monométamorphiques reconnus en baie d'Audierne.

**Les premières intrusions granitiques** qui ont injecté les roches cristallophylliennes sont de type granodioritique; elles ont été suivies par la mise en place de leucogranites cicatriciels à l'époque où de puissants cisaillements ont découpé la retombée méridionale de l'anticlinal de Cornouaille en bandes étroites.

**La fracturation du domaine périarmoricain** semble s'organiser selon la chronologie suivante : 1. fracturation N 60° (antéhercynienne); 2. fracturation N 90° (hercynienne); 3. fracturation N 130° (post-stéphanienne - anté-triasique). Les cassures subméridiennes correspondraient à des fractures associées aux deux premiers systèmes.



Le pont de Térénez et le Menez-Hom

## DEUXIÈME PARTIE ITINÉRAIRES

### 1. LE DOMAINE NORD-ARMORICAIN MANCELLIA – DOMNONÉE

#### ITINÉRAIRE 1

LE PAYS DE DOL

Cartes topographiques IGN

1/50 000 Avranches, St-Hilaire-du-Harcouët, Dol-de-Bretagne, Dinan et Fougères.

Carte Michelin 59

Carte géologique

1/80 000 Dinan, Avranches, Coutances et Laval.

#### ITINÉRAIRE 1 a

LES GRANITES MANCELLIENS

Le circuit permet d'observer les granites mancelliens dans leurs divers faciès, et le résultat du métamorphisme thermique qu'ils induisent à leur contact dans des terrains briovériens dont on remarquera le type lithologique pour le comparer aux autres formations protérozoïques du Massif armoricain<sup>1</sup>.

Deux variantes sont proposées pour aborder le Massif armoricain : de Vire au Mont-Saint-Michel ou de Fougères au Mont-Saint-Michel. L'itinéraire s'achève à Dinan. Il s'articule avec l'itinéraire 6 du guide Normandie<sup>1</sup>.

#### Variante A : de Vire au Mont-Saint-Michel

Arrivant de Vire à Villiedieu-les-Poêles, par la N 24 bis, s'arrêter au carrefour avec la N799. Des terrassements récents ont dégagé les **assises sub-horizontales du Cambrien**, formées de grès microconglomératiques, de grès feldspathiques et quartzitiques et d'argillites bariolées. On constatera sur ces dernières en particulier l'absence de tout recuit (**1 a**).

Sur la N 799, à 200 m environ après le passage à niveau, d'anciennes carrières sont ouvertes dans le **granite de Vire-Carolles**. Le repos transgressif du Cambrien sur une couche arénisée du granite y était jadis observable. Dans les médiocres conditions actuelles d'affleurement, on tiendra cependant pour preuve de l'**âge antécambrien du granite**, l'absence d'action métamorphique sur les sédiments cambriens.

Gagner la Haye-Pesnel et se diriger vers **St-Pierre-Langer** par la D 109. On trouve la carrière J. Semery (Les Rochers) à 100 m à gauche après le carrefour du Haut Pignon (**2 a**). Il s'agit d'un **faciès leucocrate à cordiérite** de la bordure du massif.

<sup>1</sup> Itinéraire rédigé par S. BLAIS et J. HAMEURT avec la coll. de J. ESTÉOULE-CHOUX (arrêt 5).

Son grain est fin et régulier. Observer les joints N.-S. et E.-W. verticaux donnant les murs limitant la carrière. Dans la partie Est de la carrière exploitée comme sable, une puissante action hydrothermale a transformé la masse du granite en arène kaolinique blanche. Au sommet, l'action climatique donne des arènes colorées en brun, processus progressant le long des joints.

Traverser la N 173 et gagner St-Michel des Loups qu'on dépasse en se dirigeant vers Groussey. A 500 m de ce carrefour (Les Perrières) une carrière à gauche de la route montre le **faciès habituel du granite de Vire-Carolles** : granite massif, équant, à cordiérite et biotite. La roche très homogène ne contient que peu d'enclaves de cornéennes. Les joints sont orientés N. 60 verticaux et N.-S. pendant de 65° vers l'Est (**3 a**).

Au Sud de Carolles, à 2 km (N 811) descendre (voitures particulières uniquement) vers Sol Roc (**4 a**). Cette route et les rochers de la côte donnent une très bonne coupe dans les **cornéennes** très résistantes à l'érosion (observer le contraste morphologique. Le vallon vers la cabane Vauban et entaillé dans le granite en arrière de son contact). On cherchera les cornéennes tachetées dans les niveaux plus sombres, initialement plus grésifeldspathiques. Stratification orientée N. 50 avec forts pendages vers l'Est. La schistosité de fractures est postérieure à la cornéification. Des fractures, visibles sur la grève, modifient les directions des couches.

En se dirigeant vers le Mont-Saint-Michel, on peut s'arrêter à la mairie d'Avranches pour en observer la façade faite d'un faciès du granite de type de Vire très riche en enclaves diverses (faciès dont l'exploitation est abandonnée, qu'on trouve surtout sur la périphérie des massifs).

#### Variante B : de Fougères au Mont-Saint-Michel

A **Fougères**, sous les murs du château observer les **cornéennes** développées, ici à plus de 1 000 m du contact du granite décrit en 4 a. On note ici l'existence de **grosses lentilles horizontales de quartz** résultant d'une action hydrothermale du granite (**1 b**).

Sur la N 177 en direction de Vire, à 4 km après Landéan, dans les virages de la **Piochais**, s'arrêter aux **Carrières (2 b)**. **Granite type Vire**, massif, équant, peu fracturé (dimension des blocs) joints verticaux N. 160 et E.-W., joints horizontaux.

Prendre la direction de Dol par la N 155, 2 km avant Trans, prendre à gauche la petite route du Rocher Toc (**3 b**). Dans la carrière du **Rocher Toc**, on observe un **faciès leucocrate**, parfois un peu hétérogène, à petit grain, à quartz gris globuleux, contenant par place des taches noires un peu diffusées de tourmaline. Les joints subhorizontaux sont avec évidence parallèles à la surface topographique et plus serrés à son approche. Les autres joints, verticaux, sont N. 50 et N. 120. Ce granite est à **tendance aplitique** (grains fins).

Les granites de type Vire ont été datés de  $596 \pm 12$  millions d'années (base du Cambrien = 570 millions d'années). Les granites leucocrates sont plus récents,  $507 \pm 6$  millions d'années (limite Cambrien-Ordovicien).

#### Itinéraire commun

Venant du Mont-Saint-Michel, petit massif de granite leucocrate, passant par Pontorson, emprunter la N 176. La quitter pour le bourg de Sains et prendre au N.-W. de ce bourg la D 289 vers **Roz-sur-Couesnon**. A 2 km environ au Sud de Roz, deux carrières ouvertes sur le côté Ouest de la route montrent l'**arène granitique** tranchée vers 80 m d'altitude par une surface plane, inclinée de 8° vers le S.-W. et recouverte de 4 à 5 m de **sables et galets (5)**.

Les galets sont émoussés, généralement de quartz, plus rarement de dolérite (ceux-ci très arrondis) et de grès plus ou moins altérés. Ces grès qui ont été trouvés en bloc volumineux dans la carrière, les champs et chemins environnants sont semblables au **grès tertiaires** connus sur les vieilles plateformes armoricaines. Les caractères du sable : morphoscopie des grains de quartz, présence de glauconie, minéraux lourds rapprochent ce dépôt des formations rapportées au Pliocène dans la région.

Traverser ensuite Roz-sur-Couesnon et rejoindre la N 797 jusqu'à l'entrée de Saint-Broladre. Juste avant on visite la carrière abandonnée ouverte dans les **cornéennes**. Leur stratification est orientée N. 30 – 65 W. Son intérêt est de montrer dans la partie Ouest, **deux filons de granite** injectés dans

les joints N. 140 pendant de 40° vers le massif. Ce granite à tendance pegmatitique forme un petit corps puissant d'une dizaine de m plus à l'Ouest.

A Dol, prendre la N 795 en direction de Combourg sur 6 km puis gagner Lanhélin par la D 10. A 1 km au Nord de cette localité, sur la D 73, on observe dans diverses carrières (lieu dit la Bécane) le faciès bleu, massif de la **granodiorite de Lanhélin (6)**.

Au Sud de Lanhélin au-delà du Rocher Abraham, au lieudit **La Cantine du Rouvre**, prendre à gauche le chemin de terre qui conduit à un atelier proche d'une ancienne carrière très profonde (7). Sans y descendre, on observera les joints EW et NS subhorizontaux. Sur le flanc Ouest, un filon de diabase (voir carte géologique pour ces filons) court en direction N.-S. Les joints de même direction montrent des stries de friction. La **granodiorite de Lanhélin datée de 487 ± 15 m. a.** est le faciès le plus jeune recensé dans la Mancellia.

#### ITINÉRAIRE 1 b

### LA BAIE DU MONT-SAINT-MICHEL ET LE MARAIS DE DOL

La baie du Mont-Saint-Michel, (fig. 7) célèbre par la beauté de son abbaye, l'est également pour l'importance de la marée : 13 m d'amplitude en moyenne, 14,50 m pendant les marées d'équinoxe. La mer se retire à 5 km lors des basses mers à l'Ouest de la baie et à près de 15 km au niveau du Couesnon. Des îlots granitiques, perçant les schistes briovériens métamorphisés, visibles dans plusieurs carrières, offrent d'excellents points de vue : le Mont-Dol, Roz-sur-Couesnon, le Mont-Saint-Michel<sup>1</sup>.

#### Le Mont-Dol et le marais

Du sommet du Mont-Dol (N 155 de Dol-de-Bretagne au Vivier-sur-Mer) la vue s'étend sur l'ensemble du marais de Dol et la baie du Mont-Saint-Michel, de Cancale à Granville. Au Sud, l'horizon est barré par une ligne de

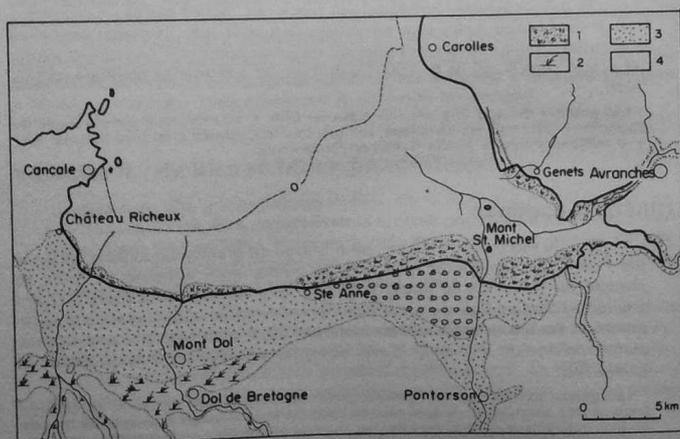


Fig. 7. - Cadre géographique du marais maritime de Dol de Bretagne (d'après G. Delibrias et M.-Th. Morzadec-Kerfour, 1975, Bull. As. Franç. pour l'étude du Quaternaire, Paris). A. Schorre. - B. marais tourbeux. - C. marais blanc. - D. polder.

1. Itinéraire rédigé par M. TH. MORZADec-KERFOURN.

hauteur formée par les **schistes briovériens** (35 m NGF) et le **granite de Saint-Broladre** (80 m NGF), qui représente une falaise fossile. Cette falaise est empâtée par des **coulees de solifluxion** (limon, head) qui en adoucissent l'abrupt. Entre Cancale et Saint-Benoît-des-Ondes, au **Château-Richeux** (N 155), l'ancienne falaise se dégage progressivement de sa couverture limoneuse, sous l'action conjuguée des eaux de ruissellement et de la mer. Au pied du Mont-Dol a été découvert, à la fin du siècle dernier, un important **gisement paléolithique**, déplacé par les coulées de solifluxion de la dernière glaciation. De nombreux ossements : Mammouth, Rhinocéros, Renne, accompagnent une belle industrie moustérienne.

Au Nord le marais est séparé de la baie par une digue longue de 20 km. La section occidentale aménagée dès 1024 sous le règne d'Alain V, Duc de Bretagne, n'est que la consolidation du **cordon littoral flandrien**. Le fond du marais, entre Châteauneuf et Dol-de-Bretagne, appelé « **marais noir** », est tourbeux, transformé en prairies, planté de saules et de peupliers; l'habitat est groupé sur les hauteurs. Vers le Nord, jusqu'au cordon littoral s'étend le « **marais blanc** », au sol clair, formé de tange et présentant un habitat dispersé (la tange est un sédiment marin, très fin, calcaire, à structure litée caractéristique). Près du Couesnon **des polders** ont été gagnés sur la mer entre 1851 et 1934; cette partie contraste avec le « marais blanc » par la rectitude du tracé des champs et des routes.

#### Le Mont-Saint-Michel et son histoire

Du **Mont-Saint-Michel** (N 776), à marée basse, on peut apprécier le grand développement de l'estran : la **slikke** formée de sable et de tange, parcourue par des chenaux de marée, le **schorre** colonisé par une végétation halophile. L'insularité du Mont est actuellement menacée par l'extension des schorres. Ceci est dû en grande partie à la régularisation des cours du Couesnon, de la Sélune et de la Sée qui empêche les divagations et donc l'érosion des herbues. L'aspect morphologique actuel de l'ensemble de la baie du Mont-Saint-Michel est la résultante de l'**évolution de la transgression au Flandrien**.

##### Histoire flandrienne du fond de la baie du Mont-Saint-Michel

Sous le marais de Dol le socle se situe entre 14 et 16 m de profondeur. Il est recouvert de sédiments péglaciaires au pied de la falaise fossile et de sables et graviers fluviaux tardiglaciaires dans les thalwegs.

Le **colmatage flandrien** est identique à celui des marais hollandais. La montée eustatique du niveau marin se fait sentir dès la fin du **Bordal** (8 200 années B.P.)<sup>1</sup> et provoque la sédimentation d'un argile saumâtre dans les dépressions. Ensuite se déposent des **sables intertidaux** puis des **tanges**. Au sommet des tanges sont intercalés des **niveaux tourbeux**. Leur formation coïncide avec le **ralentissement de la transgression flandrienne à la fin de l'Atlantique** (5 700 années B.P.) et peut s'expliquer par une montée irrégulière de la mer et la construction des cordons littoraux. La **première lentille tourbeuse** s'étend de la falaise fossile au cordon littoral actuel, entre 0,50 et 0,40 m NGF; elle a été datée par le radiocarbone de 5 800 à 5 200 années B.P. Lors de l'avancée marine qui suit, un **cordon littoral** barre la dépression de Châteauneuf où s'établit une tourbière. La **seconde lentille**, entre + 1,80 et + 2,15 m NGF ne dépasse pas le Mont-Dol; elle a fourni des dates comprises entre 3 900 et 3 450 années B.P. La mer s'avance de nouveau, construit le cordon littoral, appelé **Grand Sillon**, qui protège le « marais noir ». En avant du Grand Sillon deux nouveaux cordons permettent, à partir de 3 000 années B.P., de gagner sur la mer l'étendue du **marais blanc**. La formation du cordon littoral actuel date du début de la période historique. Depuis lors le fond de la baie a conservé l'aspect que nous lui connaissons.

##### La forêt de Scissy a-t-elle existé?

Des légendes relatant l'existence de forêts et de villes englouties après la conquête romaine sont contées en de nombreux points de la côte Nord-Ouest de l'Europe. Celle de la forêt de Scissy, forêt qui aurait entouré le Mont-Saint-Michel au Gallo-romain et été détruite par une marée exceptionnelle en 709, a suscité de très vives polémiques au cours du 19<sup>e</sup> siècle. Elle est encore racontée aux touristes qui visitent le Mont et la notice explicative de la Feuille d'Avranches (1970) en fait mention comme d'une vérité géologique.

Les arguments scientifiques venant à l'appui de la légende sont d'une part l'existence d'un certain nombre d'écrits : manuscrit du Chanoine de Saint-Aubert datant du IX<sup>e</sup> siècle, carte retrouvée au Mont-Saint-Michel en 1714 sur laquelle Aurigny, Jersey et les Chausey étaient reliés à la côte, d'autre part la découverte de troncs d'arbres fossiles (**les coïrons**) dans le marais de Dol, certains le disent, dans la baie, et le tracé supposé de voies romaines à travers l'estran actuel. Partisans et adversaires de l'existence de la forêt de Scissy ont maintes fois analysés ces arguments sans réussir à convaincre.

1. Before present : avant l'actuel, fixé conventionnellement à 1950.

Que dire après les nombreux sondages réalisés ces dernières années dans le fond de la baie du Mont-Saint-Michel? Les carottages effectués dans l'estran par Électricité de France pour l'étude du projet d'implantation d'une usine marémotrice entre Cancale, les Chausey et Granville n'ont jamais rencontré de sédiments tourbeux mais des sables marins coquilliers. Par contre près de Dol existent, dans le « marais blanc », deux lentilles tourbeuses interstratifiées dans la tange et contenant, en particulier la lentille profonde, des coirons. Ces tourbes, qui pouvaient être l'argument le plus convaincant, ont fourni des dates groupées autour de 5 600 ou de 3 600 années B.P. La tange marine qui surmonte la tourbe récente s'est déposée après 3 450 et le dernier cordon littoral date du début de la période historique.

Que s'est-il passé entre - 3 400 et l'actuel? L'existence d'une oscillation négative du niveau marin entre la fin de l'âge du Bronze (3 000 années B.P.) et le Gallo-romain est admise actuellement en Armorique. Le maximum de la régression se situe à l'âge du Fer (2 550 années B.P., - 600 avant J.-C.); elle était de l'ordre de 5 m au-dessous du niveau actuel. Mais vers 270 après J.-C. le niveau de la mer était proche de l'actuel. Cette montée rapide, près d'un mètre par siècle, a pu être sensible à l'échelle humaine et il n'est pas exclu que des habitats, situés dans les zones basses, aient pu être inondés. *La partie orientale de la baie du Mont-Saint-Michel donc subit entre - 600 et + 270 une importante avancée de la mer.* Le souvenir de cette remontée s'est transmis oralement; chaque génération amplifiant l'importance des destructions, tout en les situant assez mal dans le temps. Les légendes populaires ne sont pas que pure imagination. Cependant, il faut reconnaître qu'il n'y a sans doute jamais eu de forêt autour du Mont-Saint-Michel mais seulement des *schorres* et des *prés-salés*, pendant les périodes de bas niveau marin.

## ITINÉRAIRE 2

DE LA VALLÉE DE LA RANCE  
A LA BAIE DE SAINT-BRIEUC

### ITINÉRAIRE 2 a

MASSIF DE SAINT-MALO : COUPE  
DE LA VALLÉE DE LA RANCE

Ce circuit permet d'examiner les caractères pétrographiques et structuraux du massif de Saint-Malo. La structure d'ensemble de ce massif est celle d'un dôme migmatitique, orienté N. 60° E., déversé vers le Sud. Du Sud vers le Nord de la Vallée de la Rance, trois formations peuvent être distinguées bien que le passage de l'une à l'autre soit progressif et continu. Ce sont :

- les Micaschistes de Langrolay - Saint-Suliac;
- les Gneiss du Minihic - La Richardais;
- les Migmatites de Saint-Malo<sup>1</sup>.

Cartes topographiques IGN

1/50 000 Dinan, Saint-Malo, Lamballe et Saint-Cast.

Carte Michelin 59

Carte géologique

1/80 000 Dinan.

Au départ de Dinan prendre la N 166 en direction de Dinard. A Pleslin, tourner à droite en direction de Châteauneuf d'Ille-et-Vilaine, à 4 km de Pleslin, au lieu-dit « Les Landes » tourner à gauche en direction de Langrolay (D 12). L'usine marémotrice qui barre l'estuaire de la Rance, au niveau de la Richardais, provoque des perturbations dans les horaires des marées, aussi est-il conseillé de consulter la presse locale avant d'entreprendre cette excursion.

1. Itinéraire rédigé par J.-P. BRUN.

## Langrolay. Grève des Morlets

Du bourg de Langrolay, la descente vers la grève des Morlets est possible en voiture. Il est préférable, en cas d'excursion en car, de laisser le véhicule à proximité de l'église et de descendre vers la grève à pied (1).

Les affleurements de micaschistes, situés tant au Nord qu'au Sud de la grève, présentent des caractères pétrographiques et structuraux quasiment identiques. Aussi est-il préférable de se limiter à la seule observation de ceux situés au Nord, qui présentent l'avantage d'être plus accessibles.

On observe là des micaschistes et des gneiss à grain fin en bancs décimétriques et finement foliés. Des filons de granite apparaissent tantôt concordants tantôt discordants sur la stratification des micaschistes et gneiss. L'ensemble de ces formations est déformé par des plis droits ou légèrement déversés vers le Sud, d'orientation axiale N. 60° E. Une observation de détail permet de voir les microstructures associées à ce plissement : schistosité de crénulation, boudinage, fentes de tension, plis centimétriques à décimétriques. On constate que la foliation des micaschistes et des gneiss, marquée par l'orientation préférentielle des micas, est parallèle à la stratification.

## La Landriais. Le chantier naval

De Langrolay reprendre la D 12 vers le Nord. Au Minihic, tourner à droite, une centaine de mètres après avoir passé l'église. Ensuite suivre le chemin qui mène au chantier naval. Cette direction est convenablement balisée. Laisser les véhicules à proximité des installations du chantier naval et gagner à pied les affleurements situés au Sud de l'anse de la Landriais (2).

Les roches visibles à cet endroit sont, comme précédemment, des gneiss et des micaschistes, avec une prédominance de bancs massifs de gneiss à grain fin. Une évolution très nette du degré de métamorphisme et de l'intensité de la déformation peut être constatée par comparaison avec l'affleurement de Langrolay. La schistosité associée aux plis n'est plus ici une schistosité de crénulation mais une nouvelle foliation qui recoupe la précédente parallèle à la stratification. Ceci s'observe bien dans les bancs de gneiss à gros grain. Comme à Langrolay, on observe de nombreuses microstructures.

## La Richardais - Le Club nautique

De La Landriais, repasser par Le Minihic et prendre la D 114 jusqu'à La Richardais. Tourner à droite au premier carrefour après le panneau indiquant l'entrée de cette localité. Parquer les véhicules devant le Club nautique et gagner les affleurements situés au Nord de l'anse de La Richardais (3).

On reconnaît dans les roches composites, visibles à cet endroit, des gneiss sombres à grain fin identiques à ceux de La Landriais. Cependant à l'intérieur de ceux-ci de nombreuses veinules de matériel plus clair, de composition quartzo-feldspathique, traduisent les effets d'un début de fusion partielle du gneiss d'origine. Cette roche composite est une migmatite. On distingue facilement à l'œil nu la sillimanite et la cordiérite, minéraux symptomatiques d'un métamorphisme de basse pression et haute température. Le plissement est à cet endroit très intense, et les plis sont très serrés. En association avec ces plis, on observe de nombreux plans de cisaillement où s'injecte souvent le matériel clair provenant de la fusion partielle.

## Dinard, la Promenade du Clair-de-Lune

De la Richardais prendre la direction de Dinard. A l'intersection avec la N 168, tourner à gauche, puis après une distance d'environ 1,5 km tourner à droite et suivre cette direction jusqu'à la plage de Dinard. Parquer les véhicules et gagner le chemin bétonné de la Promenade du Clair-de-Lune à l'extrémité Ouest de la plage (4).

Un parcours de 100 à 200 m sur ce chemin permet d'observer les différents faciès des migmatites de Saint-Malo. On reconnaît des restites de gneiss identiques à ceux de La Landriais ou de La Richardais, plus ou moins épargnés par la migmatitisation. Lorsque la fusion partielle se développe, elle donne naissance à des veinules quartzo-feldspathiques de plus en plus abondantes. Tous les intermédiaires entre le gneiss d'origine et le granite d'anatexie peuvent ainsi être observés. Dans les roches les plus affectées par la fusion, on relève la présence d'enclaves de gneiss, de quartz et des schlierens de biotite dont l'orientation préférentielle souligne le flux, c'est-à-dire la déformation de la roche dans un état très plastique.

ITINÉRAIRE 2 b

**LE FLANC EST DE LA BAIE DE SAINT-BRIEUC  
DE SAINT-CAST A LAMBALLE**

Cet itinéraire permet d'observer le Briovérien, la granodiorite fini-cadmienne de Fort-la-Latte, la série ordovicienne d'Erquy et les séries rouges du golfe normano-breton<sup>1</sup>.

Carte topographique IGN  
1/50 000 Saint-Cast, Lamballe, Saint-Brieuc.

Carte Michelin 59

Carte géologique  
1/80 000 Saint-Brieuc et Dinan.

### De Saint-Cast à Fort-la-Latte

Partant de Saint-Cast, prendre à Matignon la N 786 en direction d'Erquy. A Ste-Aide, prendre à droite la route du Fort-la-Latte, 1 km après la fourche des directions Plévenon et Fort-la-Latte, tourner à droite et parquer à **Château-Serein**. Gagner la plage par le chemin piétonnier (1).

Il débouche à l'endroit où passe un **accident tectonique limitant la série volcanique à l'Ouest**. Celle-ci, comportant des **tufs** et des **coulées à pillows lavas** est observable à la pointe de Château Serein et au-delà vers le Sud. Il s'agit de la même série qu'à l'arrêt 7.

Au Nord du point d'arrivée sur la plage, on trouve tout d'abord les volcanites puissamment déformées dans l'accident tectonique. Plus loin, la petite falaise montre le bord du horst fait ici d'**amphibolites** injectées par la **granodiorite de Fort-la-Latte** avec des aspects complexes de migmatites au contact.

Gagner le **Fort-la-Latte (2)**. Sous le Fort, on trouve la **granodiorite** à nombreuses enclaves ovoïdes de roche à grain fin porphyrique. On constate que l'allongement de ces enclaves est d'orientation méridienne comme la structuration intime de la roche qui les contient. Cette granodiorite datée de 600 m.a. est donc **anté-cambrienne**.

### Du cap Fréhel aux Sables-d'Or

Gagner le **cap Fréhel (3)**. De **spectaculaires falaises rouges** montrent des **grès** à pendage faible vers la mer possédant de nombreuses figures sédimentaires diverses. Aucune évidence paléontologique ne permet de les dater et leur **âge controversé** est attribué au **Cambrien**, ou à l'**Ordovicien** ou encore au **Dévonien**.

Au départ de la D 34 vers Sables-d'Or, remarquer les filons de diabase N.-S. qui recourent les grès.

Sur la route des **Sables-d'Or**, on s'arrête au parking à droite, face à une petite route venant de **Plévenon** (Grèves d'en Bas) (4). Dévaler les sables dunaires et parcourir la plage vers le Sud. Après avoir franchi le ruisseau, dans la granodiorite orientée à enclaves plus rares qu'à l'arrêt 2, observer des **filons** dont la succession chronologique est aisée à établir.

Les plus vieux (juste après le ruisseau) ont des bordures à grain fin (bordures de refroidissement rapide) mais sont disloqués et recristallisent en diorite. Ils se sont mis en place alors que la granodiorite n'était pas refroidie. Plus loin, d'autres filons de diabase sont observables, on peut en distinguer deux générations, la plus récente orientée N. 160 est contemporaine des filons du cap Fréhel.

Arrêter les voitures à l'entrée des Sables-d'Or, au bas de la descente. Revenir en arrière à pied sur le chemin qui longe la côte et va aux carrières (5). Sables-d'Or est sur la granodiorite qu'on ne voit pas ici. On observe les **bancs de base conglomératiques**, de la **série du cap Fréhel**. Ils contiennent

de nombreux galets siliceux, en particulier de **phthanite** (galets noirs). Ces bancs plongeant vers la mer montrent plus loin de belles stratifications entrecroisées.

### D'Erquy à Lamballe

Gagner **Erquy**. Aller à l'extrémité du Port au pied de la falaise (6). Il est possible d'y observer une **série détritico-rouge**. Elle est distincte de celle de Fréhel et recouverte en légère discordance par cette dernière. Ici, à marée basse, des bancs gréseux verdâtres découvrent; ils forment la base visible de la série.

Ils sont surmontés d'un ensemble de couches d'abord grossières conglomératiques et vivement colorées constituant la falaise, s'achevant au sommet par des argilolites. Les carrières ouvertes au sommet de la falaise ont exploité de beaux grès surmontés par une récurrence du faciès conglomératique. L'ensemble pend légèrement vers le Nord.

Suivre la route qui longe la mer et s'arrêter près du court de tennis. On partira à pied pour faire le tour de la **Pointe de La Heussaye (7)**. Les couches orientées N. 70 subverticales montent (fig. 8).

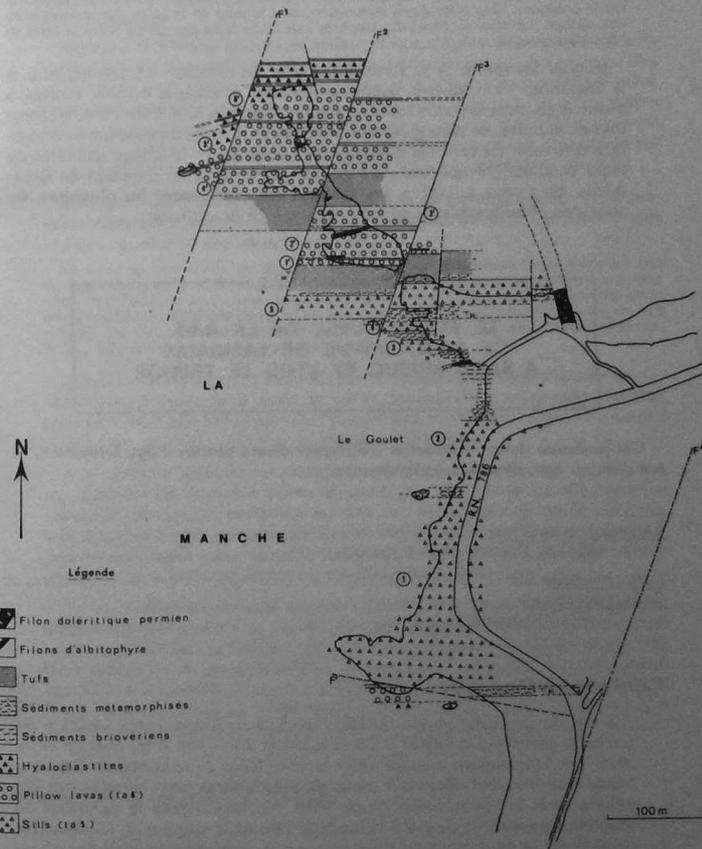


Fig. 8. - Carte géologique de la Pointe de la Heussaye (d'après B. Auvray, in Bull. Soc. Géol. et Min. de Bretagne, 2, 1971).

1. Itinéraire rédigé par S. BLAIS et J. HAMEURT.

- Des sédiments grawackeux gris-vert ayant livré une microfaune de l'Ordovicien recoupés par un filon de diabase porphyrique.
- Des coulées à pillows-lavas (laves en coussins).
- Des brèches volcaniques (hyaloclastites).

Sur le revers Sud de la pointe, les mêmes formations se retrouvent ainsi que :

- des sills de spilite (sombre)
- des filons de kérautophyre (roche rose clair).

Cette série non métamorphisée a été datée à 466 + 10 m.a. (Ordovicien).

Prendre la N 786 jusqu'à Planguenoual, y tourner à droite en direction de **Jospinet**, jusqu'où on va **(8)**. Descendre la cale et sur le sable gagner vers le Sud la première crique à 700 m environ. Au Sud de la crique, les rochers beiges montrent une **brèche tectonique**. En allant vers le fond de la crique, on voit des sédiments grésio-feldspathiques gris, massifs, contenant de rares lits conglomératiques à fragments de cette brèche sur laquelle ils reposent. C'est ici le **site de la transgression de la série volcanique et sédimentaire d'Erquy - La Heussaye** (fig. 8).

Des schistes noirs s'intercalent rapidement. Cet ensemble est recoupé par un filon de roche volcanique basique à varioles. Le bord nord de la crique montre un sill de roche basique un peu cristalline. En remontant vers Jospinet, on observe un renforcement de la falaise. Une faille y passe qui met en contact la série d'Erquy avec une lanière de brèches claires.

En arrivant à Jospinet, on voit que celle-ci est elle-même en contact par faille avec les granodiorites orientées du type Fort-La-Latte qui contiennent ici de nombreux filons basiques. Des altérations hydrothermales le long de la faille rétro-morphosent ces roches. La côte au Nord de Jospinet suit cette faille qui passe entre la terre et l'ilot tout proche.

**Gagner Lamballe.** A la sortie de la ville en direction de Saint-Brieuc, à la Dehanne, 1 km environ avant de rejoindre la route à 4 voies, tourner à droite et prendre la petite route qui rejoint **Coëtmiex**. A 1 km de là, au sommet de la butte, on distingue dans les talus de la route un faisceau de micro-quartzite noir. Ce sont les **phanites de Lamballe**. Le fauchage des têtes de leurs couches est spectaculaire **(9)**. En descendant en direction de Coëtmiex, on trouve à 100 m, **les schistes qui contiennent les phanites**. Ce sont des chloritoschistes satinés redressés à la verticale.

## ITINÉRAIRE 2 c

### LE FLANC OUEST DE LA BAIE DE SAINT-BRIEUC DE LAMBALLE A SAINT-BRIEUC ET VERS LE TRÉGOR

Cet itinéraire donne l'occasion d'observer divers termes d'âge briovérien, et les diorites intrusives fini-cadomiennes<sup>1</sup>.

#### Carte topographique

1/5 000 Saint-Brieuc, Pontrieux.

#### Carte Michelin 59

#### Carte géologique

1/80 000 Saint-Brieuc.

### Carrière de Quessoy

Sortir de Lamballe par la N 168, direction de Moncontour. A 3 km de Lamballe prendre à droite le D 28 et le suivre sur 7 km. A mi-chemin entre Meslin et Trégenestre la route longe le côté Nord de la **Lande du Gras** sur laquelle se trouvent épars des blocs de **grès ladères** dont certains ont été utilisés pour la construction d'une allée couverte. Après le carrefour de Meudon (croisement du D 28 et de la N 168 A) la carrière de Quessoy **(1)** s'étend sur le bord Nord du D 28 sur une surface de 6 ha environ et une profondeur de 35 m (demander l'autorisation de visite).

1. Itinéraire rédigé par S. BLAIS et J. HAMEURT avec la coll. de J. ESTÉOULE-CHOUX (arrêt 1).

Sous les stériles (45 cm à 3-4 m) formés d'un ensemble argilo-limoneux ocre emballant des graviers et cailloux de quartz et de phanites on peut observer 3 à 4 m de **kaolin blanc**, puis du **kaolin gris**. Dans le fond de la carrièreaffleure une sorte d'éperon orienté Nord-Sud formé d'un tuf volcanique à composition rhyolitique.

La roche mère du kaolin n'est visible à aucun moment dans le gisement. Des pointements de roche saine sont connus du côté de Pont-Renaud et de Trégenestre, mais il s'agit d'une roche riche en micas noirs dont on ne retrouve pas trace dans le kaolin. Cette roche saine est un granite orthogneissique appartenant à la lame orthogneissique de Lamballe - Quessoy d'âge cadomien. Notons pour mémoire qu'il existe au village de la Haute-Folie situé à 500 m au Sud de la carrière de kaolin, un **bassin sédimentaire marin, oligocène**, mis en évidence uniquement par sondages.

### De Quessoy à Saint-Brieuc

Remonter de Quessoy vers Yffiniac par la N 168. Au cimetière tourner à gauche, prendre la petite route jusqu'au-delà de la voie ferrée. Avant le pont sur la Touche tourner à gauche **(2)**. Dans la **carrière du Vaugas**, on trouve des **leptynites** et des **amphibolites à grenat**, ainsi que diverses variétés de **diorites** non structurées, grenues ou porphyroïdes, des **gabbros** et quelques cumulats ultrabasiques. Cette carrière donne une bonne image du **complexe métamorphique et plutonique qui constitue le fond de la baie de Saint-Brieuc** et dont l'âge, encore énigmatique, est vraisemblablement *Briovérien précoce*.

Repasser à Yffiniac et gagner **Hillion**. Avant l'église y prendre à gauche la direction de l'**Hotellerie** **(3)**. Commencer la coupe le long du rivage au Sud de la Pointe de l'Hotellerie à 1 km de celle-ci. Ilaffleure ici une **diorite quartzique leucocrate fracturée**. Dans ces fractures se sont injectées des **diabases** qui ont elles-mêmes été comprimées et de ce fait morcelées. On peut en identifier plusieurs générations. Cette **diorite quartzique leucocrate** est la formation sur laquelle la **série d'Erquy** est transgressive à Jospinet.

En allant vers le Nord, on arrive à la **pointe de L'Hotellerie** dans une **première série volcanique métamorphisée et plissée**. On peut identifier ici des coulées ou sills et des niveaux de tuffs.

Au Nord de l'Hotellerie on observe un **filon de roche basique tardif**, donnant des boules, d'orientation N.-S. et qu'on retrouve en plusieurs points. Au delà, de la pointe nord de l'Hotellerie un niveau conglomératique marque la base d'une nouvelle série (**série supérieure d'Hillion**) comportant de nombreuses coulées surtout massives, des sills et des méasédiments surtout grésio-feldspathiques. La stratification orientée N. 50, très redressée, est localement plissée.

Sur la route du retour à Saint-Brieuc, s'arrêter dans les anciennes carrières situées à droite de la route, après le château. C'est un **granite très clair** structuré relativement jeune par rapport aux formations voisines puisqu'il a été daté de 490 + 30 m.a. (*Cambrien supérieur*).

A l'entrée de Saint-Brieuc, descendre à droite dans **Cesson** sur la **grève des Courses** **(4)**. A marée basse on peut aller en voiture jusqu'au premier affleurement rocheux en falaise au-delà de l'ancien champ de tir. On poursuit la coupe à pied à partir d'ici. Le premier affleurement montre un **spectaculaire poudingue** dont les galets lithologiquement variés ont été fortement étirés et dont les axes plongent en direction N. 70.

Après un **filon de diabase** tardive, on retrouvera un **autre niveau de poudingue** à galets plus petits. Au-delà encore, après des niveaux d'amphibolite et de gneiss, dans la falaise très basse, on observera un **poudingue à très gros galets** (taille de la tête d'un homme) non allongés, faits de diorite quartzique. La **signification de ces niveaux comme base du Briovérien inférieur n'est pas vraiment démontrée. Il n'est pas davantage démontré que ces niveaux correspondent à celui de la base de la série supérieure d'Hillion.**

### De Saint-Brieuc à Lanvollon

Repasser à Saint-Brieuc et gagner le port, en rive gauche du Légué. Par la Ville-Agan aller à la **Pointe du Roselier** **(5)**. A son extrémité descendre le chemin de pêcheurs le long de la falaise (descente très malaisée). L'extrémité est de la pointe est formée de **coulées de spilite basique en très beaux coussins empilés**. Ils sont étirés par la tectonique. Des intercalations sédimentaires peu épaisses séparent les diverses coulées.

Gagner la **plage de Tournemine** située à 5 km à l'Ouest à vol d'oiseau. En longeant la plage vers la droite, on atteint les **rochers de Poissonnet (6)**.

C'est la **série de Binic**, appartenant au *Briovérien supérieur* dont cet affleurement illustre bien la lithologie : alternance de bancs rythmiques, à sédimentation grano-classée de grès très feldspathiques alternant avec des niveaux noirs carburés. Les figures sédimentaires (stratifications entrecroisées, figures de charge, etc.) y sont nombreuses. Constaté l'absence de foliation métamorphique, et la très grande simplicité structurale qui contrastent avec les terrains vus précédemment et qui attestent d'une histoire structurale beaucoup plus simple et pour cela plus courte.

Gagner la **pointe de Pordic - le Petit-Havre** (parquer). Les rochers situés à droite en arrivant sur la plage donnent une bonne illustration du *style tectonique très simple, de la série de Binic*. Les couches ondulent avec des axes plongeant vers le N.-E. (7).

A **Saint-Quay-Portrieux**, entre le port et la pointe de Saint-Quay, les rochers permettent d'observer la **diorite de Saint-Quay (8)**. Cette diorite quartzifère non orientée à biotite et amphibole, à enclaves de norrite nombreuses, est intrusive, et métamorphose la série de Binic. Elle a été datée à 559 + 27 m.a. (*Cambrien inférieur*) et correspond donc à l'*expression du magmatisme fini-cadomien*.

De Saint-Quay, gagner Lanvollon et poursuivre dans la même direction par la D 32 jusqu'à la N 787. Prendre cette route vers le Sud, sur 1,5 km. S'arrêter à la carrière ouverte à droite de la route de l'autre côté du Trieux (9). On observe une **diorite métamorphisée**, à grenat, dans laquelle s'est développée une foliation fruste, qui rappelle les amphibolites à grenat de l'arrêt 2. Noter l'existence de **deux types de pegmatites**. Les unes sont à amphiboles et appartiennent à la diorite, les autres en filons sécants émanant des granites varisques très postérieurs, sont à muscovite.

On peut rejoindre Portrieux ou Paimpol ou Bréhec pour le circuit du Trégor (it. 3).

### ITINÉRAIRE 3

#### LE TRÉGORROIS

#### ITINÉRAIRE 3 a

#### LE TRÉGORROIS ORIENTAL DE BRÉHEC A TRÉGUIER

Ce circuit permet d'observer :

- Les formations rouges du flanc ouest de la baie de Saint-Brieuc (Bréhec, Beauport).
- Les formations volcano-sédimentaires constituant la zone sud du Trégor; elles sont soit briovériennes (pointe de Minard, Kérite, Porz-Even, pointe de Guilben, Tréguier), soit cambriennes (tour de Kerroc'h).
- Les formations granitiques et granodioritiques constituant la partie nord du Trégor (Ile à Bois, sillon de Talbert, Port-Béni) et leurs enclaves de vieux gneiss (Port-Béni). Des filons de microgranite (d'âge cambrien) recoupent ces formations (pointe de l'Arcouest) <sup>1</sup>.

Carte topographique IGN  
1/50 000 Pontrieux et Tréguier.

Carte Michelin 59

Carte géologique  
1/80 000 Tréguier.

1. Itinéraire rédigé par B. AUVRAY.

### Plage de Bréhec

On arrive à Bréhec en venant de Saint-Brieuc par la N 786. A Lanloup, prendre la direction Bréhec par la D 54. Aller jusqu'au parking de la plage et laisser les véhicules. La coupe se fait à pied le long de la plage sur environ 1 km à marée descendante ou basse.

Les formations rouges constituent le **petit bassin de Bréhec**, limité au Nord par les formations sédimentaires briovériennes visibles sur la jetée du port de Bréhec et au Sud par les formations volcaniques d'âge indéterminé de la pointe de la Tour (contact faillé entre formations rouges et volcanites).

Stratigraphiquement, et par rapport aux autres formations rouges du golfe normanno-breton, la **série de Port-Lazo** visible à Bréhec est considérée comme l'équivalent de la **série d'Erquy rouge**. Son âge *dévonien*, comme celui de tout l'ensemble des formations rouges, est encore discuté.

- Du point de vue sédimentologique, elle comprend de la base au sommet :
- un conglomérat constitué essentiellement de galets de quartz et de microquartzite;
  - des grès rouges fins;
  - des argiles vertes ou rouges;
  - des grès prenant progressivement un faciès conglomératique.

On remarque au sein des *argilites*, une intercalation de *grès calcareux* sous forme d'un banc continu. On trouve ces mêmes grès en nodules isolés dans les argilites. Ces formations plongent régulièrement vers le S.-E., au maximum d'une trentaine de degrés. Elles sont coupées par des intrusions de nature trachy-andésitique, filons nourriciers du volcanisme que l'on trouve dans l'**unité de Plouézec** (située stratigraphiquement au dessus). Une étude détaillée des contacts des affleurements de Bréhec avec le socle sous-jacent peut être faite dans la partie nord de la coupe (plage du Port) à marée basse.

### Pointe du Minard

De Bréhec, prendre la direction de Paimpol par la D 54 c. A la sortie de Questel, quitter la D 54 c pour prendre à droite la route vers Kerfonten. On suit pendant 500 m environ; au croisement, prendre à droite vers le Minard et la pointe du Minard; aller jusqu'à la Pointe (stationnement aisé) (2).

Avant de descendre la falaise, profiter de ce magnifique point de vue. Vers l'E.-S.-E. la **baie de Saint-Brieuc** (par beau temps, on voit jusqu'au cap Fréhel); vers le Nord, la **pointe de Plouézec** (ou pointe de Biffot) et les **rochers du Tauril et du Mez-de-Goëlo** (formations sédimentaires et volcaniques du Briovérien supérieur).

Descendre la falaise (50 m environ par un sentier relativement aisé, mais glissant par temps de pluie). On observe alors les **formations schisto-gréseuses, quartzitiques et greywackeuses du Briovérien** (sans doute supérieur) sur lesquelles reposent les **formations rouges**.

Des **observations sédimentologiques** (belles figures de sédimentation; granulo-classement, stratifications entrecroisées, load-cast, etc.) peuvent être faites en marchant le long de ces rochers. A marée basse, il est possible de faire la coupe jusqu'à la **pointe de Kerlite** (coupe d'environ 700 m vers le N.-W.). La grève entre la pointe du Minard et la pointe de Kerlite, permet de plus d'observer le *style de plissement souple* qui affecte ces formations très semblables à celles de Binic.

### Carrières de Beauport

A la pointe du Minard, reprendre la direction du Minard et de Plouézec de façon à rejoindre la N 786 qui traverse le bourg de Plouézec. Prendre cette route vers Paimpol et la suivre pendant environ 3 km; dans la descente vers Kerity-Paimpol sur le côté droit de la route, exploitation de matériaux d'empierrement et de construction dans les **grès roses de Toul-Lan**.

Les grès de Toul-Lan sont feldspathiques, grossiers, mal classés, pauvres en ciment sériciteux avec parfois des silicifications secondaires. Du point de vue stratigraphique, ils sont l'équivalent de la série de Fréhel située de l'autre côté de la baie de Saint-Brieuc. La carrière permet d'observer le litage de ces grès en bancs de 50 cm environ d'épaisseur, avec ici un pendage exceptionnellement assez fort (environ 45° S.-W.) (3).

### Pointe de Kérite

Suivre à nouveau la N 786 vers Paimpol. Dans le bas de la descente au niveau du petit étang sur le bord gauche de la route, on franchit la **grande**

**faille du Trégorrois (4).** On pénètre ensuite dans Kéryty-Paimpol. Avant d'arriver à l'église de Kéryty, prendre à droite au poteau de signalisation indiquant la plage du Cruckin.

Aller jusqu'à la plage et laisser les véhicules sur le parking. On fait ensuite 200 m à pied jusqu'aux affleurements de la petite presqu'île à droite de la plage (mi-marée). On observe là à nouveau des **formations sédimentaires du Briovérien supérieur** reposant sur les **volcanites de Paimpol** qui constituent toute la pointe de Guilben parfaitement visibles de l'autre côté de cette anse.

Les schistes dominent ici, les bancs plus gréseux étant en général peu épais (10 à 15 cm). Remarquer plus particulièrement les plissements qui affectent ces sédiments et noter également que la schistosité est de plan axial pour ces plis. Ces phénomènes ne sont observables dans cette formation qu'au voisinage des grands accidents hercyniens (comme la faille du Trégorrois); il semble que ce soient ces accidents qui induisent l'apparition de ces plis et de cette schistosité qui peut donner naissance à un clivage ardoisier.

### Pointe de Guilben

En quittant la plage de Cruckin, suivre la route qui longe la côte pendant 1,3 km. Juste avant d'arriver à la nouvelle cité de Kerno, prendre à droite la route indiquée pointe de Guilben (sentiers touristiques) (5). On peut aller en car jusqu'au parking situé juste après le petit bosquet (avec des pins notamment) que la route traverse (attention! ne pas aller plus loin avec de gros véhicules). Un parc, situé 400 m plus loin, est accessible uniquement aux voitures. Suivre ensuite le petit chemin qui descend vers la plage. A marée basse, on peut faire le tour de l'extrémité Est de la Pointe (occupée par une propriété privée); de nombreux types de roches sont observables; parmi les principaux :

- des laves bréchiques (verte à enclave violette);
- des laves en coussins (très beaux exemples sur le flanc sud de la Pointe);
- des tufs verts : bancs interstratifiés entre les coulées;
- des tufs à aspect schisteux, verts et violacés, très riches en calcite (veines et amygdales blanches et roses) : ce sont des schalsteins.

Toutes ces roches sont des **spilites** appartenant vraisemblablement au **Briovérien supérieur** (620 m.a.). Le type le plus remarquable est constitué par les **coulées en coussins** (forme, taille, nature du ciment, aspect vacuolaire de la lave, etc.). Noter également la présence des filons foses aplittiques tardifs, recoupant ces spilites.

Une schistosité, très irrégulièrement développée, apparaît dans ces formations qui sont orientées sensiblement N. 100-110° et plongent régulièrement vers le S.-W. **Les spilites de Paimpol** (comme les **tufs de Tréguier**) dessinent une bande de 1,5 km environ de largeur qui s'allonge en direction E.-W. jusqu'aux environs de Lannion.

### Porz-Even. Chapelle de la Trinité

De la pointe de Guilben, rejoindre Paimpol et prendre la direction de Ploubazlanec pointe de l'Arcouest-Bréhat (N 786 c). Rendu à Ploubazlanec, prendre à droite direction Porz-Even (6). Passer le bourg de Perros-Hamon puis prendre, 400 m plus loin, direction Croix-des-Veuves à droite. Aller jusqu'au parking situé à la Pointe. Par beau temps, très beau panorama sur tous les rochers de la baie de Paimpol et sur l'île de Bréhat au Nord.

Prendre à pied le petit sentier qui descend à la grève (chapelle de la Trinité). Le long de cette grève, vers le Nord ou vers le Sud, on observe la formation de **tufs de Tréguier**, située stratigraphiquement sous les **spilites de Paimpol** mais appartenant à ce même ensemble volcanique du Briovérien supérieur (620 m.a.).

On aperçoit là, un ensemble de roches de couleur violacée dominante, parfois verte; elles peuvent être massives ou schisteuses; on y observe le plus souvent des phénocristaux blancs ou noirs (feldspaths, micas, amphiboles) de taille millimétrique.

Ces roches sont pour la plupart des **tufs** (les niveaux à texture de coulée, microlitique, sont très rares et impossibles à repérer sur le terrain); il s'agit de roches à composition de kératophyre ou quartz-kératophyre, constituant une bande de

1 500 m d'épaisseur dont nous voyons ici l'extrémité est. Cette bande se retrouve à l'autre extrémité du Trégor (région de Lannion et de Locquirec). Situés le plus au Nord de l'ensemble constitué par les **tufs de Tréguier, spilites de Paimpol, sédiments de la Roche-Derrien (ensemble du Sud Trégor)**, les tufs de Tréguier sont séparés de l'ensemble granitique et granodioritique du Nord Trégor par un grand accident (faille de Tréguier-Lézardrieux) dont le tracé est sensiblement parallèle à celui de la faille du Trégorrois, et qui passe à peu près au milieu de la Baie de Launay-Mal Nommé, à 1 km environ au Nord de l'arrêt où nous nous trouvons.

### Pointe de l'Arcouest

Reprendre la direction de Ploubazlanec, dans cette localité, prendre la direction de la pointe de l'Arcouest (N 786 c). Descendre jusqu'au parking devant l'embarcadère pour Bréhat (7). Remonter à pied la route qui vient d'être empruntée de façon à examiner les parements en falaise de la route. On peut également observer les mêmes roches sur la grève, à droite et à gauche de la cale. A mi-pente, de nombreux filons de microgranite recourent les **grandiorites du complexe nord-trégorrois**.

Cette roche est très riche en phénocristaux blancs et roses d'orthose et albite, translucides de quartz (assez peu nombreux). La matrice est violacée, de teinte foncée, essentiellement quartzo-feldspathique avec de très nombreuses associations micropegmatitiques. On voit mal dans ce gisement l'orientation des filons qui est N. 60°. Les épontes toutefois peuvent être décelées car elles sont aphanitiques et montrent parfois des figures de refroidissement nettes (« chilled-margins »). Ces filons sont une des expressions du **magmatisme cambrien** qui se manifeste dans cette région.

De cet endroit, on remarque l'existence de petits cordons de galets réunissant des pitons rocheux (constitués essentiellement de microgranite) à la côte. A l'horizon, on observe d'ailleurs le plus grand de ceux-ci : c'est celui constituant le **sillon de Talbert** qui mesure 4 km de long (le phare que l'on aperçoit n'est pas situé sur le sillon de Talbert, mais à plusieurs km à l'Ouest, dans l'archipel des Héaux).

### Tour de Kerroc'h (entre Paimpol et Ploubazlanec)

Reprendre la route vers Paimpol, traverser Ploubazlanec (8) la Tour de Kerroc'h se trouve au bord de la route, sur le côté gauche à environ 500 m de la sortie de Ploubazlanec (fig. 9). Le stationnement est aisé pour des voitures particulières, plus difficile pour un car que l'on aura intérêt à parquer sur la petite route qui descend vers la grève, au Nord de la Tour. Sur ce piton, on peut voir un autre exemple des **manifestations magmatiques acides cambriennes** (530 M.A.) dans le Trégor. Il s'agit de **rhyolites ignimbritiques** dont on observe les belles figures de fluidalité sur les affleurements de la partie sud de la butte.

Cette fluidalité, jouant le rôle d'une stratification, permet de constater que les volcanites occupent une position, sinon horizontale, du moins peu inclinée et qu'elles ne paraissent pas avoir été profondément tectonisées. Elles se distinguent en cela des tufs de Tréguier et des spilites de Paimpol qui leur servent de socle et sur lesquels elles semblent donc reposer en discordance.

Pétrographiquement, ces roches volcaniques sont des rhyolites de teinte rose foncé à violacée lorsqu'elles sont fraîches, à phénocristaux (taille millimétrique) essentiellement d'albite et d'orthose (quartz et biotite sont plus rares). La pâte est le plus souvent un verre dévitrifié quartzo-feldspathique. Certains échantillons montrent des

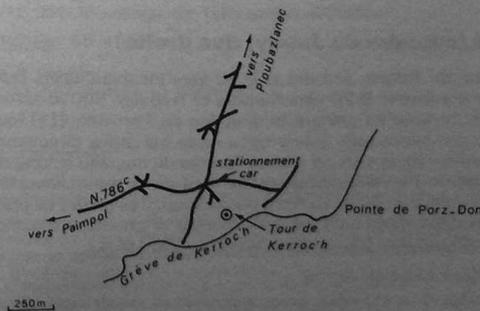


Fig. 9. - Croquis de situation : anse de Paimpol.

« flammes » de teinte noire, allongées dans la fluidalité, caractéristiques des ignimbrites. Le chimisme de ces roches est rhyolitique (roche acide, alcaline avec  $K_2O > Na_2O$ ).

Si la mer est basse, examiner les affleurements situés sur la grève au pied de la Tour. On peut y accéder soit par la route qui contourne la butte de Kerroc'h au Nord, soit par celle qui la contourne au Sud (celle du Nord est plus accessible pour les cars) (fig. 9). Sur cette grève, les types de roches sont très variés : brèches, tufs, ignimbrites à flammes (lentilles noires). La composition est toujours rhyolitique.

## Ile à Bois

Reprendre la route de Paimpol. A Paimpol, prendre la direction de Lézardrieux, Tréguier, Lannion par la N 786. On franchit le Trieux sur le pont suspendu de Lézardrieux (à marée basse, descendre sous le pont, rive droite ou rive gauche, pour observer à nouveau les **spilites de Paimpol**).

On traverse Lézardrieux, et on prend la route vers le sillon de Talbert (D 20). Le long de cette route, si la mer est basse, se rendre au **phare de Bodic** (route à droite, signalisation indiquée); de ce point de vue, on domine la vallée du Trieux et tout l'estuaire, avec notamment l'Ile à Bois. Observer également la **densité des filons de dolérite** qui recourent le complexe nord du Trégor (filons noirs au milieu de roches à teinte rose dominante).

Poursuivre vers le Nord jusqu'à l'embranchement indiqué Kermouster-Ile à Bois (à environ 4,5 km au Nord de Lézardrieux) suivre la route jusqu'à l'**Ile à Bois (9)**. Il s'agit d'une île, ou plutôt d'une presqu'île dont on peut aisément faire le tour à pied à marée basse. Si la mer est haute, les premiers affleurements à la pointe Sud-Est de l'île sont seuls accessibles.

C'est un premier type des roches variées constituant le **complexe nord du Trégor**: **faciès Pomelin-Bréhat, granite monzonitique de teinte rose**, à grain moyen; quartz, oligoclase, orthose perthitique sont les constituants essentiels, auxquels s'ajoutent biotite, hornblende verte, apatite, zircon et minéraux opaques. Ce granite renferme de nombreuses enclaves, la plupart microdioritiques (aspect de « nadel-diorit » à fines aiguilles d'amphiboles) il ne présente aucune structuration. Des filons de dolérite le recourent (partie est et nord de l'île).

## Sillon de Talbert – Porz-Ran

Regagner la D 20 et reprendre la direction vers le Nord. On traverse Lannodez puis l'Armor et on suit le balisage indiquant le sillon de Talbert (10) (parking juste au pied du sillon). On peut aussi bien dans les premiers rochers sur la droite du sillon, que sur la grève de Porz-Ran (que l'on gagne facilement à pied), observer un deuxième type de roche constituant le complexe nord.

C'est la **granodiorite de Talbert**, roche grenue de couleur blanche ou verte, à grain moyen constituée de : oligoclase-andésine, quartz, orthose perthitique, hornblende verte, biotite; minéraux opaques, apatite, zircon, allanite, épidote, sphène, sont les minéraux accessoires. On trouve dans cette granodiorite, les mêmes enclaves que dans le granite du type Pomelin-Bréhat.

Le trajet sur les roches polies par la mer entre Porz-Ran et le sillon de Talbert permet d'observer des **zones d'écrasement ou de cisaillement minéralisées en quartz et épidote**. Mais il n'y a pas de structuration profonde de la roche qui est à structure équante dans sa masse. Noter à nouveau des filons de dolérite recoupant cette granodiorite.

## Port-Béni (estuaire du Jaudy, rive droite)

Au sillon de Talbert, prendre la D 20 vers Pleubian. Dans cette localité, continuer à suivre la D 20 vers Kerbors et Tréguier; 600 m après Pleubian, quitter cette route en prenant la direction de Port-Béni (11) (qui est indiquée par des panneaux). Suivre cette route qui arrive directement à Port-Béni; s'arrêter sur le parking situé à l'entrée du hameau le long de la grève. **Les gneiss de Port-Béni** affleurent le long de la grève (les affleurements débutent à environ 50 m au Nord du parking). Ces gneiss se présentent en panneaux disséminés dans les granodiorites et granites du complexe nord. Ce sont des gneiss très anciens (environ 2000 M.A.).

Dans cette coupe on observe :

- Des roches litées et foliées : gneiss, amphibolites, micaschistes, de teinte plus ou moins sombre.
- Des orthogneiss à phénocristaux roses ou blancs vraisemblablement intrusifs dans

les faciès précédents. La foliation affectant cet ancien granite est identique à celle des gneiss encaissants.

- Un nouveau type de roche appartenant au complexe nord; il s'agit d'une **microgranodiorite (type Pleubian)** à phénocristaux de plagioclase et de hornblende et à mésotase renfermant quartz, oligoclase, orthose, hornblende verte, biotite, épidote, allanite. Les enclaves microdioritiques sont nombreuses. Cette microgranodiorite coupe les gneiss (figure bien visible des contacts entre les deux formations) et les englobe. Toutes les roches précédentes sont recoupées à leur tour par un filon de dolérite.

A marée basse, observer les rapports entre ces différentes roches sur le platier en poursuivant la coupe vers le Nord, sur quelques centaines de mètres.

## Tréguier (entrée Est)

A Port-Béni, regagner la D 20, que l'on suit en passant par Kerbors jusqu'à Trédarzec. A Trédarzec, rejoindre la N 786 où l'on s'arrête immédiatement au croisement des 2 routes (la D 20 est étroite et sinueuse, avec un car on aura intérêt à regagner Pleubian; de là, prendre la direction de Pleumeur-Gautier en suivant la D 33; traverser cette localité et rejoindre la N 786 en continuant la D 33; au carrefour, prendre à droite en direction Tréguier (12).

On observe, dans les parements de la route (N 786) et dans les anciennes carrières, avant le pont qui franchit le Jaudy, **les tufs kératophyriques de Tréguier**: tantôt massifs, tantôt schisteux, violacés ou verts, aphanitiques ou porphyriques, les kératophyres présentent des caractères assez semblables à ceux observés à Porz-Even. Les affleurements, qui se dégradent de plus en plus, s'observent dans toute la descente jusqu'au Pont (pont de Canada).

### ITINÉRAIRE 3 b

#### LE TRÉGORROIS OCCIDENTAL DE LANNION A MORLAIX

**L'estran rocheux qui affleure à basse mer, au pied des falaises trégorroises, permet d'examiner, dans d'excellentes conditions, diverses formations précambriennes volcano-sédimentaires ou intrusives, ainsi que plusieurs venues granitiques hercyniennes. Les impératifs de la marée et le nombre des affleurements examinés obligent à scinder l'itinéraire en plusieurs parties.**

#### Cartes topographiques IGN

- 1/100 000 Morlaix, Guingamp, Perros-Guirec.
- 1/50 000 Morlaix, Plestin-les-Grèves, Lannion, Perros-Guirec.

#### Cartes du Service hydrographique de la Marine

- 1/20 000 De la pointe de Blosson à la Pointe de Primel – Baie de Morlaix (5827).
- 1/45 500 De l'île de Batz aux Sept Îles (5950). De l'île Grande aux Héaux (967).
- 1/15 000 Mouillage de Trébeurden (6056).

#### Cartes Michelin 58 et 59

#### Cartes géologiques

- 1/80 000 Morlaix et Lannion.

#### Vue d'ensemble<sup>1</sup>

Cette petite région, située de part et d'autre de la baie de Lannion, présente une structure complexe où il est possible de reconnaître les principaux éléments suivants.

**1. Socle pentévrien.** Le Pentévrien affleure sur les rives de la baie de Lannion, tant aux environs du Moulin de la Rive au S.-W. qu'à ceux de Porz-Mabo au N.-E. Gneiss granitiques et gneiss dioritiques sont affectés par une rétro-morphose épizonale.

1. Rédigé par L. CHAURIS.

2. **Formations volcaniques et volcano-sédimentaires briovériennes.** A l'Ouest de Locquirec, le Pentévrien est en contact avec des schistes riches en albite détritique, à niveaux de poudingues, rapportés au Briovérien inférieur. Les schistes verts de Plesstin, bien exposés dans les falaises de Porz-Mellec, représentent d'anciennes formations volcaniques basiques, sous-marines, épimétamorphiques. Le complexe volcanique est surmonté par les formations schisto-gréseuses de Saint-Michel-en-Grève, également briovériennes.

3. **L'épidiorite précambrienne de Saint-Jean-du-Doigt** est souvent recoupée par des veinules de plagi-aplites.

4. **Le Paléozoïque** apparaît vers la bordure méridionale de la plate-forme trégorroise. Un niveau de quartzite, rapporté à l'Ordovicien inférieur, s'étend aux environs de Plouézoc'h et au fond de la baie de St-Michel-en-Grève; il est considéré comme le prolongement des quartzites ordoviciens de la Roche-Maurice qui, plus à l'Ouest, jalonnent la bordure méridionale du plateau de Léon. Par ailleurs, de part et d'autre de la rivière de Morlaix, affleure un complexe schisto-gréseux, extrêmement plissé, avec niveaux de poudingues; une microfaune dinantienne a été découverte au Dourduff (Y. Milon) dans des lentilles calcaires associées aux poudingues.

5. **Les granites hercyniens** appartiennent à deux ensembles d'âge différent. Le granite blanc-gris, porphyroïde, de Plouaret, auquel se rattache en profondeur, comme le prouve le tracé des isanomalées de la carte gravimétrique, le pointement de Trédrez, a été daté de 320-310 m.a. Les granites roses de Ploumanac'h et de la baie de Morlaix sont plus récents (300-290 m.a.).

### LE COMPLEXE GRANITIQUE DE PLOUMANAC'H

De Lannion, bâti à la limite du flot, au fond de la ria encaissée du Léguer, gagner Perros-Guirec par la D 788. A Perros, prendre la route de corniche en direction de Ploumanac'h et stationner au point de vue aménagé situé à proximité du sémaphore de La Clarté. A droite s'étend le granite ancien de Perros; à gauche, apparaissent les premiers empilements rougeâtres du massif granitique de Ploumanac'h<sup>1</sup>.

**Le complexe granitique de Ploumanac'h** constitue avec les autres granites rouges de l'Aber-Ildut, de la baie de Morlaix et de Flamanville, l'une des plus récentes intrusions du Massif Armoricain; son âge est estimé à 290 m.a. (fin du Carbonifère). Ce « jeune » granite recoupe un socle formé de blastomylonites – les « gneiss de Trébeurden » de Barrois – de quartzophyllades, du « vieux » granite cadomien de Perros-Guirec et d'un essaim de dykes de dolérite.

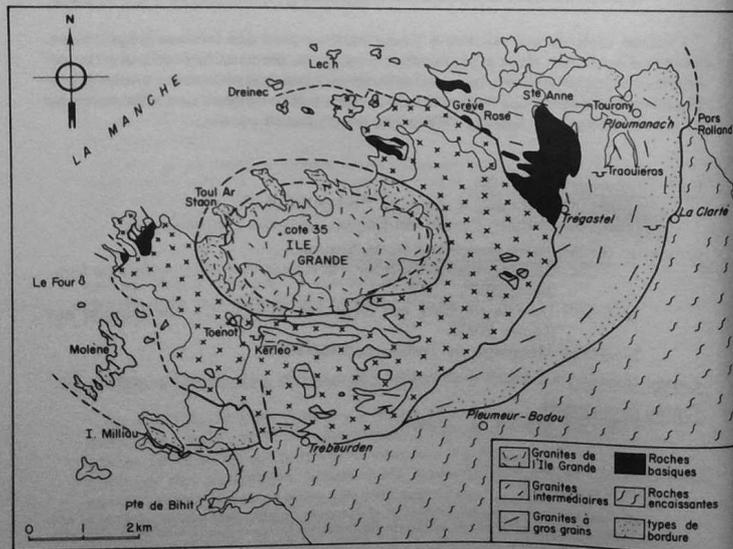


Fig. 10. – Carte géologique schématique du complexe intrusif de Ploumanac'h.

1. Parcours rédigé par M. BARRIÈRE.

**L'architecture du massif résulte de l'intrusion successive de trois groupes de roches** (fig. 10). Tout d'abord, des granites rouges à gros grain, accompagnés de roches basiques, viennent occuper un cylindre ou un tronç de cône à section elliptique; ce volume est déterminé soit par un effondrement d'une pastille de socle dans le réservoir magmatique sous-jacent, soit par son refoulement vers le haut à la manière d'un piston. Au cours de la mise en place des magmas, granitique et basique, pendant et après leur cristallisation, se produisent des déformations liées à leur écoulement laminaire ou tourbillonnaire suivant le lieu, et à l'écrasement des roches qui en sont issues : d'où leur allure fondamentalement orientée. Un cataclysme, de nature encore conjecturale, se produit alors et fracture les zones centrale et méridionale des granites à gros grain; un deuxième groupe de granite, à grain fin et de couleur versatile (rose, ocre à gris violacé), vient cimenter les blocs parfois immenses de granites rouges et les fractures obliques et sub-horizontales qui les découpent. Un effondrement ultime se produit à peu près au centre du massif, libérant un volume en forme de verre de montre dissymétrique, où vient cristalliser le troisième et dernier groupe de granites, à grain fin comme le second groupe mais de couleur blanc-gris. Ainsi, le massif de Ploumanac'h résulte-t-il de l'emboîtement de trois groupes intrusifs successivement pris au piège (fig. 11); c'est un **complexe centré, le plus beau du Massif Armoricain**.

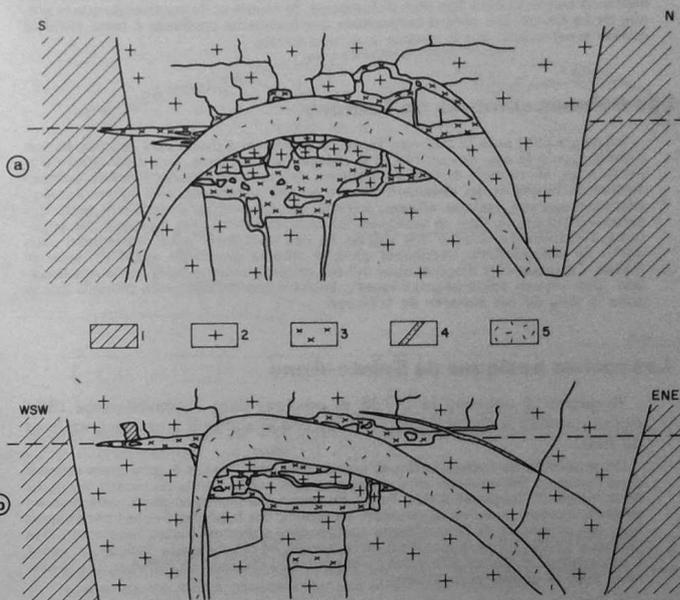


Fig. 11. – Coupes interprétatives radiales de l'emboîtement des trois groupes intrusifs. 1. Roches environnantes. – 2. Groupe des granites à gros grain et des roches basiques. – 3. Groupe des granites à grain fin, intermédiaires. – 4. Aplite de Trégastel. – 5. Groupe des granites à grain fin, de l'île-Grande.

### Le granite de La Clarté

Gagner les carrières de La Clarté, au S.-W. du hameau, soit par le haut, soit par le bas. On y exploite activement un **granite rouge vif** qui représente la partie la plus siliceuse et la moins grossièrement grenue du premier groupe de granites.

Ce type de roche affleure à la périphérie du massif, de Ploumanac'h à l'île Milliau et au S.-W. de l'archipel de Molène. Il est composé pour moitié de microcline perthitique rouge, et pour l'autre moitié de quartz, oligoclase, biotite et hornblende; il admet, comme minéraux accessoires, de petits grains d'allanite, sphène, ilménite, magnétite, zircon et apatite; dans la masse de la roche et dans les fissures se disposent quelques minéraux secondaires : albite blanche, épidote et chlorite vertes, fluorine violette.

Sans parler des quelques enclaves sombres et traînées micacées qui sont la bête noire des carriers (les « crapauds »), on pourra observer dans les carrières les plus élevées d'intéressants accidents aplito-pegmatitiques. Ce sont des poches difformes individualisées au sein de la roche en fin de cristallisation, où se sont accumulés le magma et les fluides résiduels donnant naissance en leur centre à des cristaux de grande taille qui dépassent 10 cm et peuvent atteindre 30 cm : microcline perthitique rouge, quartz hyalin, lamelles de biotite, baguettes noires de hornblende parfois, d'allanite plus rarement; fréquemment brillent des lamelles de molybdénite à éclat métallique.

### Le granite des Traouiéros

Reprenre la D 788 en direction de Trégastel; franchir sur un pont une petite ría encaissée dans un chaos granitique, puis une anse; aussitôt après, tourner à gauche pour gagner au fond de l'anse une carrière ouverte dans un granite à très gros grain.

Le granite externe de la Clarté passe progressivement à l'intérieur du massif à un granite porphyroïde de couleur moins rouge et plus foncée, caractérisé par de nombreux mégacristaux de microcline, de 1 à 6 cm de longueur. Ce feldspath potassique est un peu moins abondant dans ce type de granite qui contient près de deux fois moins de quartz et deux fois plus d'oligoclase, de biotite et de hornblende que le granite de La Clarté. Les teintes contrastées des feldspaths confèrent à cette roche sa qualité ornementale qui la destine aux monuments.

### Les traînées sombres de Tourony

Suivre sur 200 m la D 202 vers Trégastel et tourner à droite vers Tourony où l'on s'arrête face à la mer devant l'île et le château de Costaérés. Des deux côtés de la petite anse, les rochers de l'estran montrent de multiples traînées foncées, formées surtout de biotite et qui dessinent dans le granite porphyroïde des figures variées : faisceaux courbes, festons, ellipses, spirales, etc. Ces formes s'emboîtent telles des pelures d'oignon, ou bien se recoupent les unes les autres; elles évoquent des structures d'écoulement comme des volutes ou des tourbillons; elles proviennent sans doute de déformations visqueuses dans le magma granitique avant sa prise en masse. Ces souvenirs magmatiques ont été en quelque sorte figés par la cristallisation. Des venues aplito-pegmatitiques colmatent des décollements produits par la suite le long de ces surfaces de faiblesse.

### Les roches basiques de Sainte-Anne

Regagner à nouveau la D 788 et pénétrer dans Trégastel-plage (Ste-Anne); prendre à droite la première fourche et s'arrêter à nouveau en bord de mer.

Un ensemble de roches basiques congénères des granites à gros grain affleure dans l'anse de Sainte-Anne ainsi qu'en plusieurs autres points du massif. Au cœur de la masse de Trégastel, à Poul-Palud, on trouve des roches sombres extrêmement tenaces, lourdes et noires appartenant au groupe des hypérites (roches plutoniques basiques contenant de l'hypersthène, un pyroxène orthorhombique), notamment des norites à olivine; en se rapprochant de la bordure de cet ensemble basique, on passe à des gabbros ocellaires puis à des roches hybrides résultant du mélange de ces derniers avec le granite porphyroïde.

Le plus beau contact est situé au N.-W. de l'anse de Sainte-Anne : de grosses boules de gabbro et de roches sombres hybrides sont séparées par de minces cloisons claires à gros microclines mantelés d'oligoclase (texture « rapakivi » des célèbres granites finlandais du même nom); le granite est enrichi en biotite et hornblende; les roches basiques contiennent en enclave les minéraux du granite : ocelles de quartz déjà citées, mais aussi mégacristaux de microcline et plagioclase. Un tel contact représente, dans l'interprétation actuelle, le mélange local et limité des deux magmas (bains fondus contenant des cristaux) faisant une sorte d'émulsion.

### Filons et enclaves de la grève Rose

Traverser Trégastel en direction de la grève Blanche puis de la grève Rose. Cette dernière s'étend face au large, dans un cadre non dépourvu de grandeur, peuplé d'îles fantasques et de tout un bruissement marin.

Les roches sur lesquelles la grève s'appuie des deux côtés, sont formées du même granite porphyroïde rouge qu'à Tourony et aux Traouiéros; on y remarque de très nombreuses enclaves appartenant à plusieurs types : enclaves discoïdes de taille moyenne à petite, sombres à rosées, de roches hybrides; enclaves anguleuses et litées, souvent de très grande dimension,

de cornéennes siliceuses ou alumineuses, ces dernières à feldspath potassique – biotite – cordiérite – sillimanite – quartz ou corindon.

Au Nord de la grève Rose, et à l'Ouest de la grève Blanche un curieux filon de granodiorite écrasée, recoupe un filon plus ancien de diorite quartzique indemne de toute déformation : ce paradoxe naturel n'est qu'apparent et s'explique par la mécanique des cisaillements dans les roches.

### Granites intermédiaires et Mégabrèche à Kerléo et Toénot

Reprenre la D 788 en direction de Trébeurden; dépasser le croisement de l'île Grande et, après un tournant prononcé sur la gauche autour d'un éperon rocheux flanqué d'une construction en béton (auberge de jeunesse), prendre à gauche le premier chemin. La carrière de Kerléo, distante de 100 m, maintenant abandonnée, conserve un beau front de taille : le granite porphyroïde est emballé en gros panneaux dans un granite à grain fin de couleur gris-bleuté à violacé, formant aussi une grande lame oblique plongeant vers le Sud-Ouest (fig. 12).

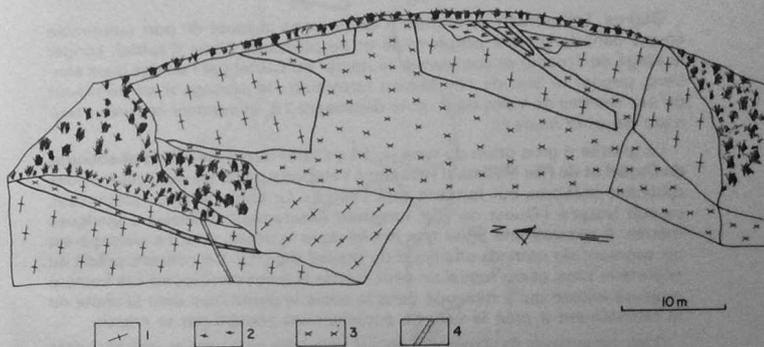


Fig. 12. – Front de taille de la carrière de Kerléo.

1. Granite porphyroïde bréchifié. – 2. Enclave porphyroïde d'amphibolite. – 3. Granite à grain fin disposé en feuillets obliques. – 4. Aplite.

Ce granite fin – nommé granite de l'île Canton – est le plus abondant des cinq variétés de granites intermédiaires; il possède une texture équante et est constitué de l'association commune quartz – microcline – oligoclase – biotite; seules, de petites facettes de microcline tranchent sur une pâte fine et uniforme.

De là, gagner à pied la presqu'île de Toénot, sise face au grand tournant et faire le tour par le Sud (prévoir de l'achever une heure 1/2 au moins avant la pleine mer de vive eau). Cet itinéraire autour de Toénot est en quelque sorte un abrégé du massif.

On y voit successivement les trois groupes de granite; au Sud et à l'Ouest, on observe la même mégabrèche à élément porphyroïde qu'à Kerléo; vers la pointe Nord-Ouest, un filon noir de kersantite recoupe le granite à gros grain mais se trouve lui-même recoupé par le granite intermédiaire à grain fin; enfin, au Nord-Est, apparaît la bordure du granite externe de l'île Grande, avec ses deux micas et ses taches de cordiérite transformée en phyllites. La différence de couleur des aplites et pegmatites permet de les attribuer soit aux granites intermédiaires (rose), soit aux granites ultimes (blanc).

### Granites de l'île Grande

Les granites blanc-gris et à grain fin de l'île Grande occupent le centre du complexe et forment une coupole dissymétrique faiblement entaillée par l'érosion; les contacts avec les granites antérieurs sont verticaux à l'Ouest et au Sud, et faiblement plongeant (10 à 30°) à l'Est et au Nord. Deux variétés constituent cette troisième venue : l'une interne à biotite (plus muscovite subordonnée sur la bordure), l'autre externe, à deux micas.

## AUTOUR DE LA BAIE DE LANNION DE SAINT-MICHEL-EN-GRÈVE À LA PLAGE DU MOULIN-DE-LA-RIVE<sup>1</sup>

### Saint-Michel-en-Grève

Parquer face au grand hôtel de Saint-Michel (1). Faire la coupe à pied le long de la grève depuis le cimetière jusqu'au port (4 à 500 m) (impossible si la marée est très haute, fig. 13).

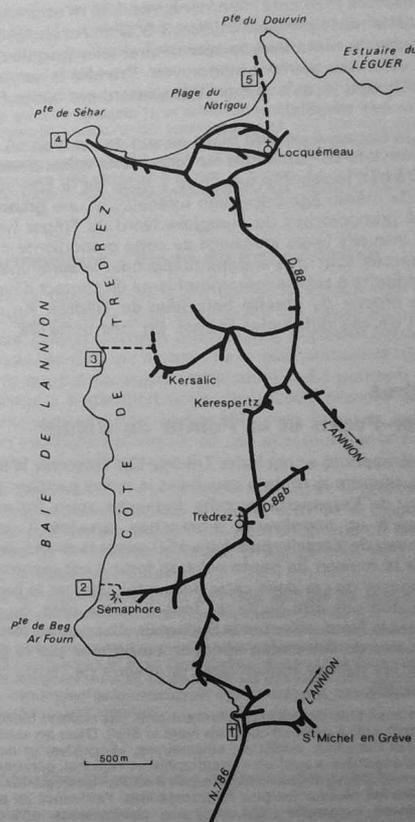


Fig. 13. - Itinéraire : Est de la Baie de Lannion.

La série de Roc'h Hirglas est constituée de grès quartzites et phylliteux et de grès quartzites massifs, et présente des terriers dans les niveaux les plus phylliteux. Ces roches sont affectées par des plissements (plis coiffés ou plus serrés, métriques ou décimétriques) et des fractures.

A 150 m au Sud du port de Saint-Michel, on passe à une série rythmique, séparée de la série de Roc'h Hirglas par une faille non visible : on pénètre ici dans la série du port de Saint-Michel, grés-schisteuse à la base et qui

1. Parcours rédigé par B. AUVRAY.

Revenir légèrement sur ses pas jusqu'au croisement de l'île Grande puis, après avoir dépassé l'église au centre de l'île, tourner à droite dans une épingle à cheveux vers la **pointe de Toul-ar-Staon**. Sur son côté sud affleurement dans de bonnes conditions, à la faveur des nombreuses carrières entaillées à même la falaise, les deux variétés de granites de l'île Grande et leurs contacts; ceux-ci, sinueux et lobés, montrent que le granite externe recoupe l'autre, mais dénotent un milieu encore chaud et plastique. De petits filons d'aplite ainsi que des cloisons de greisen (quartz-muscovite) sillonnent le granite externe.

Retraverser le village; prendre deux fois à gauche avant sa sortie; une carrière en activité, face à une allée couverte, montre le type central sans muscovite. A 200 m, se trouve le sommet de l'île, à la borne 35. **Un vaste panorama** circulaire permet d'appréhender tout le massif et d'en saisir la structure.

Les contours sont jalonnés à terre par les clochers de La Clarté, Pleumeur-Bodou et Trébeurden; ils sont situés sur le vieux socle recuit par le massif de Ploumanac'h et devenu plus résistant que lui à l'érosion. Celui-ci apparaît nettement **en creux** dans la péninsule du Trégor. Si la mer est basse, les récifs écumants du Four, du Dreinec et des Lec'h indiquent la limite du plateau sous-marin granitique cette fois-ci plus résistant que les quartzophyllades encaissantes, ce que l'on vérifie à l'île Milliau.

### Le contact de l'île Milliau

Gagner Trébeurden et tourner à droite dans la route du port (admirable coupe dans le granite porphyroïde et de puissants filons d'aplite). Longer la plage de Trozoul et contourner le rocher du Castel par l'un des deux sentiers; gagner le Sud de l'île Milliau (attention : le passage n'est découvert qu'aux marées de vives eaux, cote dépassant 75, et pendant la durée maximale de trois heures).

Le granite à gros grain du type vu à La Clarté forme **les reliefs chaotiques du Castel et de l'île Milliau**. Il recoupe à l'emporte pièce les quartzophyllades rubanées sombres qui forment tout l'estran. Le contact franc, subvertical, se suit jusqu'à l'Ouest de l'île, longeant exactement la falaise à quelques mètres. Il dessine une ligne très brisée dans le détail, dont l'enveloppe est un segment du contour elliptique du massif (fig. 10). Ce contact, précis au millimètre près, et sur lequel on peut mettre le doigt correspond à la fracture majeure initiale qui a découpé dans le socle le grand bloc dont la chute ou le refoulement a créé le volume actuellement occupé par le massif.

Quelques enclaves de cornéennes ont été détachées de la paroi et englobées dans le granite; l'une d'entre elles, plus que décimétrique, affleure sur la falaise, 100 m après avoir tourné la pointe Sud-Est. Par ailleurs, un important chevelu filonien investit les quartzophyllades en empruntant le rubanement ou l'ancienne schistosité comme voie privilégiée de pénétration; ces granites à grain moyen, ces aplites et pegmatites ont été par la suite gondolés en même temps que les cornéennes par la poussée des granites à gros grain.

La minéralogie des cornéennes est complexe; le type alumineux courant est constitué de nombreuses cordiérites (les grains de riz de la roche), de feldspath potassique, biotite, andalousite (chiastolite) ou sillimanite, quartz ou corindon; les rares passées calciques contiennent du grenat grossulaire, du diopside et de la trémolite. Ces associations minérales correspondent à une recristallisation complète de ces roches à forte température sous l'influence de la venue granitique, et sont un exemple typique du métamorphisme de contact.

### Panorama de Bihit

Revenir sur la D 788 et gagner la pointe de Bihit au S.-W. de Trébeurden. De ce superbe point de vue, observer les grandes lignes de l'itinéraire à travers le Trégor occidental, en contemplant, à l'Ouest, la pointe granitique de Primel et les falaises gabbroïques de Saint-Jean-du-Doigt; au Nord, le complexe de Ploumanac'h, au Sud, les falaises de Locquirec et de Trédrez. En même temps, jeter un regard, par-delà la baie de Lannion, sur les collines de Bretagne intérieure, parcourues par l'itinéraire 6 (Mons d'Arrée). Gagner directement Lannion.

va passer à des formations très finement rythmiques à 100 m au Nord du port (première pointe après le port) : celles-ci sont attribuées au *Briovérien supérieur*. La série est affectée de plis isoclinaux métriques à décimétriques verticaux ou déversés vers le S.-E. On y observe aussi des failles et décrochements identiques à ceux de la série de Roc'h Hirglas. Toutes ces formations sont métamorphosées dans un *épi-métamorphisme général et légèrement cornéifiées* (voisinage du granite hercynien de Trédrez).

### Pointe de Beg-ar-Fourn

Quitter Saint-Michel-en-Grève par la route qui passe devant l'église et amorce une montée très forte. Tourner après 100 m et prendre la route du port. Suivre cette route pendant environ 1 500 m. Au hameau de Kerbiriou, prendre à gauche, la route vers le sémaphore, aller jusqu'au haut de cette route où les véhicules peuvent manœuvrer. Prendre le sentier qui descend à droite du bâtiment jusqu'à la mer (très glissant par temps humide; l'escalade de retour est pénible).

Au bas de la falaise, à environ 50 m au sud de l'endroit où aboutit la descente, on observe le contact entre les **formations volcano-sédimentaires de la côte de Trédrez** (ensemble analogue à celui de la côte de l'Armorique, à l'Ouest et de même âge briovérien inférieur) et une **granodiorite** qui est identique aux granodiorites du complexe Nord du Trégor (voir circuit 3 a). Les contacts intrusifs (avec enclaves) de cette granodiorite dans les formations encaissantes sont très apparents. Comme la série volcano-sédimentaire, la granodiorite a subi le métamorphisme de contact développé par l'intrusion toute proche du **granite hercynien de Trédrez**. Au microscope, la cornéification de ces différentes roches est très nette (2).

### Côte de Trédrez

#### (Entre Beg-ar-Fourn et la Pointe de Séhar)

Quitter le sémaphore et rejoindre Trédrez (3). Traverser la localité; 200 m après l'église, prendre la route à gauche et la suivre pendant 800 m; traverser le hameau de Kerespertz, prendre à gauche après les maisons; suivre la route jusqu'à un carrefour à 4 branches, prendre à gauche et aller jusqu'au hameau de Kersalic puis faire 150 m sur la droite. Arrêter les véhicules près de la maison (la pente est très forte il est recommandé surtout de ne pas engager de car dans cette descente). Gagner le bas de la falaise. La marée ne doit pas être haute. Le long de cette côte, on peut faire une coupe soit vers le Nord, soit vers le Sud, pour observer les **formations volcano-sédimentaires du Briovérien inférieur, cornéifiées par le granite de Trédrez**. Ce sont les mêmes roches que l'on reverra de l'autre côté de la baie à Porz-Mellec (6).

Il s'agit d'un ensemble de schistes alternant avec des coulées basiques soit massives (vers le Nord), soit à débit en coussins (vers le Sud). Dans les schistes on observe de fines passées blanches, verdâtres, calcareuses, (diopsides) et des niveaux noirs phanériques. L'ensemble a subi un métamorphisme régional, générateur d'une foliation que la cornéification ultérieure n'arrive pas à effacer totalement. On observe principalement dans les niveaux les plus finement lités, l'influence de **plusieurs événements tectoniques successifs** (plis isoclinaux, cisaillements, plis en chevrons et décrochements tardifs de même nature que ceux observés à Saint-Michel-en-Grève).

### Pointe de Séhar

Rejoindre Kersalic, de là, regagner le carrefour à 4 branches et continuer tout droit de façon à rejoindre la D 88; prendre à gauche, la direction Locquémeau, pointe de Séhar (4) aller jusqu'au parking à l'extrémité de la pointe. Faire le tour de la pointe à pied, pour observer la formation des **tufs de Locquirec** qui passe vers l'Est, aux **schistes et tufs de Brélevenez** puis aux **tufs de Tréguier**.

Ces tufs de couleur verdâtre ou blanchâtre, sont des roches à composition kératophyrique dans lesquelles les phénocristaux d'origine pyroclastique sont essentiellement de l'albite; on trouve également des phénocristaux de quartz et de feldspath potassique. Ils sont très fortement structurés; la direction dominante est N. 60° et les couches sont verticales. Un métamorphisme régional « épi » affecte cette formation qui est également soumise à l'influence de métamorphisme de contact développé par le granite de Trédrez.

A marée basse, observer dans les roches situées au Nord de la pointe de Séhar un niveau de **poudingue à galets granodioritiques** (granodiorite du socle voisin constituant la partie nord du Trégor). On retrouve ces poudingues à Locquirec. Toute cette formation est recoupée par des **filons de quartz**, pour la plupart pris dans la structuration N. 60°, vraisemblablement en liaison avec la mise en place du granite de Trédrez.

### Locquémeau – Plage de Notigou

Reprendre la D 88 vers l'Est. Laisser les véhicules près du camping de Locquémeau (5). Monter à pied par la route en corniche et, à mi-pente, prendre l'escalier de la plage. Sur la partie Est de la plage, on observera le contact entre les **roches volcano-sédimentaires de la côte de Trédrez (3)** et le **granite porphyroïde de Trédrez** qui constitue la pointe voisine du Dourven.

Le contact est très franc, sensiblement orienté N.-S.; le cortège filonien développé par le granite est très modeste (très rares filons d'aplite et de pegmatite). Le granite ne présente aucune structuration tectonique; une très discrète orientation d'origine magmatique est par endroit reconnaissable. Les roches encaissantes (notamment des *coulées à coussins*) sont très intensément métamorphosées au contact de ce granite; elles sont devenues très dures et difficiles à casser. Au microscope, apparaissent de remarquables textures de cornéennes effaçant les textures primitives.

### Côte de l'Armorique – Plage de Porz-Mellec

Reprendre la direction de Saint-Michel-en-Grève par la D 88 puis la N 786, suivre la route le long de la grève, on passe au pied du **rocher de Roc'h Hirglas** (grès et quartzite ordoviciens); dépasser Saint-Efflam et monter vers Plestin-les-Grèves; en haut de la côte prendre la direction de « Locquirec par la corniche »; suivre cette route D 42 pendant environ 1,5 km; après un virage à angle droit (avec des arbres) prendre la première petite route à droite indiquée Porz-Mellec (6) suivre jusqu'au parking situé dans un virage en « épingle à cheveu »; ne pas aller plus loin avec un car (les voitures pouvant descendre un peu).

Rejoindre la grève 200 m plus bas, il faut éviter la marée haute qui interdit l'accès aux affleurements de la partie nord de la plage où se trouvent les faciès les plus remarquables. Affleurent à cet endroit les **séries volcano-sédimentaires du Briovérien inférieur**, prolongement vers l'Ouest des formations de la côte de Trédrez (3).

Les roches les plus remarquables sont des **coulées en coussins** très fortement structurées par la déformation hercynienne accompagnée d'un épi-métamorphisme (faciès schistes verts). La direction structurale dominante est ici N. 40-45°. Les coulées à pillows alternent avec des passées de schistes verts (tufs splitiques), avec des intercalations calcareuses et avec de minces niveaux d'adinoles (roche à patine blanchâtre) grâce auxquels on peut reconnaître les plis isoclinaux primitifs. Des **filons de teinte claire, kératophyriques**, recoupent ces formations basiques mais sont affectés par la structuration hercynienne.

### Locquirec (coupe au nord de la jetée du port)

De Porz-Mellec, remonter vers la D 42, la prendre en direction de Locquirec (7), aller jusqu'au port où les véhicules peuvent stationner. La coupe, impossible à marée haute, nécessite la mi-marée descendante. Elle débute au sud au pied de l'escalier (à la base de la jetée) et se poursuit vers le nord sur 500 m environ. Elle permet d'observer la formation de **tufs de Locquirec**, à composition essentiellement kératophyrique, très fortement structurée à l'Hercynien en direction N. 40-45°.

Ces roches de couleur verte ou violacée dominante offrent ici, peut-être plus qu'à la pointe de Séhar (4) de très grandes ressemblances avec les tufs de Tréguier. L'examen microscopique montre que la tectonique hercynienne a été accompagnée d'un **épi-métamorphisme**. Des filons de roches vertes, splitiques, recoupent ces tufs et sont eux aussi affectés par les déformations hercyniennes. À la fin de la coupe (petite crique située à environ 500 m au Nord de la jetée et où débouche un escalier) on observera dans ces tufs un **niveau de poudingue à galets variés** mais parmi lesquels on peut reconnaître des **galets granodioritiques du socle voisin**, situé au N.-W. (Porz-Villiec, Sables-Blancs, Moulin-de-la-Rive). On retrouve plusieurs niveaux de poudingues lorsque l'on continue la coupe vers le Nord.

## Plage de Porz-Villiec

Reprenre les véhicules, passer près de l'église pour aller vers Guimaëc et Lanmeur. La plage est toute proche (quelques centaines de mètres); grand parking. On peut faire un bref arrêt à cet endroit pour voir dans la partie ouest de la plage (8), le passage des formations de Locquirec au socle gneissique et granodioritique que l'on reverra plus loin (Sables-Blancs, Moulin-de-la-Rive).

Il n'y a pas de passage brutal d'une formation à l'autre, mais passage progressif par l'intermédiaire d'arènes (arkoses) représentant l'altération du socle avant le développement des tufs. Au début de la coupe, on voit essentiellement des tufs avec des niveaux de poudingues; puis les arkoses deviennent de plus en plus fréquentes au fur et à mesure que l'on se dirige vers le Nord, jusqu'à constituer la totalité des affleurements: on est alors sur le socle. Aucune discordance n'est visible entre les deux ensembles, profondément marqués par la structuration N. 40-45° hercynienne qui masque les éventuelles structures antérieures. En allant jusqu'à la Pointe du Corbeau qui ferme la plage à l'Ouest, on examine alors une intrusion gabbroïque absolument indemne de toute déformation (à mettre peut-être en relation avec le gabbro de Saint-Jean-du-Doigt situé plus à l'Ouest).

## Plage des Sables-Blancs

Reprenre la D 64, que l'on suit pendant quelques centaines de mètres (la route monte); prendre à droite la direction indiquée « Plage des Sables-Blancs » (9) et suivre le balisage, aller jusqu'au bas de la descente; stationnement aisé sur les dunes. Gagner à pied la partie Ouest de la plage, et parcourir les rochers sur 100 à 200 m vers l'Ouest. Il est préférable de faire la coupe à marée relativement basse de façon à ce que le platier soit bien dégagé et l'accès facile.

On observe en particulier :

- Au début de l'affleurement, la présence au sein des gneiss constituant le socle, de lentilles de roches plus grenues à composition granodioritique. Les gneiss sont l'équivalent des gneiss de Trébeurden situés plus à l'Est; les lentilles granodioritiques représentent les granodiorites du complexe nord du Trégor (it. 3 a); ici la structuration est telle que les rapports entre les deux formations ne sont plus visibles (intrusion des granodiorites dans les gneiss) et que tout est devenu concordant.

- Cet ensemble est recoupé par des filons kérotophyriques de teinte plus claire que le socle et dont on peut observer un très bel exemple aussitôt après avoir tourné la première petite pointe. Il s'agit des cheminées d'alimentation du volcanisme de Locquirec.

Ces filons ont été très fortement déformés par la tectonique hercynienne (structuration N. 40-45°) au point de rendre difficilement observable leur caractère filonien: on cherchera donc à repérer avant tout leur bordure qui présente des « chilled-margins » parfois bien nettes.

## Plage-du-Moulin-de-la-Rive

A partir de la plage des Sables-Blancs, regagner la D 64 jusqu'au panneau « Le-Moulin-de-la-Rive » (10). Stationnement aisé sur le côté droit de la route, près de la plage. Il est préférable de faire la coupe à marée basse car la marche sur le sable permet d'accéder rapidement aux affleurements de la partie ouest. On observe les gneiss variés, acides et basiques du socle (déjà vu aux Sables-Blancs et à Porz-Villiec). Ces gneiss du Moulin-de-la-Rive constituent le prolongement, vers le S.-W., des gneiss de Trébeurden (pointe de Bihit, par exemple).

Parmi les types très variés, on note tout à fait à l'extrémité ouest de la plage, un niveau de gneiss coillé à gros cristaux de feldspaths roses ou blancs, très fortement mylonitisés. Dans les gneiss de Trébeurden, entre la pointe de Bihit et la plage de Porz-Mabo, un faciès identique présente nettement des caractères d'orthogneiss. Toutes les formations gneissiques sont cataclasées, mylonitisées, recrystallisées dans un métamorphisme épizonal syntectonique (paragenèse à albite, chlorite, épidote, muscovite; la biotite peut apparaître). La direction majeure de la structuration est N. 40-45° comme dans toutes les formations du flanc Ouest de la baie de Lannion. C'est ici, semble-t-il, que la déformation hercynienne est la plus intense.

On voit en outre, dans cette coupe, les lentilles ou les passées granodioritiques et les filons (« chilled-margins ») kérotophyriques déjà étudiés à la plage des Sables-Blancs (9). Des filons basiques sont également visibles. Ces roches ont subi la tectonique hercynienne ce qui rend difficile la reconnaissance des filons qui se parallélisent souvent avec les gneiss et granodiorites encaissants.

## DE MORLAIX A SAINT-JEAN-DU-DOIGT

### Sortie de Morlaix

Quitter Morlaix par la route de Lannion (D 786). Le port de Morlaix est installé à la limite du flot au fond de la ria encaissée dans un complexe de « schistes zébrés ». Au droit des écluses qui limitent le bassin à flot, la tranchée de la route et une ancienne carrière permettent d'observer ce complexe constitué par une alternance de lits schisteux (quartzo-séricito-chloritiques) et de lits gréseux (quartz, plagioclases acides) plissotés. Les schistes zébrés sont recoupés par plusieurs filons de microgranite (microalbite quartzique), de puissance métrique, fort contournés, à faciès porphyrique, de teinte blanchâtre, à structure équante<sup>1</sup>.

La phase phénocristalline, abondante, est à dominante albitique; les cristaux, automorphes, peuvent atteindre 2-3 mm; les inclusions de mica blanc, en lattes, sont fréquentes. La mésostase, d'une grande finesse, est une trame de mica blanc, enserrant du quartz, de l'albite et quelques chlorites.

### Poudingues du Dourduff

Emprunter la D 786, puis la D 46, en direction de Plougasnou. La route descend bientôt dans la profonde vallée du Dourduff, petite ria qui se jette en baie de Morlaix. Au bas de la descente, prendre, sur la gauche, un chemin menant à un ancien moulin, à la limite du flot. Après une marche assez pénible sur la rive droite, à basse mer, en aval du moulin, on observe les poudingues du Dourduff.

Cette formation hétérogène, étudiée par Barrois, Milon, Delattre et plus récemment, Cabanis, peut être interprétée, avec ce dernier, comme une accumulation de brèches volcaniques cimentées par une « boue cinéritique ». Les éléments volcaniques de ces brèches sont de nature variée: verres acides, spilites et kérotophyres... Aux produits pyroclastiques déposés en milieu marin, comme l'atteste la présence de petites lentilles calcaires riches en encrinures, s'ajoutent des éléments détritiques grossiers considérés comme des « éboulis de pente accumulés au pied d'une falaise » (Delattre); l'origine des blocs de quartzites anguleux de plusieurs m<sup>3</sup>, tel celui visible dans les escarpements de Keryvoalen est nécessairement très proche.

### Cairn de Barnévez

Reprenre la voiture. Après une forte montée, tourner à gauche, en direction du bourg de Plouézoch, puis gagner le Cairn de Barnévez. Cette imposante sépulture mégalithique (5750 à 5550 ± 150 B.P.), restaurée entre 1955 et 1968, s'élève sur la partie haute de la presqu'île de Barnévez, sur 72 m de long et une largeur croissant d'Est en Ouest, de 18 à 26 m. Le Cairn primaire, à l'Est, recouvre 5 dolmens à couloirs subparallèles; le Cairn secondaire qui prolonge le premier à l'Ouest, sur un terrain dont la pente a nécessité l'édification de parements étagés, recouvre six dolmens à couloir (Giot).

### Île Stérec

Garer la voiture à l'extrémité de la route, au Nord du Cairn et emprunter un sentier en direction de la pointe de Barnévez. Belle vue sur la baie de Morlaix, parsemée d'îlots granitiques. A marée basse, gagner la petite île Stérec, prolongée au Sud par une « queue de comète ». L'île, mise à part son extrémité orientale constituée par un granite grisâtre d'un type différent, permet d'étudier un faciès de bordure du massif granitique de la baie de Morlaix.

Le granite de la baie de Morlaix, représenté le plus souvent dans ce secteur par un faciès de teinte ocre à grain fin, à biotite, fait place à sa bordure méridionale, entre l'île Noire, Stérec et Térénez, à un faciès blanchâtre, à microcline généralement subordonné, albite pure ou à quelques % d'anorthite, quartz abondant englobant de l'albite, muscovite légèrement lithinifère, incluant aussi des albités, tourmaline bleue poécloblastique, grenat et parfois fluorine violette; la biotite est absente ou uniquement résiduelle.

1. Parcours rédigé par L. CHAURIS.

## Anse de Térénez

Reprendre la voiture et contourner l'anse de Térénez. Ce bras de mer qui assèche à marée basse, est presque entièrement barré, perpendiculairement à son axe, par une flèche à pointé libre, accrochée à la rive orientale : le **poulier de Kernéléhen**. A quelques centaines de mètres au nord de ce poulier, observer sur l'estran, recoupant des roches basiques noirâtres, un système filonien d'orientation sub-méridienne (*microleucogranodiorites et microleucodiorites quartziques*).

**Gagner la pointe de Térénez par un tombolo** à présent viabilisé. Les faciès de bordure du massif granitique de la baie de Morlaix présentent des variations progressives du nord au sud : granite saccharoïde à muscovite rare; granite à muscovite dans lequel l'augmentation de la teneur en mica blanc correspond à une diminution du pourcentage en microcline; granite à muscovite avec rares passées de greisens à **casitérite microscopique**; les mouchetures de mispickel (Fe As S) sont fréquentes.

## Grève du Guerzit

Se diriger ensuite vers le Diben par de petites routes sinueuses. Avant d'atteindre cette localité, tourner sur la gauche vers la grève du Guerzit, ourlée par un puissant **cordon de galets** bien roulés, essentiellement granitiques. A basse mer, **une tourbière fossile** apparaît sous le sable lors des périodes de démaigrissement.

## Primel-Trégastel

Contourner l'anse du Diben et gagner Primel-Trégastel. La partie méridionale de l'anse est parsemée de blocs noirâtres, constitués par le gabbro épidioritisé de Saint-Jean-du-Doigt; sa partie septentrionale, tant la pointe du Diben à l'Ouest que la pointe de Primel à l'Est, laisse voir de magnifiques affleurements de granite ocre. En arrivant à Primel-Trégastel, garer la voiture sur le parc de stationnement situé en bordure du rivage. Au Sud-Ouest du parc, un amas rocheux situé à quelques dizaines de mètres de la côte, permet d'observer, au sein de l'épidiorite, de remarquables **différenciations pegmatitoïdes** où des amphiboles d'une dizaine de cm de long, massives, à pléochroïsme bleu-vert, encadrent des feldspaths épigénisés en zoïsité et en séricite.

## Saint-Jean-du-Doigt

Gagner la plage de Saint-Jean-du-Doigt, après avoir traversé le bourg de Plougasnou. Forte descente sur une large vallée correspondant au passage d'une des nombreuses failles subméridiennes qui accidentent la région. La dépression alluviale est séparée de la mer par un cordon de galets, fort actif lors de certaines tempêtes. Garer la voiture à l'extrémité orientale de la levée et longer la côte vers l'Est pendant quelques centaines de mètres, en vue d'étudier, à basse mer, dans la première crique rencontrée, **la brèche de Saint-Jean-du-Doigt**.

Le **gabbro épidioritisé** est ici recoupé en tous sens par un réseau de veinules claires, conférant à l'ensemble une remarquable allure bréchique. Les modalités d'aspect sont diverses. Dans certains cas, les contacts entre gabbro et veinules sont très tranchés; le gabbro forme un véritable puzzle. Dans d'autres cas, au contraire, les contacts sont plus estompés et les fragments de gabbro présentent des bords anastomosés, à contours flous; souvent alors, la zone de contact devient hybride, éléments de gabbro et roche claire étant intimement associés.

Ces brèches ont d'abord été considérées comme représentant un exemple caractéristique de « magmatic stopping », à savoir l'injection du gabbro par les apophyses aplitiques du granite voisin de Primel-Trégastel. Des études plus récentes (Sandréa) ont établi que ces aplites ne possédaient pas la composition des aplites d'origine granitique; il s'agit en effet ici essentiellement d'aprites à plagioclase (*plagi-aplites*) caractérisées par une faible teneur en potasse (0,50%), une forte teneur en CaO (4%) et en soude (7%); par ailleurs, le granite de Primel recoupe localement cet ensemble bréchique à l'emporte-pièce: il lui est donc postérieur. Enfin, des recherches géochronologiques ont précisé que ces plagi-aplites étaient antérieures à la mise en place du granite de plusieurs centaines de millions d'années. Actuellement, ces plagi-aplites sont considérées comme génétiquement liées au gabbro; elles seraient, en quelque sorte, les homologues basiques des aplites granitiques.

## ITINÉRAIRE 4

### LE PAYS DE LÉON DE BREST A MORLAIX

L'itinéraire proposé ne s'écarte guère des bords de la mer. Les affleurements, presque inexistant à l'intérieur du Pays de Léon, sont en effet généralement excellents sur les rivages. Par suite du balancement des marées dont l'amplitude en période de vives eaux dépasse 9 m en baie de Morlaix, et des marches parfois un peu difficiles le long de certains estrans rocheux, l'ensemble de l'excursion demande au minimum deux à trois jours. Formations cristallogéniques et granitiques, dépôts quaternaires et morphologie littorale présentent ici un intérêt particulier<sup>1</sup>.

#### Cartes topographiques IGN

1/100 000 Brest, Plabennec, Morlaix.

1/50 000 Brest, le Conquet, Plouarzel, Plouguerneau, Saint-Pol-de-Léon, Plestin-les-Grèves, Morlaix.

#### Cartes du Service hydrographique de la Marine

1/20 000 Entrée de Brest (5071); de la pointe de Kermorvan à l'île d'Ilock (5721); du phare du Four à l'île Vierge (5772); île de Batz (5828); de la pointe de Blosscon à la pointe de Primel. Baie de Morlaix (5827).

#### Carte Michelin 58

#### Cartes géologiques

1/320 000 Brest-Lorient.

1/80 000 Brest, Plouguerneau-Ouessant, Lannion et Morlaix.

Situé à l'extrémité nord-ouest du Massif Armoricain, le Pays de Léon est une presqu'île massive, pénéplanée à l'altitude moyenne de 100 m (fig. 14).

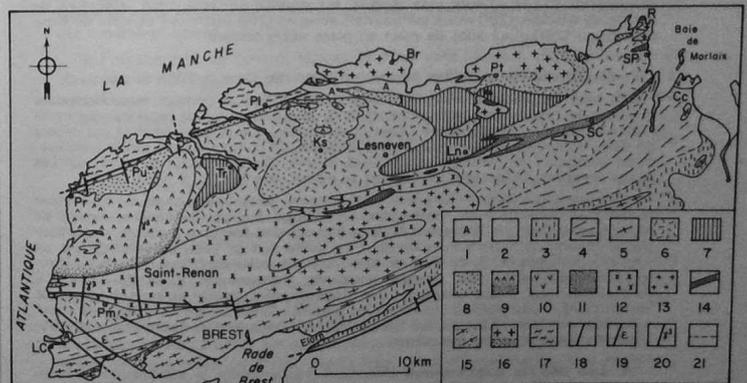


Fig. 14. - Pays de Léon.

1. Dunes. - 2. Paléozoïque. - 3. Quartzophyllades de l'Elorn. - 4. Micaschistes du Conquet. - 5. Gneiss de Brest. - 6. Gneiss de Lesneven. - 7. Gneiss de Tréglonou. - 8. Granite de Ploudalmézeau et de Kernilis. - 9. Granite de l'Aber-Ildut avec faciès de bordure. - 10. Granite de Carantec. - 11. Granite de Sainte-Catherine. - 12. Granite de Saint-Renan. - 13. Granite de Kersaint. - 14. Diorite, granodiorite... - 15. Granodiorite de Trégana. - 16. Granite de Brignogan - Plouescat et Diorite, granodiorite... - 17. Migmatites et granites migmatitiques de Plouguerneau. - 18. Failles. - 19. Dolérite. - 20. Microgranite. - 21. Limites imprécisées (leviers en cours).
- Br. Brignogan. - Cc Carantec. - Ks Kernilis. - Lc Le Conquet. - Ln Lanhouarneau. - Pl. Plouguerneau. - Pm. Ploumouguer. - Pr Porspoder. - Pt Plouescat. - Pu Ploudalmézeau. - R. Roscoff. - S-C. Sainte-Catherine. - S-P. Saint-Pol-de-Léon. - Tr. Tréglonou.

1. Itinéraire rédigé par L. CHAURIS.

1. **Les formations cristallophylliennes** (schistes, micaschistes, paragneiss et orthogneiss, amphibolites, migmatites) s'étendent largement dans le Léon. **Les boutonnières gneissiques de Trégionou et de Lanhouarneau** qui font apparaître les plus anciens terrains du Léon, pourraient être rapportées à des ensembles pentévriens (?). Au-dessus, **les gneiss et micaschistes de Lesneven**, avec leurs amphibolites, paraissent représenter le Briovérien avec ses ensembles basiques. Plus au Sud, **les micaschistes du Conquet** appartiennent aussi, selon toute vraisemblance, au Briovérien. Enfin, à la bordure méridionale du Léon, **les quartzophyllades de l'Elorn**, recouvertes en discordance par le **Grès armoricain (Arenig)** sont indubitablement briovériennes. L'âge du métamorphisme des diverses formations briovériennes est encore sujet à discussion. A ces terrains cristallophylliens doivent être étroitement associés : **les migmatites de Plouguerneau** en bordure de la Manche, formées aux dépens du complexe de Lesneven; **les migmatites de Plouarzel**, presque entièrement envahies par le granite de Saint-Renan; **les gneiss de Brest** dont le caractère particulier est dû à la superposition du métamorphisme général sur un granite précambrien.

2. **Les granites hercyniens** dessinent dans le Léon trois principaux ensembles.

- Au Nord, le **massif de Brignogan** s'étend de Kerlouan à Roscoff en bordure de la Manche. A l'Ouest, il recoupe à l'emporte-pièce les migmatites de Plouguerneau. Souvent porphyroïde, il passe sur ses bordures à des faciès plus fins, leucogranitiques (Sibiril), recoupés par des granites et d'innombrables filons aplito-pegmatitiques à tourmaline (Santec).
- Le **massif de Saint-Renan-Kersaint** qui s'étend depuis l'île de Molène jusqu'aux environs de Plouvorn, est intrusif dans des micaschistes, des gneiss et des migmatites. Deux faciès principaux ont été reconnus : un faciès à gros grain, ou granite de Kersaint, qui prédomine au Sud-Est; un faciès à grain fin, ou granite de Saint-Renan, qui s'étend au Nord-Ouest. De nombreuses formations stannowolframifères (tourmalinites, greisens, filons de quartz) avec cassitérite, wolframite et scheelite sont en relation avec le granite de Saint-Renan; leur destruction a alimenté plusieurs gîtes alluvionnaires de cassitérite.
- Un troisième axe granitique est en rapport avec l'importante zone faillée qui limite au Sud les migmatites de Plouguerneau **granite rose de l'Aber-Ildut**, (leucogranites de *Ploudalmézeau* et de *Kernilis*).

Les autres massifs granitiques léonards sont moins importants. A l'Est, le **granite de la baie de Morlaix** recoupe à la fois les structures du Léon et du Trégor. Le **granite de Sainte-Catherine**, riche en différenciations aplito-pegmatitiques avec béryl, forme un étroit massif allongé. Au Sud-Ouest du Pays de Léon, le **granodiorite de Trégana** est intrusive dans les gneiss de Brest. **Plusieurs granites affleurent aussi à Ouessant**.

Les **mesures géochronologiques** établissent que la mise en place des granites hercyniens du Pays de Léon, dont les conditions de gisements et les types pétrographiques sont fort variés, s'est échelonnée sur environ 50 à 60 millions d'années, c'est-à-dire pendant une partie importante de l'époque carbonifère jusqu'à la limite Stéphanien-Permien. Le granite de Saint-Renan apparaît comme le granite hercynien le plus ancien (340-320 m.a.); les granites de Roscoff (310 ± 15 m.a.) et du Nord d'Ouessant (310 m.a.) sont plus récents; les granites de l'Aber-Ildut (300 m.a.), de la baie de Morlaix (290 m.a.), de Sainte-Catherine (290-280 m.a.) et enfin de Ploudalmézeau (280 m.a.) sont de mise en place assez tardive.

3. **Cisaillements et failles** jouent un grand rôle dans le Pays de Léon.

Une zone mylonitique, orientée W.-S.-W.-E.-N.-E., met en contact, entre **Porspoder et Guissény**, les formations migmatitiques de Plouguerneau avec les micaschistes de l'Aber-Wrac'h (ou le massif de l'Aber-Ildut-Kernilis). Cette zone écrasée qui sépare en deux domaines de métamorphisme différent, un complexe sans doute primitivement identique, se prolonge vers l'Ouest, en mer, par le passage du Fromveur. **Les zones écrasées d'Ouessant** présentent la même direction W.-S.-W.-E.-N.-E.

Un important accident qui prend en écharpe la partie méridionale du Léon selon la direction générale E.-W., correspond au passage d'un des linéaments majeurs du Massif Armoricain : le **linéament Molène-Moncontour-Alençon**; il affecte en particulier le granite de Saint-Renan-Kersaint. La limite sud du Léon est jalonnée par un système de **failles W.-S.-W.-E.-N.-E.** parallèles à la **vallée de l'Elorn**. A la fin de l'orogénèse hercynienne, de **grands accidents transversaux W.-N.-W.-E.-S.-E.** à **N.-N.-E.-S.-S.-W.**, matérialisés par des filons de microgranite et surtout de quartz, ont fracturé le bâti léonard induré par les granitisations. Le filon de dolérite de Breterc'h dont la mise en place a été fixée à 190 m.a., témoigne de fracturations relativement récentes du socle armoricain.

4. **Les dépôts quaternaires** masquent fréquemment le substratum rocheux, même en bordure des rivages où quatre formations sont particulièrement bien exposées.

- innombrables restes de **plages anciennes**, « bas-normanniennes », rapportées à l'interglaciaire Riss-Würm;
- masse épaisse des **produits de gélivation** datant de la période froide du Würm. Le **head** est un dépôt périglaciaire renfermant des blocs de roches gélivées dans une matrice argilo-sableuse; il est souvent surmonté de **limons** provenant du remaniement par le ruissellement de loess éoliens déposés par les vents soufflant sur l'emplacement de la Manche asséchée au Würm;
- **tourbières littorales**, visibles épisodiquement sous les sables de l'estran;
- **dunes** dont la formation s'est poursuivie depuis l'âge du Fer jusqu'à une époque récente.

## Gneiss de Brest

Quitter **Brest** par la route du Conquet (D 789), après avoir franchi, sur un pont-levant, la profonde ria de la Penfeld creusée dans les gneiss de Brest. La route suit bientôt l'axe de ces gneiss qui dessine une dorsale à l'altitude de 90 m. A La Trinité, prendre sur la gauche la route du **Dellec** jusqu'à la mer. Vue d'ensemble sur le goulet de Brest, divisé en deux parties par les hauts-fonds de quartzites arénigiennes portant la tourelle de Mengam et limité au Sud par les falaises gédiniennes de la presqu'île de Roscanvel.

Les « **gneiss de Brest** » représentent, en fait, une ancienne granodiorite précambrienne mise en place dans les quartzophyllades de l'Elorn, et affectée ultérieurement par un métamorphisme général croissant du Sud au Nord (Taylor). Par suite, la texture gneissique fait défaut ou est peu sensible dans les affleurements méridionaux où le caractère intrusif est bien visible. Au Dellec, on observera d'une part, le contact des « gneiss de Brest » avec les quartzophyllades de l'Elorn; d'autre part, la présence, dans ces « gneiss », de grandes enclaves de roches basiques (destruction progressive des textures ophitiques, remplacement du pyroxène par l'amphibole...).

Revenir à La Trinité. 2 km à l'Ouest de cette localité, emprunter à gauche la D 38 en direction du **Minou**, jusqu'à la grève. Ici, l'érosion marine a totalement enlevé le placage de quartzophyllades encore visible au Dellec. Les « gneiss de Brest » présentent un **aspect granitoïde**.

Regagner la route du Conquet. Au bout d'un km, tourner à gauche en direction de la grève de **Déolen** via Kerhallet. Les « gneiss de Brest » présentent ici un **faciès à tendance phyllonitique**.

La « gneissification » du faciès grenu est établie par le passage progressif entre les deux formations et par la présence dans les parties gneissifiées, d'enclaves semblables à celles du faciès granitoïde, mais ici allongées parallèlement à la foliation métamorphique (origine orthogneissique).

## Granodiorite de Trégana

Le petit massif granodioritique de Trégana recoupe les gneiss de Brest de part et d'autre de l'anse de Bertheaume. Il est constitué par une roche leucocrate, caractérisée par l'abondance des plagioclases, trapus, à section presque carrée, et par la répartition souvent hétérogène, en taches et schlieren, de la biotite; quartz et microcline sont interstitiels par rapport aux plagioclases. De grands « roof-pendants » de gneiss de Brest apparaissent dans la granodiorite; parfois, les masses gneissiques ont été considérablement réorientées.

Si l'on dispose de temps, longer la côte vers l'Ouest, depuis Déolen en direction de Trégana. Les hautes falaises montrent, dans d'excellentes conditions, les **contacts intrusifs de la granodiorite avec les gneiss de Brest**. Sinon, regagner directement la D 789 et, au bout de 500 m, prendre, sur la gauche, la route conduisant à la plage de Trégana. Examiner la granodiorite le long des basses falaises à proximité du parc de stationnement.

En arrière des restes du « mur de l'Atlantique », édifié en haut de plage, une coupe montre : à la base, **une dune** vraisemblablement bas-normannienne, ravivée par le head würmien terminé par un paléosol; au sommet, une dune récente (B. Hallégouët).

Via Portez et Porsmilin, gagner la D 789, en direction du Conquet; au bout de 2,5 km, prendre à gauche, la route de Plougonvelin. Garer la voiture sur le petit parc, au bas d'une forte descente, en bordure de la mer, vers l'extrémité de la **Plage du Trez Hir**. On atteint la grève par quelques marches. Se diriger vers la gauche (l'Est). Les falaises, ébouleuses, laissent voir de beaux contacts entre les apophyses filoniennes de la granodiorite de Trégana et les gneiss de Brest. Bons exemples d'assimilation des enclaves gneissiques par la granodiorite.

## Panorama de la pointe de Saint-Mathieu

Gagner directement la pointe de Saint-Mathieu, à l'extrémité occidentale des gneiss de Brest. Le panorama, en particulier du haut du phare, permet, par beau temps, de saisir dans son ensemble, la **structure géologique du Finistère occidental** : au Nord, le Pays de Léon, cristallophyllien et granitique, prolongé par l'archipel de Molène et l'île d'Ouessant; à l'extrême horizon sud, la Cornouaille méridionale, également cristallophyllienne et granitique, ici représentée par les falaises trondhémétiques du cap Sizun; au centre et en retrait, les falaises paléozoïques de la presqu'île de Crozon, à l'extrémité de la « fosse centrale armoricaine ».

## Granite de la Chaussée-des-Pierres-Noires

Face à la pointe de Saint-Mathieu, en direction de l'Ouest, apparaît une succession de **récif granitiques** constituant la Chaussée-des-Pierres-Noires : Bossemen, Kerouroc, La Siège, Les Cheminées et les Pierres-Noires qui portent un phare.

Le granite affleure également en bordure de la côte, au S.-E. de la pointe de Saint-Mathieu, dans les récifs méridionaux des **Respects**, où il sera possible de l'atteindre, à marée basse, par une descente difficile sur l'estran, au droit des récifs. C'est une roche de teinte gris-ocre à rougeâtre, souvent fracturée en tous sens et parcourue par de nombreuses veinules de quartz blanchâtre formant localement un véritable stockwerk. Le contact du granite des Respects avec un large septa micaschisteux des gneiss de Brest, est jalonné par une puissante bande mylonitique orientée E.-W.

## Micaschistes à grenat et staurotide de Porz-Liogan

Prendre la route touristique en direction du Conquet, jusqu'à la Grève de **Porz-Liogan**. Une coupe effectuée à basse mer entre cette grève et la grève de **Porz-Feunteun**, située plus au Nord, avant la pointe des Renards, permettra d'examiner dans d'excellentes conditions les « **micaschistes du Conquet** ».

Cette formation qui appartient aux types pélitiques et semi-pélitiques, avec muscovite, biotite, quartz, un peu d'albite-oligoclase, est surtout caractérisée par la présence du **grenat almandin** et de la **staurotide**. Les grenats de belle teinte rouge, dépassent souvent 1 cm de diamètre; les cristaux de staurotide forment de petites baguettes de 1 à 3 cm, souvent assez difficiles à reconnaître et particulièrement abondantes dans les niveaux pélitiques. La tourmaline est un constituant mineur de ces mêmes niveaux.

Ce complexe micaschisteux appartient typiquement au sub-faciès staurotide du faciès amphibolite-almandin du métamorphisme général. Les micaschistes renferment quelques niveaux gneissiques qui peuvent correspondre, soit à des lames orthogneissiques (cf. gneiss de Brest), soit à la présence d'anciens lits arkosiques ou tufacés associés aux micaschistes; cette dernière hypothèse est appuyée par la présence, dans les micaschistes, de niveaux quartzitiques (Porz Feunteun). Dans la moitié sud de la **grève de Porz Liogan**, la falaise est constituée par un amas de roche basique, essentiellement composée de bytownite ou de labrador, et d'une amphibole fibreuse vert pâle. Les micaschistes peuvent également être observés facilement à la plage de Portez juste au Sud du Conquet.

## Granodiorite de la pointe des Renards

Entre les grèves de Porz Feunteun et de Portez, la pointe des Renards est constituée par une granodiorite dont on ira examiner un faciès comparable, mais sous des conditions d'accès plus commodes, dans la partie sud de la **plage des Blancs-Sablons**, après avoir contourné la ria ensablée du Conquet, via la D 789, la D 67, puis la D 28 (direction Ploumoguier).

La granodiorite, de couleur assez sombre, renferme ici d'innombrables enclaves qui vont jusqu'à lui conférer un aspect poudingiforme. Les enclaves, de contour arrondi, sont constituées par du quartz et diverses roches métamorphiques appartenant aux formations encaissantes, en particulier aux niveaux à grain fin.

## Gneiss de Ploumoguier

Rejoindre la D 28 et gagner Ploumoguier. Au bourg, tourner à gauche vers la grève de Kerhornou (Porz Moguer). Un vaste **complexe gneissique** (gneiss de Ploumoguier = gneiss de Lesneven) est exposé dans les falaises de **Kerhornou**. Les gneiss sont caractérisés par la présence de **sillimanite** blanchâtre, formant des lentilles pouvant atteindre quelques cm de puissance. Par rapport aux micaschistes à grenat et staurotide du Conquet, les gneiss à sillimanite de Kerhornou indiquent une nette croissance du métamorphisme vers le Nord.

## Granite de Saint-Renan

Reprendre la voiture en direction de Ploumoguier, puis, par la D 28, de Plouarzel. Peu avant d'atteindre le bourg, tourner à gauche vers la **grève de Ruscumunoc**. Une montée au sommet du phare de Trézien qui se dresse sur la droite, sera l'occasion d'un beau coup d'œil sur la côte occidentale

du Léon. Les falaises de Ruscumunoc permettent d'observer les contacts du granite de Saint-Renan dans un complexe de gneiss et de migmatites. Une coupe d'accès facile peut être effectuée sur l'estran, à marée basse, vers le Nord, en direction de Porz a Vigné. Les contacts qui se font à l'emporte-pièce, sont très complexes dans le détail; en certains points, les rochers de l'estran sont constitués de migmatites, alors que la falaise elle-même est en granite.

Le granite de Saint-Renan est ici une roche claire, à grain fin, légèrement orientée, à microcline, plagioclase acide, quartz, biotite, muscovite; la tourmaline lui confère un faciès très caractéristique. Ce minéral ne se présente pas en effet sous forme de baguettes automorphes, mais toujours sous l'aspect de lentilles fusiformes de quelques cm de longueur.

Il est possible de compléter la coupe de Ruscumunoc en examinant également les falaises vers le Sud, en direction de la **pointe de Corsen**, extrémité occidentale de la France continentale.

Deux points retiendront particulièrement l'attention: d'une part, la **mylonitisation** qui affecte localement le granite, lui conférant un aspect feuilleté; d'autre part, en approchant de la pointe de Corsen, l'apparition sur l'estran, puis dans la falaise elle-même, d'un très puissant **filon de quartz** de basse température, de direction sub-méridienne.

L'**érosion marine** est très intense dans le granite de Saint-Renan et les écroulements de pans entiers de falaises ne sont pas rares (danger!). Elle s'effectue à la faveur de diverses zones de faiblesse: bandes mylonitisées entraînant la formation d'entailles étroites et allongées, perpendiculaires au rivage; failles transverses plus ou moins parallèles à la côte, provoquant le façonnement d'arches, de couloirs et enfin de pitons isolés qui témoignent du recul des falaises.

## Granite de l'Aber-Ildut

Reprendre la voiture en direction de Plouarzel, puis de Lanildut. Peu avant Brélès, la route descend au fond de la **Ria de l'Aber-Ildut**, à la limite extrême atteinte par la mer. La vallée est ici très étroite. Laissant Brélès sur la droite, on atteint bientôt le petit bourg de Lanildut, bâti sur la rive droite de l'Aber. Les carrières abandonnées sont nombreuses dans les environs.

Connu sous le nom de « granite de Brest », le granite de l'Aber-Ildut a été autrefois très exploité, en particulier pour les constructions à la mer. Il a servi de socle à l'Obélisque de Louqsor, place de la Concorde à Paris. Aux **temps mégalithiques**, ce granite avait déjà été remarqué: le plus haut **menhir** de Bretagne encore debout (menhir de Kerloas en Plouarzel) est en granite de l'Aber-Ildut; érigé sur le granite de Saint-Renan, près du point culminant du plateau du Léon, il a subi un transport de plusieurs km, sur une dénivellation d'une centaine de mètres. A l'époque de l'**âge du Fer**, de nombreuses **stèles** ont été également façonnées dans le granite de l'Aber-Ildut (la plus remarquable est érigée sur les gneiss de Brest en bordure de la route Loc-Maria-Plouzane - Porz Miin, à une dizaine de km au moins de son lieu d'extraction).

Le granite de l'Aber-Ildut qui affleure sur la côte d'une manière continue jusqu'à Porspoder, sous forme d'énormes boules roses, peut être étudié dans la carrière abandonnée, située en bordure même de la mer, un peu avant **Melon**.

La roche est vivement colorée par ses feldspaths roses et ses micas noirs. Les feldspaths porphyroïdes sont abondants, relativement trapus; leur orientation privilégiée, bien que faible, révèle une foliation peu inclinée, marquée également par les biotites et les enclaves. Au microscope, le granite apparaît formé d'orthose, d'andésine-oligoclase, de biotite avec inclusions d'apatite et zircon, de quartz et d'un peu de sphène; la muscovite est absente. Les **enclaves**, assez fréquentes, mais généralement de petite dimension, tranchent vivement par leur couleur gris noir et leur grain fin sur le fond du granite rose.

Gagner **Porspoder**. A partir de l'église, prendre une petite route en direction du terrain militaire situé au S.-W. du bourg, en bordure de la mer. Au pied de la basse falaise, à l'angle S.-W. du terrain militaire, au Nord de l'**Anse de Poulou**, on observe un beau **faciès orbiculaire** du granite de l'Aber-Ildut, affleurant sur un peu moins d'une dizaine de m<sup>2</sup>; des blocs du même faciès sont éparpillés sur le rivage autour du gisement. Ce faciès apparaît au sein d'une granodiorite rubanée incluse dans le granite de l'Aber-Ildut; l'ensemble est inséré dans une apophyse du leucogranite de Ploudalmézeau.

Le faciès orbiculaire a environ 2 m de puissance. Il montre une gradation marquée par la taille et l'abondance des orbicules (nombreux et petits au Nord; moins abondants et de grande taille au Sud) ainsi que par la composition de la matrice (granodiorite pour les gros orbicules; très riche en microcline pour les petits orbicules), le passage entre les deux matrices étant progressif. Les orbicules, de 3 à 17 cm de diamètre, sont constitués d'un noyau, de nature variée (micacée, feldspathique, grand axe, et d'une enveloppe oligoclasiqne blanchâtre. La granodiorite rubanée noduliforme) et d'une enveloppe oligoclasiqne blanchâtre. La granodiorite rubanée pourrait être interprétée comme une différenciation magmatique du granite de l'Aber-Ildut; les orbicules, comme le résultat d'une rapide accretion feldspathique autour

de noyaux préexistants, disséminés dans une chambre magmatique de faible viscosité, en voie de cristallisation, où ils se seraient sédimentés par gravité.

Revenir à **Porspoder** et stationner devant l'église. On accède à l'estran par un étroit sentier à forte pente. On se trouve ici le long de la bordure septentrionale du granite de l'Aber-Ildut qui coïncide avec un important accident tectonique, la zone de cisaillement de **Porspoder**. Cette zone nettement marquée dans la morphologie, est ici en grande partie masquée par le sable de la plage; mais on recueille sur l'estran, sous forme de galets, de nombreux échantillons de **mylonites** du massif de l'Aber-Ildut.

## Migmatites de Landunvez

Au nord du cisaillement de Porspoder, un vaste complexe migmatitique affleure d'une manière presque continue le long de la côte depuis Landunvez à l'Ouest jusqu'à Guissény à l'Est. On l'observe tout d'abord en bordure de la route touristique qui s'étire le long du rivage entre l'anse de Penfoul et le village de Trémazan. Dans tout ce secteur situé de part et d'autre de la **Pointe de Landunvez**, les **granites migmatitiques** plus ou moins porphyroïdes, parfois à faciès nébulitiques, constituent les faciès les plus répandus.

Au large, la côte est ourlée d'une **ceinture de récifs**: les **Roches de Portsall** qui marquent, traditionnellement, le passage de l'Atlantique à La Manche. Juste avant la fin de la route touristique, observer dans la falaise, une belle **plage ancienne** (bas-Normannien) de plus d'un mètre d'épaisseur, riche en gros galets dont plusieurs ont été fendus par le gel à l'époque würmienne.

Après avoir surplombé les criques sablonneuses de Portsall, l'itinéraire atteint Kersaint et, s'éloignant provisoirement du rivage, gagne Ploudalmézeau par la D 168.

## Embouchure de l'Aber-Benoît

A partir de Ploudalmézeau, gagner le hameau de **Kervigorn** et la pointe de Corn ar Gazel. On domine l'embouchure de l'Aber-Benoît. A l'Ouest s'étendent largement les **dunes** de Tréompan dont le manteau s'élève à Kervigorn à plus de 35 m d'altitude. C'est à la destruction de ces dunes qu'il faut rapporter les masses sableuses qui encombrant le lit de l'Aber-Benoît et, en particulier, la **flèche de sable**, visible à basse mer sur la rive sud-ouest de l'embouchure, formée par le courant de jusant de la ria. Au Nord, en direction de la presqu'île Sainte-Marguerite, le balancement des marées laisse à nu de **vastes étendues sableuses** d'où ressortent les innombrables **îlots et récifs** taillés dans le complexe migmatitique de Plouguerneau.

## Sillimanite de Kergonguy

Gagner Saint-Pabu, puis Plouguin. Prendre la D 26 en direction de Coat-Méal. La vallée située à la sortie est de Plouguin jalonne ici la bordure orientale du granite de l'Aber-Ildut, en contact avec les gneiss de Lesneven ou de Tréglonou. Garer la voiture à proximité de la ferme de Kergonguy au S.-E. de Plouguin. Entre les fermes de **Kergonguy** et de Guelet ar C'hoat, **des nodules de sillimanite** de plusieurs dizaines de cm de puissance forment des blocs épars à la surface du sol.

Le substratum est constitué par des gneiss à biotite, recoupé par de multiples petits pointements granitiques, dépendances du grand massif de Saint-Renan et responsables d'intenses processus de greisenisation et de tourmalinisation. Les nodules, de teinte blanchâtre ou verdâtre, sont essentiellement formés de sillimanite à aspect fibrolitique, associée à de la muscovite. La tourmaline, en aiguilles souvent rayonnantes, est tardive; elle englobe des faisceaux de fibrolite et se développe d'une manière squelettique dans la muscovite. Dans le même secteur, on recueille en éboulis, des échantillons de quartz minéralisé en cassitérite, wolframite, scheelite, mispickel.

## Aber-Benoît, Sainte-Marguerite, Aber-Wrac'h

Gagner Coat-Méal, puis par la D 3, Tréglonou. Par la D 28, franchir l'**Aber-Benoît** en direction de Lannilis. Le cours de la ria est ici approximativement parallèle à la direction des formations cristallophylliennes. L'abondance des sables dans la partie aval de l'estuaire de l'Aber-Benoît, presque jusqu'aux abords de Tréglonou – les diverticules de la ria mis à part – est

en rapport avec la destruction et le remaniement des dunes côtières situées à proximité de son embouchure (dunes de Tréompan et de Sainte-Marguerite); en amont, la vase prédomine largement.

La région de **Lannilis** forme une presqu'île entre les rias de l'Aber-Benoît au Sud et de l'Aber-Wrac'h au Nord. Si l'on dispose de temps, faire un crochet jusqu'à Sainte-Marguerite à l'Ouest de Landéda, en passant par le hameau de l'Aber-Wrac'h à l'embouchure de la ria. Le remblaiement de la partie aval de l'Aber-Wrac'h contraste vivement avec celui de l'Aber-Benoît où prédominait le sable: ici les alluvions marines sont essentiellement vaseuses (slikke); cette différence paraît en relation avec la rareté des dunes à l'embouchure de l'Aber-Wrac'h.

La **Presqu'île Sainte-Marguerite** est séparée des hauteurs de Landéda par une dépression colmatée par des limons. Schématiquement, cette presqu'île peut être divisée en trois ensembles orientés N.-E.-S.-W.: les zones rocheuses du complexe migmatitique de Plouguerneau à l'Est, recouvertes au centre par la pellicule limo-migmatitique de Plouguerneau, tapissée à son tour, à l'Ouest, par le manteau dunaire. Avant le récent développement du tourisme, la presqu'île offrait un bon exemple de l'adaptation de l'homme aux conditions géologiques: les habitations étaient concentrées sur les zones rocheuses afin de conserver totalement à la culture les placages limoneux, tandis que les dunes, en bordure du rivage, étaient réservées au séchage du goémon. La côte de La Manche, entre Landéda et Brignogan constitue, en effet, le **principal district goémonier français** (coupe en mer de *Laminaria flexicaulis*; cueillette à la main sur les rochers, aux grandes marées, de *Chondrus crispus*; ramassage sur les grèves de diverses algues arrachées par les tempêtes). Les dunes de Sainte-Marguerite sont vivement attaquées par la mer; en avant du rivage, de nombreux îlots appartenant à un complexe migmatitique varié, jaillissent de la pellicule sablonneuse; à l'abri de ces récifs se sont établies des « queues de comète ».

Revenir directement à Lannilis par Landéda et prendre la D 13 vers Plouguerneau. Après avoir franchi l'**Aber-Wrac'h** au pont de Paluden, on s'arrêtera sur l'aire de stationnement au droit d'un grand virage. **Beau point de vue sur l'Aber-Wrac'h**. Le tracé du cours de la ria est déterminé, soit par l'orientation des formations rocheuses, soit par le passage de failles transverses, d'où son allure « en baïonnette ».

Par la ria dont le lit rocheux se trouve encore à – 12 m au-dessous du niveau des plus basses mers entre Beg an Toul et Paluden, les eaux marines pénètrent à l'intérieur du plateau de Léon sur plus de 10 km; inversement, l'Aber-Wrac'h se prolonge à travers la plate-forme littorale ennoyée, dont les points hauts forment plusieurs îlots à l'horizon, par un **profond et étroit chenal** qui dépasse 40 m entre le Libenter et les Trouskennou. Du point de vue, trois ensembles géologiques différents peuvent être reconnus en direction de l'Ouest: au premier plan, **des micaschistes à deux micas** qui dessinent une petite structure synforme; puis la **lame de granite écaillé de Landéda** qui affleure sur les deux rives de l'Aber; enfin, au-delà, le **complexe migmatitique de Plouguerneau**.

## Migmatites de Plouguerneau

Gagner Plouguerneau en voiture. Au bourg, prendre la D 32 pendant 1 km environ, puis tourner à gauche en direction de Lostlogod et de Kelerdut. A **Kelerdut**, garer la voiture et longer la côte par un sentier en direction de la pointe rocheuse massive située en face du phare de l'Île Vierge. Cette pointe permet d'observer, en particulier sur sa face ouest, de belles **migmatites à faciès agmatitique**.

## Morphologie et Quaternaire du Vougot et de Treissenay

Rejoindre Plouguerneau, puis emprunter la D 10 en direction de Guissény. Au carrefour du Leuré, prendre à gauche la D 52 vers les grèves du Vougot. Dans la descente sur la droite, point de vue d'intérêt géomorphologique. Le plateau du Léon dont l'altitude se situe ici aux environs de 60-80 m, n'atteint pas directement la mer; il en est séparé par une **plate-forme littorale**, hérissée de monadnocks granitiques qui dominent un revêtement limoneux ou dunaire et des marécages. Cette plate-forme se poursuit insensiblement sous la mer, pendant quelques km, toujours parsemée de chaos granitiques qui ourlent le rivage d'une ceinture de récifs. Plateau du Léon et plate-forme littorale sont en contact par une **falaise morte**, ici remarquablement conservée, au pied de laquelle s'étale un marécage séparé de la mer par un bourrelet dunaire. A droite de la **Grève du Vougot**, la falaise morte atteint la mer. Des éboulements fréquents (danger!) permettent d'observer une bonne coupe dans les dépôts quaternaires.

Sur la plate-forme d'abrasion, repose une **plage bas-normannienne**, formée de sables, de galets et de gros blocs émoussés; les sables qui la surmontent paraissent correspondre à une **accumulation dunaire**; au-dessus, remaniant ces formations litto-

rales, vient un premier **dépôt périglaciaire** surmonté par un **paléosol** dont l'horizon humifère renferme quelques charbons de bois; le paléosol est à son tour remanié par de nouvelles coulées périglaciaires (= *head*, blocs de roches gélivées, dans une matrice plus fine argilo-sableuse). La coupe se termine par le recouvrement de la *dune* récente.

Longer la côte, en voie de régularisation par suite de travaux (digue du Curnic), vers Guissény. Prendre la D 10 en direction de Kerlouan. Aussitôt après avoir franchi le Quillimadec, tourner à gauche, pour examiner sur la rive droite de l'estuaire ensablé, le **site préhistorique de l'Anse de Treissen** (B. Hallégouët et P.R. Giot). Aux deux extrémités de l'anse affleure une plage ancienne, recouverte par du head limoneux; une industrie en silex de l'**Acheuléen supérieur**, à petits bifaces et raclours, est incluse à la base de ce head.

## Granite de Brignogan

Reprenre la route en direction de la **Pointe d'Aman Ar Ross** où l'on examinera, à proximité du bar « Le Fanal », le contact à l'emporte-pièce du granite de Brignogan avec une vaste enclave de migmatites de Plouguerneau dont c'est ici l'un des affleurements les plus orientaux. Gagner Kerlouan, puis Brignogan.

Le **granite de Brignogan** est très bien exposé tout au long de la côte septentrionale de la presqu'île de Kerlouan hérissée de chaos de boules fort pittoresques. C'est une roche de teinte blanc gris, caractérisée par l'abondance des feldspaths potassiques porphyroïdes blanchâtres, allongés et fréquemment alignés, que l'on pourra étudier aux environs du phare de la **Pointe de Pontusval**.

**Placages limoneux.** – Dans toute la région, le granite est souvent masqué par une **pellicule limoneuse ou dunaire**, attaquée en petites falaises au bord de la mer. Ces limons qui vont prendre de plus en plus d'importance en direction de Saint-Pol-de-Léon, représentent l'extrémité occidentale du grand manteau qui s'étend sur le Nord de la France. Dans le Léon, les limons, de teinte ocre, sont particulièrement développés sur la plate-forme littorale, mais ils s'étalent aussi sur le plateau, en bordure de La Manche. Ils forment de grosses loupes sur les versants des falaises ou des vallées qu'ils peuvent remblayer. Ils affleurent aussi sous le sable des grèves actuelles. Ces limons, très fins, passent vers le bas à une arène limoneuse, mélangée à des fragments anguleux de roches constituant le head dont l'épaisseur est souvent de plusieurs mètres. Le **head** correspond à des coulées de solifluxion sous climat périglaciaire; les limons proviennent du remaniement de lœss par le ruissellement.

## Baie de Goulven

A Brignogan, prendre la D 770, jusqu'au carrefour avec la D 10 en direction de Goulven. A l'horizon méridional se dresse la falaise morte. Le fond de la baie de Goulven est bordé de dunes. Après avoir traversé La Flèche par la D 10, quitter la voiture pour examiner sur le littoral la **flèche sableuse** – actuellement en pleine évolution – qui tend à dévier vers l'Ouest le cours de la rivière de Goulven. L'embouchure de cette rivière est barrée par une digue qui a permis de gagner sur les eaux de vastes surfaces. Cette modification du paysage a trouvé écho dans la toponymie (« Lannevez » = nouvelle terre). Revenir à la voiture. Au carrefour de **Keremma**, prendre sur la gauche la D 210 et gagner la grève de Goulven près de la chapelle Guévroc. Longer l'estran en direction de l'Ouest.

Un **affleurement granodioritique**, de teinte sombre, revêt localement une curieuse allure bréchique avec enclaves de gneiss ocellé, de granite, de pegmatite et de quartz. Un peu plus à l'Ouest encore, toujours en bordure du rivage, un granite aplito-pegmatitique à grenat, renferme de vastes enclaves de gneiss ocellés. Ces mêmes gneiss s'étendent largement dans les terres aux environs de Plounévez-Lochrist où ils sont recoupés par des pointements de granite à deux micas.

Revenir sur la D 10 en direction de Plouescat. **Gneiss ocellé et granite constituent la falaise-morte** dont la ligne est bien visible au Sud de la route. Entre le bourrelet dunaire de la baie de Goulven et la falaise-morte s'étendent localement des zones marécageuses. La digue du Kernic témoigne des efforts entrepris en vue de la régularisation du rivage.

## Granite à beryl de Sainte-Catherine

Environ 2,5 km à l'Est de Plouescat, quitter la D 10, prendre sur la droite la D 35 et gagner Tréflaouéan, puis **Sainte-Catherine**. Entre ce dernier hameau et Mespaul, de part et d'autre et à quelque distance de la route, plusieurs petites carrières d'exploitation intermittente vont permettre d'exa-

miner l'étroit massif granitique de Sainte-Catherine qui s'étend depuis St-Pol-de-Léon jusqu'au-delà de Saint-Vougay.

Le faciès le plus répandu est constitué par une roche très claire (leucogranite) à albite, microcline, quartz, muscovite, grenat et tourmaline; le mica noir est très rare et presque entièrement décoloré. La **tourmaline** se présente en cristaux allongés, automorphes, poecilolithiques ou en petits amas nébulitiques. Localement, le **beryl** est abondant dans le granite et les pegmatites.

## District aplito-pegmatitique de Plougoum – Roscoff

Après l'examen des carrières de granite béryllifère, revenir sur la D 69 et gagner la mer, via Plougoum. La route s'avance jusqu'à la plage, sur la rive gauche de l'embouchure de l'Horn, au milieu des sables dunaires. On se trouve ici dans la partie occidentale du district aplito-pegmatitique, magnifiquement exposé le long de la côte de Plougoum à Roscoff. Ces champs filoniens paraissent bien être en relation avec la partie orientale du massif granitique de Brignogan – Plouescat dont ils recoupent les formations encaissantes à dominante gneissique.

Un **premier exemple de pegmatite** est bien visible le long de la rive gauche de l'estuaire de l'Horn. Cette vaste pegmatite est caractérisée par une structure zonée (zonation avec apélite à tourmaline et grenat) et surtout par la présence de très gros feldspaths potassiques présentant avec le quartz, de belles associations graphiques; çà et là apparaissent de gros grenats. Ce puissant filon aplito-pegmatitique renferme localement des enclaves du socle gneissique.

Un **deuxième exemple** sera étudié à la **pointe du Guerzit** que l'on atteint en revenant sur ses pas, et après avoir traversé le bourg de Santec. L'estran rocheux qui affleure à la pointe du Guerzit est essentiellement constitué par un granite à grain fin, de teinte grisâtre; le socle ancien est représenté par des septa gneissiques et plus rarement amphiboliques. Socle et granite sont recoupés par un système filonien pegmatito-aplitique à muscovite, tourmaline et grenat, souvent admirablement exposé, en particulier sur le grand platier situé au S.-W. de la pointe.

Un **troisième exemple** se situe à l'extrémité de la **presqu'île de Peraridik**, en particulier dans sa partie occidentale (pointe des Jacobins). Pour gagner ce secteur, reprendre la voiture et via Santec, se diriger vers le Centre héli-marin. Atteindre la pointe en longeant la vaste plage sableuse orientée à l'Ouest. Dans une petite île (cote 10 de la carte marine au 1/20 000, île de Batz), le champ filonien aplito-pegmatitique à grenat et tourmaline forme un beau stockwerk.

## Ilot Sainte-Anne en Saint-Pol-de-Léon

Gagner Saint-Pol-de-Léon en longeant le fond de l'Aber, puis en empruntant la D 769. A Saint-Pol, gagner, via Pempoul, l'ancien **Ilot Sainte-Anne**. L'ilot est un **monadnock** granitique dont la face orientale est parcourue par un lacis quartzeux subméridien soulignant le passage des fractures qui expliquent la profonde échancrure de la baie de Morlaix. Ce monadnock était réuni à la côte de Saint-Pol par un **tombolo**, à présent viabilisé, et prolongé au Sud par une très importante **flèche** de galets, la **Grou** qui sert maintenant de substratum à une longue jetée dont la forme sinueuse épouse l'allure de cette flèche. Une **plage ancienne**, d'accès facile, est visible sur la face sud de l'ilot Sainte-Anne.

La coupe est la suivante, de bas en haut : une plate-forme d'abrasion sur le granite arénisé; une couche de galets de 80 cm d'épaisseur, avec un niveau inférieur dont les galets sont bien stratifiés et un niveau supérieur dont les galets sont disposés en tous sens; une couche de head d'environ 1,60 m; la terre végétale. La disposition désordonnée du niveau supérieur de galets est manifestement due à l'action des coulées de solifluxion sus-jacentes qui ont repoussé les éléments en place vers le bas de la grève, à la manière d'un bulldozer (MM. Chauris).

## Carantec, Baie de Morlaix, Ile de Callot

Revenir à Saint-Pol et gagner Carantec via le « Pont de la Corde » qui enjambe la **Ria de la Penzé** dont le tracé subméridien est entaillé ici dans des micaschistes et des amphibolites. A Carantec, se diriger vers le point de vue dit de « La Chaise du Curé », à proximité du bourg, d'où l'on jouit d'un beau panorama sur la **baie de Morlaix** qui correspond essentiellement au rebroussement des structures du Pays de Léon au contact du môle ancien constitué par le Petit Trégor (it. 3 b.)

Gagner le port de Carantec, puis l'**Ile de Callot**, accessible à marée basse (6 heures sur 12). Une coupe peut être effectuée à pied, sur l'estran, le long

des basses falaises orientales, depuis l'entrée de l'île (à partir d'un bosquet de pins) jusqu'à la grève de Porz-an-Illis (au pied de la chapelle).

Le socle cristallophyllien, essentiellement formé de gneiss grisâtres très déchlorés, avec bandes d'amphibolites bleu-noir, plus rarement de quartzites, est recoupé à l'emporte-pièce par un granite de teinte ocre, à biotite, avec pegmatites montrant parfois de grosses tourmalines noirâtres. Les enclaves du socle sont basculées en tous sens dans le granite.

La partie méridionale de l'île de Callot, en direction de Carantec, montre un système complexe de flèches de sables et de galets.

Quitter Carantec pour Morlaix par la D 73. Une route de corniche suit bientôt la rive occidentale d'une baie intérieure, entaillée dans des schistes et micaschistes relativement tendres, et limitée au Nord par le granite de Penn-al-Lann. Remarquer les vastes étendues de slikke ou vase molle. La ville de Morlaix est établie au fond de la ria, à la limite extrême atteinte par le flot (it. 3 b).

## ITINÉRAIRE 5

### DE BREST A L'ILE D'OUessant

Il a semblé que le meilleur moyen de compléter la connaissance géologique de la Bretagne était d'entreprendre une excursion en bateau, de Brest à Ouessant, extrême avancée du Massif Armoricaïn dans l'Atlantique. C'est en effet la mer qui donne à l'Armorique son caractère, comme elle lui a jadis aussi donné son nom et comme elle lui confère toujours son charme. Et sans doute nulle part ailleurs en Bretagne mieux qu'à Ouessant n'est rendu sensible le contraste entre un Océan toujours en mouvement et une Terre à jamais ruiniforme<sup>1</sup>.

#### Cartes topographiques I G N

1/100 000 Brest, Plabennec.  
1/50 000 Brest, Le Conquet, Plouarzel, Ile d'Ouessant.

#### Cartes du Service hydrographique de la Marine

Rade de Brest (3799) au 1/28 200; entrée de Brest (5071) au 1/20 000; de la pointe de Kermovan à l'île d'Ilock (5721) au 1/20 000; de la pointe Saint-Mathieu à l'île de Molène (5159) au 1/20 000; de l'île de Molène à l'île d'Ouessant (5567) au 1/20 000.

#### Cartes géologiques

1/320 000 Brest - Lorient.  
1/80 000 Brest, Plouguerneau - Ouessant.

### De Brest à la Pointe Saint-Mathieu

L'embarquement à bord de l'« Enez-Eussa », courrier assurant la liaison régulière entre Brest et Ouessant, s'effectue au port de commerce de Brest (fig. 15), au pied du Cours d'Ajot (se renseigner auprès du Syndicat d'Initiative sur les jours et heures de départ; en été, la liaison est également assurée par d'autres navires). Le port de commerce est établi sur des terrains gagnés sur la mer, le long des falaises qui jalonnent approximativement le contact des quartzophyllades briovériennes de l'Elorn avec les « Gneiss de Brest », ancien granite précambrien. La Penfeld, profonde ria creusée dans les gneiss, débouche dans la rade devant le Château. Le navire longe la rade-abri occupée par le port de guerre et met le cap en direction du Goulet. A tribord, à l'Ouest du phare du Portzic, une faille N.-W.-S.-E. décroche le gneiss de Brest d'environ 700 m vers le Nord. Immédiatement à l'ouest de l'Anse de Sainte-Anne, due à cette faille, s'élèvent les récentes installations du Centre Océanologique de Bretagne (C.O.B.).

1. Itinéraire rédigé par L. CHAURIS.

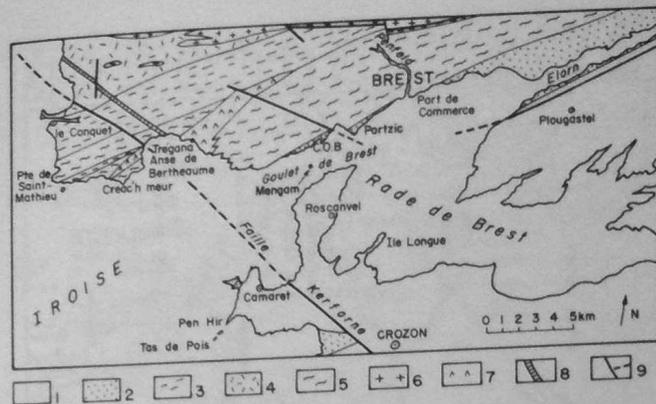


Fig. 15. - Entrée de Brest.

1. Paléozoïque. - 2. Quartzophyllades de l'Elorn. - 3. Micaschistes du Conquet. - 4. Gneiss de Lesneven (= gneiss de Ploumouguer). - 5. Gneiss de Brest. - 6. Granite de Saint-Renan-Kersaint. - 7. Granodiorite de Trégana. - 8. Dolérite de Breterc'h. - 9. Failles.

Le Goulet dont la largeur est inférieure à 2 km, est une profonde dépression (jusqu'à 50 m au-dessous du 0 des plus basses mers) qui sépare deux ensembles géologiques totalement différents : au Nord, le Pays de Léon, cristallophyllien et granitique; au Sud, la presqu'île de Crozon, essentiellement constituée de formations paléozoïques (Ordovicien, Silurien, Dévonien). La passe principale du Goulet est creusée dans les formations tendres du Briovérien, limitées au Sud par une ligne de hauts-fonds correspondant aux quartzites arénigiens de La Roche-Maurice; l'un de ces rochers porte la tourelle de Mengam. La rive méridionale du Goulet est constituée par les hautes falaises gédinniennes de la presqu'île de Roscanvel.

A la sortie du Goulet, se creusent, à tribord une large échancrure : l'anse de Bertheaume; à bâbord, une autre échancrure, l'anse de Camaret. Ces deux baies correspondent au passage d'un des accidents majeurs de la Bretagne occidentale, la faille Kerforme (du nom d'un ancien professeur de géologie de l'Université de Rennes) qui cisaille le Finistère de part en part selon une direction générale N.-W.-S.-E. Cet accident tardi-hercynien, dont le rôle morphologique est encore considérable, est suivi par un puissant filon de dolérite (visible à Porz Milin au fond de l'anse de Bertheaume).

Dans l'anse de Bertheaume, les gneiss de Brest sont recoupés à l'emporte-pièce par la granodiorite de Trégana dont les falaises blanchâtres permettent d'observer de larges septa gneissiques de teinte sombre. Au fond de l'anse, les plages de Trégana et du Trez-Hir sont bordées de petites dunes fossiles. Les gneiss de Brest réapparaissent à l'Ouest de l'anse de Bertheaume pour former les escarpements de Créac'h Meur.

Au Sud, la presqu'île de Crozon se termine par les Tas de Pois, gigantesques récifs blanchâtres en Grès armoricaïn prolongeant les falaises escarpées de Penn Hir en Camaret. Par delà les Tas de Pois se dressent les hautes falaises massives (100 m) du Cap de la Chèvre, également en Grès armoricaïn (it. 10b). Par temps clair, à l'extrême horizon méridional, se profile la ligne bleutée des falaises tronchémittiques du Cap Sizun (it. 18).

L'« Enez Eussa » est à présent au droit de la pointe de Saint-Mathieu (le « Sant Vazé Penn ar Bed » des Bretons) à l'extrémité occidentale des gneiss de Brest. En avant du rivage, les récifs déchlorés des Rospects sont constitués par un granite - totalement inconnu sur le « continent » - qui se prolonge en mer selon une direction E.-W. pour former sur une quinzaine de km, la dangereuse Chaussée des Pierres Noires. Passé le récif des Vieux Moines (en granite des Rospects), le navire met le cap au Nord en direction du Conquet. Les falaises s'abaissent et s'humanisent; la Chaussée des Pierres Noires et les îles de l'Archipel de Molène constituent une barrière qui protège la côte des grandes houles atlantiques; une telle barrière faisait défaut entre le Goulet et la pointe de Saint-Mathieu (fig. 16).

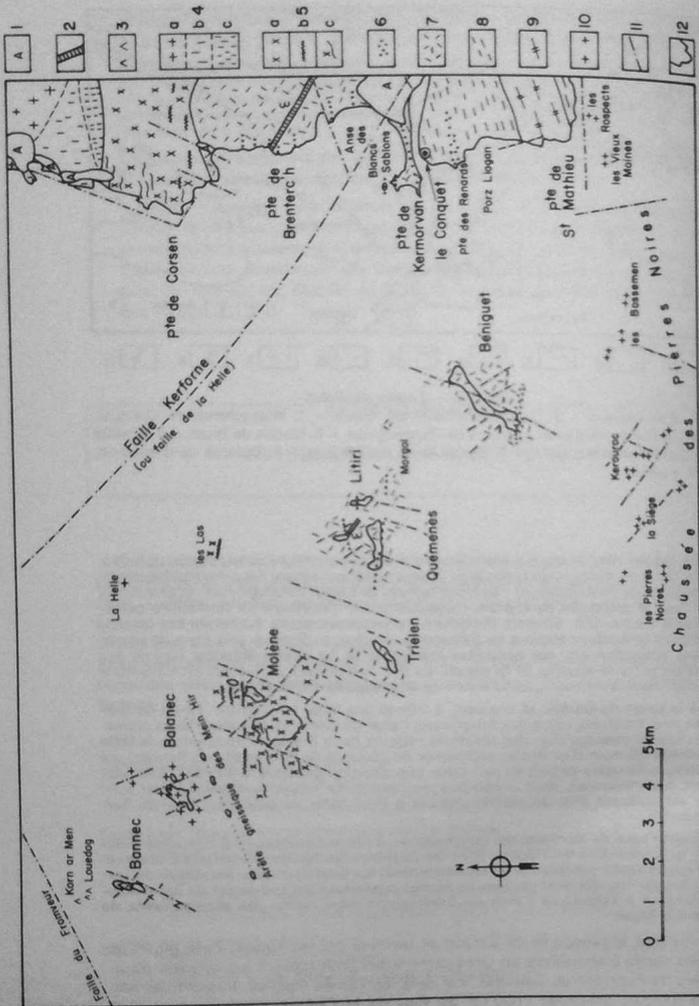


Fig. 16. — Archipel de Molène. — 1. Dunes. — 2. Dolérite. — 3. Granite de Ploudalmézeau (Bannec). — 4. Granite de l'Abbaye-lidut et faciès de bordure. — 5. Granite de Brest. — 6. Dolérite. — 7. Zones écrasées (7) et septa gneissiques (8) et migmatitiques. — 9. Gneiss. — 10. Foliation. — 11. Faille. — 12. Dunes.

### Du Conquet à l'île de Molène

Le navire longe la côte. La foliation des gneiss de Brest, puis celle des micaschistes à grenat et staurotide du Conquet, inclinée au Sud, est bien visible. Le promontoire (pointe des Renards) qui porte les installations de Radio-Conquet est constitué par un granite ancien (560 M.A.) qui se distingue des formations cristallophylliennes encaissantes par son aspect massif. Le port du Conquet est situé au débouché d'une petite ria ensablée, creusée dans les micaschistes dont les dalles plongeant au Sud sont bien visibles sur le flanc méridional de la presqu'île de Kermorvan qui porte le phare du même nom.

Après l'escale du Conquet, l'« Enez Eussa » fait route vers l'île de Molène, « capitale » d'un petit archipel dont les différentes îles basses et les innombrables récifs apparaissent à bâbord. Tout d'abord Béniguet, puis Morgol et Litiri, qui masquent un peu Quéménez, enfin Trielen (fig. 17).

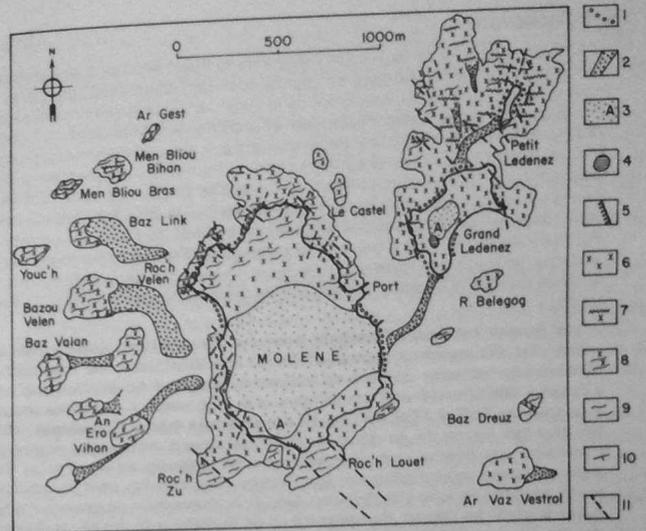


Fig. 17. — Ile de Molène. — 1. Cordons de galets. — 2. Queues de comète, tombolos. — 3. Dunes. — 4. Loc'h. — 5. Plage ancienne. — 6. Granite de Saint-Renan, avec zones écrasées (7) et septa gneissiques (8) et migmatitiques. — 9. Gneiss. — 10. Foliation. — 11. Faille. — 12. Dunes.

Toutes ces îles, de Béniguet à Trielen, sont géologiquement semblables : un substratum gneissique, envahi localement par un granite identique à celui de la pointe des Renards et comme lui souvent très riche en enclaves, recouvert par un manteau discontinu de dépôts quaternaires ou actuels : plages anciennes attribuées au Bas-Normannien (la plus belle, visible sur plus d'un km, affleure sur la côte occidentale de Béniguet; sa puissance dépasse localement deux mètres; elle est constituée de galets et surmontée par le limon ou la dune); pellicule de limons würmiens; petites dunes fossiles. Les formations marines actuelles les plus spectaculaires sont représentées par de gigantesques accumulations de galets, développées à la partie supérieure de l'estran, à partir d'un point d'appui rocheux, dans la zone d'abri de la houle dominante; à leur extrémité libre, nommée « Penn Biliog » (la pointe de galets), ces levées peuvent isoler un étang de barrage, appelé « Loc'h » qu'elles dominent de plusieurs mètres (Trielen, Quéménez; à Béniguet, le Loc'h a été à peu près comblé par les dunes); du côté de l'estran, elles dessinent plusieurs gradins successifs. Ces accumulations de galets semblent provenir en grande partie de la destruction et de la remise en mouvement des plages anciennes quaternaires Penn Biliog de Béniguet est bien visible à partir de l'« Enez Eussa ».

Délaissant pour un moment les îles de l'archipel de Molène, le regard s'attarde à tribord. L'anse des Blancs Sablons, bordée par une belle plage de sable ourlée de dunes correspond au passage de la faille Kerforne dont le tracé se prolonge en mer, toujours selon la direction S.-E.-N.-W., par le Chenal de la Helle. Au Nord de la plage s'élèvent les sombres falaises gneissiques de Breterch, recoupées par le filon doléritique de Porz Milin, ici dédoublé. Plus au Nord encore, les falaises plus claires de la pointe de Corsen, extrémité occidentale de la France continentale, sont formées par le granite de Saint-Renan (enclavant de larges panneaux de migmatites) qui constitue l'échine morphologique surbaissée (145 m) du Pays de Léon. « Enez-Eussa » qui ne peut accoster à Molène, mouille entre l'île elle-même et son « Ledenez » (île adjacente accessible à basse mer).

Il est possible de séjourner à Molène et, à partir de là, d'entreprendre des excursions dans les différentes îles de l'archipel. Molène est essentiellement constituée par un socle gneissique, localement migmatitique, recouvert par le granite de Saint-Renan, parfois riche en amas nébulitiques disséminés de tourmaline. Les tourmalinites qui sont fort nombreuses se sont développées, soit dans les mylonites du granite comme à la petite Ledenez de Molène, soit en bordure des diaclases du granite non écrasé de la partie méridionale de l'île; la tourmalinisation s'accompagne d'un intense blanchiment du granite dû à la « déferisation » causée par le bore. Quelques passées de greisen à cassitérite et à scheelite sont également visibles dans la partie sud de Molène. Les formations récentes les plus intéressantes sont constituées par les « queues de comète » développées à l'Ouest de l'île, derrière des rochers dans la zone d'abri de la houle dominante.

## Vers Ouessant

L'escale achevée, le navire fait route vers le Nord. A tribord, apparaissent à l'horizon les basses falaises du granite rose de l'Aber-Ildut; plus près du navire, surgit du plateau submergé de la Helle, un gigantesque menhir naturel, **le rocher de la Helle**, également en **granite de l'Aber-Ildut**. A bâbord, **l'île de Balanec** et les récifs voisins laissent voir les énormes masses arrondies du **granite de l'Aber-Ildut** dont c'est ici l'extrémité occidentale visible; plus à l'Ouest, les rochers plus anguleux de **l'île de Bannec** sont constitués par le prolongement occidental du **leucogranite de Ploudalmézeau**. Après avoir dépassé le dangereux récif de Korn ar Men, toujours en granite de Ploudalmézeau, le navire traverse **le passage du Fromveur** parcouru par de violents courants de marée; ce profond chenal qui sépare l'archipel de Molène de l'île d'Ouessant correspond au prolongement de la faille de Porspoder.

Les hautes falaises d'Ouessant sont maintenant bien visibles. Par son relief, l'île d'Ouessant s'oppose d'emblée aux îles basses de l'archipel de Molène et c'est sans doute à ce trait morphologique qu'elle doit son nom « Eussa » dérivant du vieil « uxisama » : « la plus haute ». Le navire accoste à la cale du Stiff, à l'Est de l'île. **La morphologie même d'Ouessant** reflète les grandes lignes de sa géologie où apparaissent trois zones principales parallèles : au centre, **une dépression micascristeuse**; au Nord et au Sud, **deux plateaux essentiellement granitiques**. Ces terrains sont magnifiquement exposés le long des falaises. Les deux excursions proposées s'effectuent à pied, au départ de Lampaul et se limitent à la moitié occidentale de l'île, plus accessible que la partie orientale où prédominent des falaises escarpées (fig. 18).

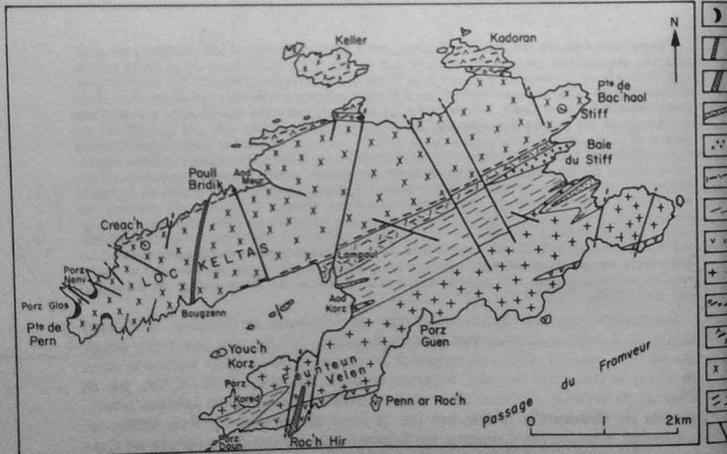


Fig. 18. - Ile d'Ouessant.

1. Levée de galets. - 2. Microgranite récent. - 3. Filon de granite à muscovite. - 4. Microgranite ancien. - 5. Granite sodique de Lostogod. - 6. Granite porphyroïde écrasé de Lampaul. - 7. Séricites schistes et micascristes. - 8. Micascristes et granites. - 9. Granite de Porz Guen. - 10. Gneiss granite de Biliek. - 11. Granite écrasé de Kadoran. - 12. Granite à deux micas de Lockeltas. - 13. Roches écrasées. - 14. Failles.

## De Lampaul à la Cale de Penn ar Roc'h

La première excursion commence au port de Lampaul dont les rives encaissées sont entaillées dans un **granite porphyroïde écrasé**, caractérisé par la présence de gros feldspaths roses dans un fond verdâtre. Cette lame granitique traverse l'île de part en part selon la direction W.-S.-W.-E.-N.-E.,

jusqu'à la baie de Poull-Ifern; à l'Ouest, elle se poursuit au milieu de la baie de Lampaul, affleurant en particulier à Trug Bihan, à Trug Bras et surtout à Korz, abrupt monadnock surgissant d'une cinquantaine de mètres au-dessus du fond des eaux.

Des **séricitoschistes**, de teinte gris lustré, affleurent largement au fond de la baie dès la sortie sud de Porzpaul; ils sont intensément plissotés et admettent de nombreuses lentilles de quartz d'exsudation, elles-mêmes très contournées; au Sud d'Aod Korz, s'intercalent des bancs de **quartzites séricitiques**. De nombreux **filons de microgranite**, de teinte claire, de quelques dizaines de cm à plusieurs mètres de puissance recoupent les schistes de la pointe de Porzpaul.

La principale plage de sable d'Ouessant s'étend à **Aod Korz**; elle est formée d'un sable fin, de couleur grise, micacé, peu calcaire, très peu usé. La partie haute de la plage est ourlée de galets de petite taille. La **pointe de Kéjou** est constituée par une lame de **granite écrasé**, à microcline, plagioclase à lamelles de macles tordues, quartz engrené et biotite décolorée. A l'angle S.-E. de la baie de Lampaul, prendre la route en direction de Porz Kored, situé à l'Ouest de la presqu'île de Feunteun Velen.

Au fond de l'anse de **Porz Kored** affleurent des **micascristes à tourmaline**, parcourus par des filons lenticulaires de tourmalinites avec amas de mispickel. Traverser la presqu'île de Feunteun Velen en direction de **Porz Doun**, sur la côte sud, où des **tourmalinites** de teinte noirâtre, pouvant dépasser un mètre de puissance et localement riches en mispickel, se sont développées métasomatiquement au sein des micascristes.

Longer la côte vers l'Est en direction de Penn ar Roc'h. De Porz Doun à Penn ar Roc'h, la côte méridionale de la presqu'île de Feunteun Velen est essentiellement constituée par un complexe de micascristes envahi par un granite légèrement porphyroïde. **Dès l'Est de Porz Doun**, les falaises sont constituées par des **micascristes** à deux micas, remarquables par l'abondance des grandes paillettes de muscovite développées en lames poeciloblastiques en travers de la schistosité.

La pointe de **Roc'h Hir** est due à la présence d'un puissant filon de **granite fin**, clair, à deux micas, recoupé à son tour par d'innombrables filonnets de tourmalinite qui y ont provoqué un net blanchiment. Des indices de **graphite** sont visibles sur environ 600 m, depuis les abords de la pointe de Porz an Ejen jusqu'à l'Ouest de la cale de Penn ar Roc'h.

Le graphite se présente, soit en veines lenticulaires de 2 à 2,50 m d'extension sur 20 à 30 cm de puissance, qui se pincet rapidement pour ne plus former que de minces filonnets sur quelques mètres; soit en nodules atteignant au maximum 10 cm; soit enfin en écailles ou en mouches.

A partir de la cale de **Penn ar Roc'h**, en direction de l'Est, la côte méridionale d'Ouessant est essentiellement formée par un **granite légèrement porphyroïde** et plus ou moins orienté (granite de Porz Guen), comparable à celui qui, plus à l'Ouest, était intrusif dans les micascristes. Il en représente un faciès plus homogène, où les septa micascristeux ne sont plus que de faible importance ou même totalement absents. De Penn ar Roc'h, revenir directement au bourg de Lampaul par la route.

## Presqu'île de Lockeltas

La deuxième excursion permet d'examiner la **presqu'île de Lockeltas**. Si cet itinéraire se révèle un peu monotone au point de vue strictement géologique, il s'avère par contre **particulièrement intéressant sous l'angle morphologique** (érosion du granite) et **sédimentologique** (plages anciennes, levées de galets). A la sortie du bourg de Lampaul, se diriger vers le Nord, en direction de la crique d'Aod Meur et à partir de ce point, longer la côte vers l'Ouest.

La presqu'île de Lockeltas est essentiellement constituée par un **leucogranite** à deux micas, assez grossier, avec nids sporadiques de tourmaline, présentant localement une légère foliation primaire orientée E.-W. Le long de la côte septentrionale de Lockeltas, d'Aod Meur à la pointe de Créac'h, le granite montre un léger écrasement subvertical oblique par rapport à la foliation primaire.

Plusieurs filons de **microgranite**, de couleur brun rouge, recoupent de part en part le granite à deux micas, de l'Ouest de Poull Bridik au Nord, à l'Est de la crique de Bougzenn au Sud. Le microgranite Poull Bridik - Bougzenn constitue la dernière manifestation éruptive d'Ouessant.



Revenir sur ses pas jusqu'à La Chapelle-Neuve et, par la D54, se diriger vers **Calanhel**. Peu avant ce bourg, prendre sur la gauche la D11 que l'on suit, le long d'une vallée, pendant 1,3 km environ jusqu'aux carrières ouvertes de part et d'autre d'un grand virage. Ces *carrières* exploitent, pour l'empierrement, **des amphibolites** de teinte claire, avec reliques de gabbros partiellement ou totalement ouralitisés (Lasnier).

### Minéralisations de Bodennec

Revenir sur ses pas et, via Calanhel et Lohuec, gagner le carrefour de La Maison-Blanche, à la limite Côtes-du-Nord - Finistère; prendre la D9 en direction de **Lannéanou**.

On observe bientôt sur la droite, les déblais (schistes noirâtres) des recherches minières entreprises par le B.R.G.M., sur des **indices cupro-zincifères**, totalement invisibles en surface et découverts à la suite d'une prospection géochimique. *Trois types de minéralisation ont été distingués ici*: minéralisation disséminée à pyrite, blende et galène, suivant une shear zone E.-W.; minéralisation de type amas pyriteux, à cachet antimonié et arsenié, avec Zn et Pb dominant sur Cu; minéralisation plus tardive à stibine, melnicovite, marcasite. Des recherches sont actuellement en cours (1976) sur le prolongement occidental de cette structure.

### Mylonites de Lannéanou

Reprendre la route en direction de Lannéanou. La dépression marécaugeuse (zone des sources du Douaron) qui apparaît bientôt sur la droite, est établie sur les schistes briovériens. Elle est dominée au Sud par les « schistes et quartzites » du Gédinnien qui affleurent au Roc'h Malfran et au Roc'h Gouino; au Nord, par la lame de granite écrasé de Lannéanou.

L'écrasement du granite de Lannéanou qui va depuis le délitage en plaquettes jusqu'aux mylonites fluidales, coïncide avec le passage de l'accident linéaire Molène - Moncontour (Chauris) (fig. 19). *L'ampleur du coulissage horizontal de ce cisaillement dextre peut être estimée à près de 20 km par deux observations convergentes*: d'une part, le complexe granito-gneissique de Guimiliau offre son équivalent dans le complexe de Plougonven, situé de l'autre côté du cisaillement, mais nettement plus à l'Est; d'autre part, le granite de Lannéanou représente un étroit feuillet mylonitique dont l'*étirement* entre les granites circonscrits de Commana et de Plouaret est manifestement *lié au coulissage*. L'âge du déplacement est établi par le fait que le cisaillement a accompagné et suivi la mise en place du granite de Lannéanou, indissociable des granites de Commana - Plouaret qui sont intrusifs dans les formations paléozoïques *déjà plissées*; il est donc postérieur à la phase majeure des plissements hercyniens.

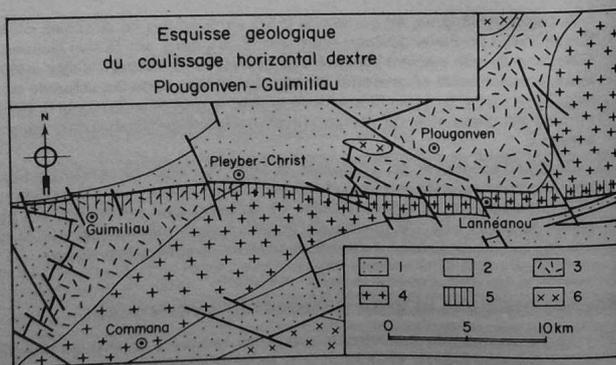


Fig. 19. - *Coulissage horizontal dextre Plougonven-Guimiliau* (d'après L. Chauris et J. Carreau).

1. Paléozoïque. - 2. Briovérien. - 3. Granite et gneiss de Plougonven - Guimiliau.
4. Granite de Commana - Lannéanou - Plouaret, avec zones écrasées (5). - 6. Autres granites.

Les **mylonites** peuvent être examinées en bordure de la D 9 dans la descente au N.-W. de Lannéanou. Le **granite gneissique** de Plougonven est exploité d'une manière intermittente dans une carrière peu profonde ouverte sur le côté droit de la D 9, un peu après le carrefour de Toulivinen. Revenir sur ses pas et prendre la D 111 à l'Ouest de Lannéanou. A 2,7 km environ du bourg, sur la droite, une carrière allongée exploite un puissant **filon de quartz** de basse température, de direction générale N.-N.-W.-S.-S.-E., qui marque la *silicification d'une importante cassure transversale*.

### Le massif granitique de Huelgoat

Suivre la D 111 jusqu'à la D769 (Le Plessis) et se diriger vers Berrien.

Le **massif granitique de Huelgoat**, célèbre depuis les travaux de Barrois (1886), a été récemment étudié par Conquére (1969). Il affleure au cœur d'une structure anticlinale hercynienne qu'il déborde largement au Sud-Est où il recoupe le Coblencien. Son âge a été fixé à 315 m.a. Le métamorphisme de contact est particulièrement sensible dans les schistes de l'Ordovicien moyen et du Coblencien, transformés en cornéennes à andalousite (fig. 20). Selon Conquére, il forme un massif composite, constitué par deux ensembles principaux :

- **Au Nord**, un granite grossier, à biotite, de contour allongé, profondément enraciné, a cristallisé lentement dans des conditions de haute pression. Dans sa partie orientale, ce granite s'est différencié en un faciès à deux micas (dit granite de Berrien), puis, en un faciès à muscovite (dit de Goas Quintin), localement kaolinisé.
- **Au Sud**, un granite porphyroïde à cordiérite, dit granite de Huelgoat sensu stricto, de contour grossièrement ovoïde, dont le centre est occupé par des granites à grain fin. Ces divers granites ont été injectés sous une couverture sédimentaire de faible épaisseur et ont cristallisé rapidement, au moment de la mise en place, sous des conditions de basse pression et de haute température.

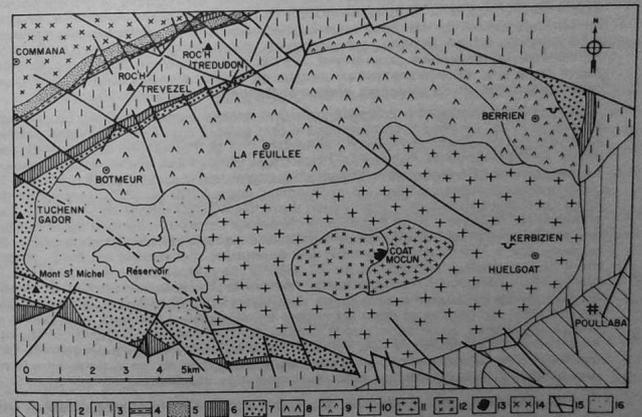


Fig. 20. - *Massif granitique de Huelgoat* (d'après F. Conquére, J. Garreau et L. Chauris).

1. Dinantien. - 2. Siegenien - Emsien. - 3. Gédinnien (et, localement, Silurien et Ordovicien supérieur, non différenciés). - 4. Silurien (préssumé). - 5. Ordovicien supérieur, non différenciés. - 6. Ordovicien moyen. - 7. Ordovicien inférieur (Arenig = Grès armoricain).
8. Granite de La Feuillée. - 9. Granite de Berrien. - 10. Granite de Huelgoat (sensu stricto). - 11. Granite du Cloître. - 12. Granite de Leintan. - 13. Granite de Coat-Mocun. - 14. Granite de Commana. - 15. Failles. - 16. Marais masquant Briovérien et granite.

Au bourg de Berrien, prendre la D 42 en direction de La Feuillée. Plusieurs carrières sont ouvertes à moins d'1 km du bourg, à proximité de la route, dans le **granite de Berrien** à deux micas, à texture orientée, recoupé par des pegmatites ou des applites à tourmaline.



## Vallée de l'Elorn<sup>1</sup>

Aussitôt après le passage à niveau de la gare de Landivisiau, tourner à gauche pour gagner la N 12, en direction de Landerneau. L'Elorn a brusquement changé de direction et coule à présent vers l'Ouest (fig. 21).

La profonde coupure provoquée par la vallée de l'Elorn dans la pénéplaine, permet d'étudier les relations du socle précambrien du Pays de Léon méridional avec le Paléozoïque de la « Fosse centrale ». Les quartzites de la Roche-Maurice qui représentent ici la base des terrains primaires, reposent indifféremment sur les quartzophyllades de l'Elorn ou sur les gneiss de Brest (Itinéraire 4). Ce sont des roches blanchâtres très pures, fort résistantes à l'érosion, généralement à grain fin, avec localement des passées grossières qui leur confèrent un faciès graveleux, et même un niveau conglomératique à galets quartzeux. Ces quartzites qui forment une succession de chicots sur les deux rives de l'Elorn, sont surmontés par des schistes bleu sombre, extrêmement plissés et riches en quartz d'exsudation, rapportés à l'Ordovicien moyen. Au-dessus, les grès et schistes de Kerfaven représentent une formation complexe où, entre des bancs de grès gris clair, apparaissent des intercalations rythmiques grésoschisteuses ou des lits schisteux (Caradoc probable). Au-dessus encore, les schistes et grès noirs du Lez, en creux dans la topographie, demeurent le plus souvent masqués; cette formation est essentiellement constituée par des schistes noirs à microfossiles siluriens (Deunff), des grès sombres et plus rarement des schistes à graptolithes siluriens. Les schistes et quartzites de Plougastel sont observés uniquement sur la rive méridionale de l'Elorn.

Emprunter la N 12 vers Landerneau. Quelques chicots de quartzites forment des taches blanchâtres au milieu des bois et des taillis. Au bout de 4 km environ, apparaissent les installations de concassage de l'importante carrière de Kerfaven ouverte sur la rive sud de l'Elorn. Pour atteindre la carrière (autorisation nécessaire), prendre sur la gauche, la route de Plouidiy, franchir l'Elorn et tourner bientôt encore à gauche.

La carrière exploite essentiellement de beaux bancs de grès gris assez clair, ainsi que de fines alternances de grès et de schistes; localement, apparaissent des schistes noirs, durs, pyriteux. L'ensemble de ce complexe grésoschisteux est attribué au Caradoc. Les fronts de taille (danger!) constamment modifiés par les progrès de l'extraction, permettent d'observer de remarquables structures anticlinales et synclinales, accidentées de failles. Au-dessus de la carrière, de grandes excavations font affleurer les grès et schistes noirs, tachant les doigts, du Silurien; plus au Sud, encore, l'apparition du Gédinnien coïncide avec une rupture de pente.

Reprendre la N 12, pendant plus d'un km, jusqu'au droit du Moulin de Brézal. Tourner à gauche sur le chemin de Pont-Christ. Franchir l'Elorn, puis la voie ferrée, et par une route en forte pente à travers bois, gagner le plateau. Garer la voiture à proximité du carrefour de Valy Cloist. Se diriger vers l'Est (à gauche) dans les landes jusqu'à un chicot de quartzite arénigien montrant une structure anticlinale. Vue étendue sur la vallée de l'Elorn en direction de Kerfaven. Revenir au carrefour; à droite, en bordure d'un champ, gros blocs de quartzites arénigiens présentant un faciès poudingiforme (à ne pas confondre avec les brèches ferrugineuses, vraisemblablement du Pleistocène ancien qui affleurent au même endroit). Suivre, en voiture, la petite route est-ouest en direction de La Roche-Maurice. Plusieurs chicots de quartzites arénigiens sont visibles de la route. On retrouve la N 12 après avoir contourné les ruines du château de La Roche-Maurice dressées sur l'un de ces pointements.

Suivre la N 12 pendant 1,8 km environ jusqu'à l'embranchement de la nouvelle route de Plouédern via le Haut-Larlach. Au carrefour avec la N 12, le Briovérien de la vallée de l'Elorn présente ses faciès caractéristiques (schistes rythmiques et lits gréseux, de teinte grisâtre, fortement plissotés). Dans les bois, à droite, vers le haut de la côte, en direction de Plouédern, affleurent les chicots de quartzites arénigiens, puis le long de la route, des schistes bleu-foncé rapportés à l'Ordovicien moyen; enfin, après avoir franchi un ruisseau, apparaissent, sur la droite, des niveaux gréseux (Caradoc probable), en contact par faille, immédiatement plus au Nord, avec les gneiss de Brest.

Redescendre sur la N 12 et gagner directement Brest.

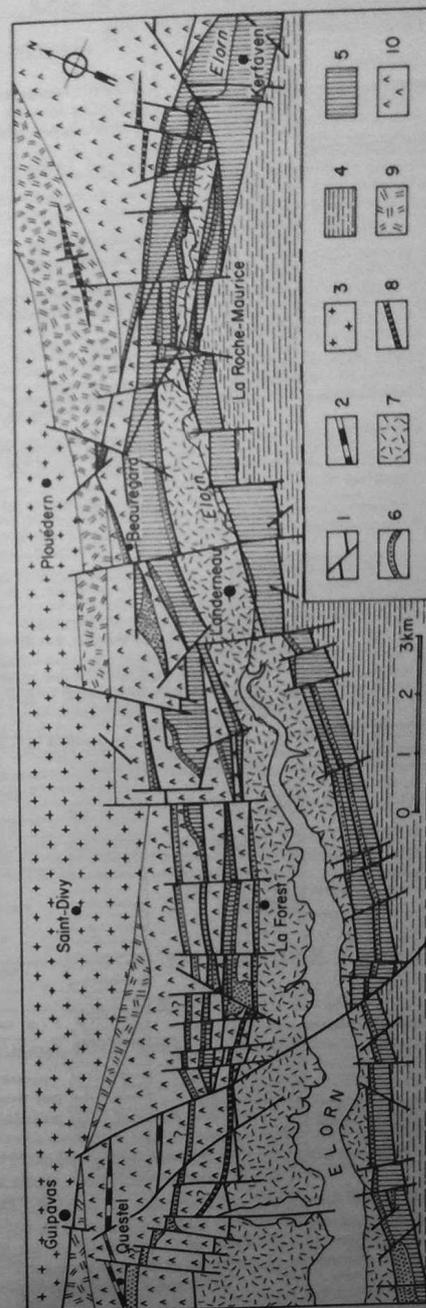


Fig. 21. - Vallée de l'Elorn (d'après L. Chauris et B. Hallegouët).  
1. Faille. - 2. Filon de quartz. - 3. Granite de Kersaint. - 4. Dévonien. - 5. Ordovicien moyen et supérieur. Silurien. - 6. Arénigiens quartzites de La Roche-Maurice). - 7. Quartzophyllades briovériens de l'Elorn. - 8. Quartzites briovériens. - 9. Gneiss et mica-schistes briovériens. - 10. Gneiss de Brest et granites gneissiques de Landivisiau.

1. En collaboration avec B. HALLEGOUËT.

## II. LE DOMAINE CENTRE-ARMORICAIN LES SYNCLINORIUMS DE LAVAL ET DU MÉNEZ-BÉLAIR

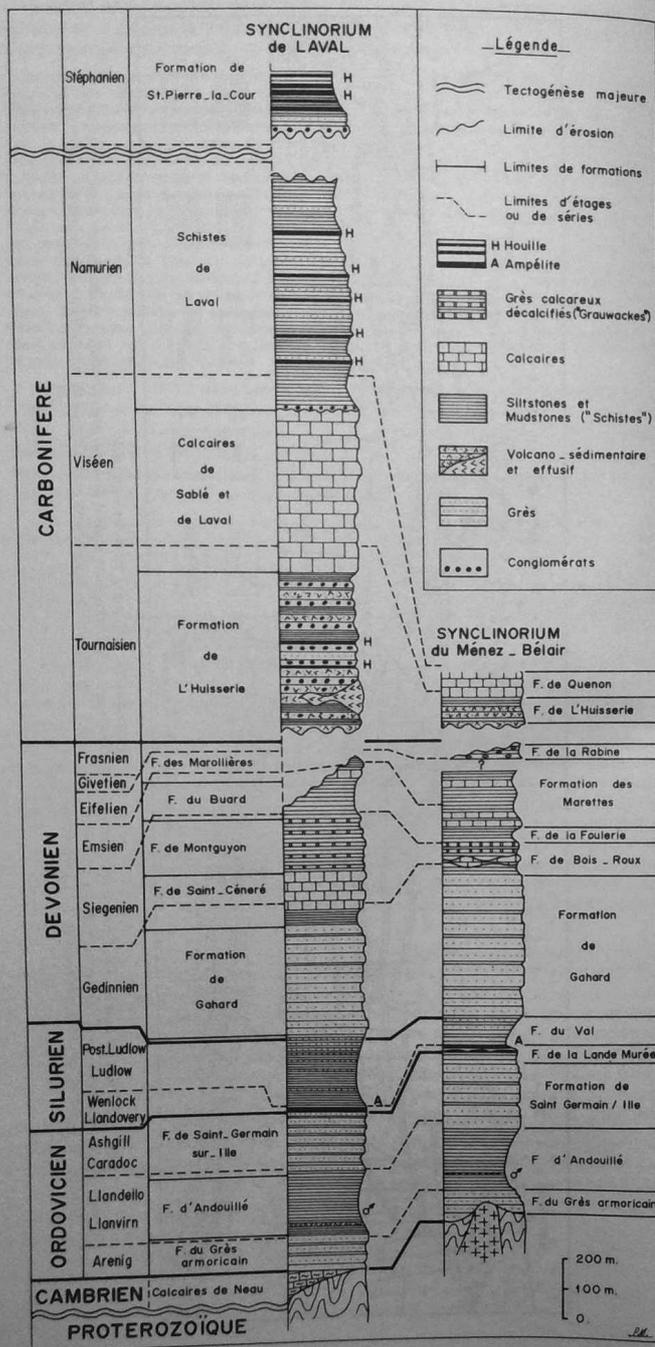


Fig. 22. - Séries paléozoïques des synclineriums de Laval et du Ménez-Bélaire.

Les terrains paléozoïques des synclineriums de Laval et du Ménez-Bélaire présentent une unité de faciès et de faune<sup>1</sup>. Le Paléozoïque repose en discordance sur les schistes briovériens (fig. 22). La série détritico-rouge de la Formation de Pont-Réan n'existe pas dans ces structures, par contre sur le flanc nord-est du synclinerium de Laval une épaisse série détritico-volcanique et carbonatée rapportée au Cambrien se place sous le Grès armoricain (cf. guide Normandie).

L'Ordovicien débute par le Grès armoricain d'âge Arenig, de puissance variable (0-150 m). Il est surmonté par la Formation d'Andouillé d'âge Llanvirn-Llandello, constituée essentiellement de schistes à nodules fossilifères et localement à niveaux de minerais de fer. La Formation de Saint-Germain-sur-Ille, épaisse masse de grès (200 m - 300 m) avec quelques intercalations de schistes, lui succède. Certains niveaux fossilifères (Graptolites et Brachiopodes) indiquent un âge Caradoc-Ashgill.

Le Silurien, mal connu dans le synclinerium de Laval, débute dans le synclinerium du Ménez-Bélaire par les ampélites à Graptolites, les Quartzites de la Formation de la Lande Murée (70 m) et se poursuit par une alternance de schistes et de petits bancs de grès.

Les faciès de schistes et quartzites se continuent à la base du Dévonien, mais localement ceux-ci peuvent être réduits. Au-dessus se place la Formation de Gahard, arenacée, fossilifère, d'âge Gedinnien. Puis le type de sédimentation change avec les schistes et calcaires des Formations de Bois-Roux et de Saint-Cénére datés Gedinnien-Siegenien. Ces calcaires parfois récifaux sont très fossilifères en particulier dans la région de Laval. Ils sont surmontés par les schistes et grauwackes de la Formation de Montguyon puis par la Formation de la Foulerie essentiellement schisteuse rapportée à l'Emsien.

La sédimentation dévonienne se termine dans le synclinerium de Laval par les schistes et calcaires de la Formation des Marollières auxquels correspondent les schistes et calcaires de la Formation des Marettes au Nord de Rennes, Emsien supérieur - base du Dévonien moyen. Dans le Ménez-Bélaire uniquement, le Frasien est représenté par les schistes à nodules noirs de la Formation de la Rabine.

En discordance sur le Dévonien, le Carbonifère débute par la Formation de L'Huisserie d'âge essentiellement Tournaisien, puissante série détritico-rythmique : poudingues, grès et schistes, avec localement des niveaux éruptifs et volcano-sédimentaires. Au Tournaisien supérieur, la sédimentation devient carbonatée. A cette époque on distingue deux domaines sédimentaires dans le synclinerium de Laval : un domaine N.-N.-E. caractérisé par des calcaires noirs stratifiés en gros bancs riches en Brachiopodes et Polypiers : les Calcaires de Sablé ; un domaine S.-S.-W. de calcaires gris finement stratifiés très peu fossilifères dans lesquels se développent localement des grandes lentilles récifales de type waulsortien ; les Calcaires de Laval. A partir du Viséen supérieur et jusqu'au Namurien se dépose une nouvelle série détritico : les Schistes de Laval.

Très localement dans la région de Saint-Pierre-la-Cour, au-dessus de ces terrains plissés à l'Hercynien sont conservés des poudingues, des grès et des schistes avec des niveaux de charbons d'âge Stéphanien.

### ITINÉRAIRE 7

#### SYNCLINORIUM DE LAVAL

Cet itinéraire, dans la partie orientale du Massif Armoricaïn, permet d'étudier le socle anté-cambrien, les principaux faciès du Paléozoïque du Synclinerium de Laval (Cambrien à Stéphanien) et la transgression du Mésozoïque du Bassin de Paris sur le Massif Armoricaïn.

Il a été subdivisé en deux circuits : l'un centré autour de Laval (7 a) le long de la vallée de la Mayenne et de son affluent la Jouanne, l'autre dans la partie orientale du Synclinerium (7 b) le long de la vallée de la Sarthe et de son affluent l'Erve ainsi que sur le flanc sud de la Chamie. Il s'articule avec les itinéraires 7 et 8 du Guide Normandie<sup>2</sup>.

1. Introduction rédigée par P. MORZADEC et F. PARIS.  
2. Itinéraire rédigé par P. MORZADEC.

Carte topographique IGN

1/50 000 Château-Gontier, Cossé-le-Vivien, Évron, Laval, La Flèche, Loué, Meslay, Sillé-le-Guillaume.

Cartes Michelin 59, 60, 63, 64.

Carte géologique

1/80 000 Château-Gontier, Laval, La Flèche, Mayenne.

ITINÉRAIRE 7 a

RÉGION DE LAVAL (fig. 23)

La vallée de la Mayenne au nord de Laval (fig. 24)

Quitter Laval vers le Nord en direction de Changé (D. 104). A 2,4 km au nord de Laval, 100 m au nord de la Chapelle Notre-Dame-de-Pritz, à gauche de la route, affleurent les **Schistes de Laval** (Viséen supérieur - Namurien) (1, fig. 23). En continuant vers le Nord, 300 m (stationner en face de La Blanchisserie), dans le virage au lieu dit le **Saut-Gauthier**, il est possible de voir du côté est de la route un **calcaire rose lie-de-vin** à veinules vertes, d'allure amygdaloïde, schistifié. Le calcaire contient des *Crinoïdes* et de nombreux *Conodontes* d'âge Viséen moyen. Il est surmonté côté ouest de la route par des **calcaires argileux noirs** (peu visibles) et une alternance de **pélites**, de **bancs tufacés verdâtres** et de **bancs riches en spicules d'éponges**, d'âge Viséen supérieur.

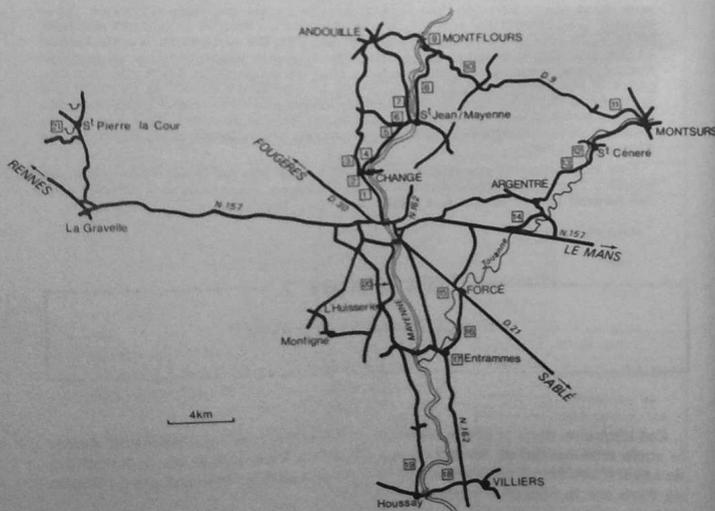


Fig. 23. - Itinéraire 7a. Partie occidentale du Synclinorium de Laval.

Continuer jusqu'à Changé. Laisser la voiture devant l'église et remonter 100 m en direction de Saint-Berthevin (D 561). Dans le petit chemin creux de La Châtaigneraie qui part à gauche de la route, affleure la **Grauwacke à Paléchinides du Tournaisien supérieur - Viséen inférieur** (2). C'est un grès

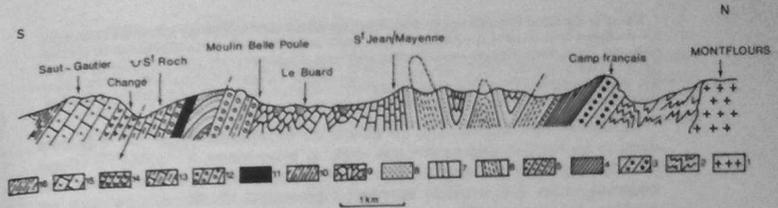


Fig. 24. - Coupe le long de la vallée de la Mayenne au Nord de Laval.

16. Formation des Schistes de Laval : Viséen supérieur - Namurien. - 15. Formation du Calcaire de Laval : Viséen inférieur et moyen. - 14. Formation de la Grauwacke à Paléchinides : Tournaisien supérieur - Viséen inf. - 13. Formation des Calcaires de Sablé : Tournaisien supérieur - Viséen moyen. - 10-12. Formation de l'Huissierie : Tournaisien. - 11. Blaviérite. - 8. Formations de Montguyon, du Buard et des Marollières : Siegenien supérieur - base Dévonien moyen. - 9. Formation de Saint-Cénére : Gedinnien - Siegenien. - 7. Formation des Grès de Gahard : Gedinnien. - 6. Silurien - base du Dévonien. - 5. Formation de Saint-Germain : Ordovicien supérieur. - 4. Formation d'Andouillé : Ordovicien moyen. - 3. Grès armoricain : Ordovicien inférieur. - 1. Granite cadomien. - 2. Schistes briovériens.

calcaireux décalcifié et fossilifère (*Paléchinides*, *Productidae*, *Tétracoralliaires solitaires*). Le pendage des couches est de 40° S., la schistosité est très forte, à pendage nord. En continuant vers le Sud dans le chemin apparaissent les **Calcaires gris-bleu de Laval**.

Dans Changé, prendre la route de Saint-Germain-le-Fouilloux (D 104), puis immédiatement tourner à gauche en direction de La Baconnière. La **carrière Saint-Roch** (3) est situé en bordure nord de la route à la sortie de Changé, entaillée dans les **Calcaires de Sablé** : calcaires noirs stratifiés en petits bancs, à pendage sud, plissés. Dans la partie nord du front de taille, affleurent des **spongolithes**. La microfaune de Foraminifères est assez riche : *Archaediscidae*, *Erlandiidae* du Viséen inférieur.

Revenir à Changé et prendre la direction de Saint-Jean-sur-Mayenne (D 162). A 800 m de la sortie de Changé, côté ouest de la route près d'une petite fontaine, la **Blaviérite de la base du Carbonifère** repose sur les **Grès de Gahard du Dévonien inférieur** (4). Vers le Nord, une **faille** met en contact ces grès avec l'épaisse série détritique de la **Formation de L'Huissierie de la base du Carbonifère**, formée d'une alternance rythmique de poudingues, de grès et de schistes. (Parquer à gauche après la pancarte Changé). Cette succession se suit jusqu'à la hauteur du moulin de Belle Poule où elle est de nouveau en contact avec les schistes du Dévonien inférieur (le contact n'est plus visible actuellement).

Reprenre la voiture vers Saint-Jean-sur-Mayenne et avant le village, tourner à gauche en direction de Saint-Germain-le-Fouilloux (5). Le talus de la route, peu après le croisement est formé de schistes et de petits bancs gréseux ou calcaireux. Ces couches de la **Formation de Montguyon** sont fossilifères (*Spiriferidae*, *Chonetidae*, *Crinoïdes*, *Homalonotidae*, *Asteropyginae*).

Reprenre la route vers Saint-Jean-sur-Mayenne; après le pont sur l'Ernée immédiatement à gauche, au lieu-dit la **Chapelle-Sainte-Trêche**, affleurent les schistes et calcaires de la **Formation de Saint-Cénére** (6). Les calcaires sont ici construits en lentille avec des *Cœlentérés* et des *Crinoïdes*. Ils sont visibles et visibles en divers points dans le bourg de Saint-Jean.

Prendre vers le Nord la direction d'Andouillé et, 500 m au nord de Saint-Jean, sur le bord de la route, dans le virage 50 m après le chemin de La Cohue, les **Grès de Gahard de la base du Dévonien** affleurent avec un pendage sud (7). Ils sont fossilifères (*Platyorthis*, *Howellia*, *Douvillina*, *Grammysia*, *Homalonotidae*, *Acastella*...). 50 m plus loin, en prenant un petit chemin qui descend vers l'Ernée, il est possible de voir de beaux affleurements de **schistes et quartzites du passage Siluro-Dévonien**.

Revenir à Saint-Jean-sur-Mayenne, traverser la Mayenne et tourner immédiatement à gauche en direction de Montfleurs (D 250). A 2,5 km, à droite de la route, au lieu-dit **Le Camp-Français**, le **Grès armoricain** était exploité dans de grandes carrières (8). Ce Grès armoricain forme dans la topographie une crête importante qui est traversée en cluse profonde par la Mayenne.

Dans la carrière (très dangereuse) il est possible de distinguer : dans la partie nord les schistes briovériens à pendage nord, dans la partie sud, discordants sur le Briovérien, les Grès armoricains représentés par une alternance de grès, de psammites et de schistes noirs (N. 105°, pendage 40° S.). Dans ces grès s'observent de nombreuses bioturbations (pistes, terriers, Bilobites...). Les niveaux schisteux ont livré des Chitinozoaires et des Acritarches d'âge Arenig.

Continuer vers Montfleurs. Le village de **Montfleurs** établi sur le granite domine au Nord la **dépression des schistes briovériens**. A l'entrée du village du côté nord de la route en face d'un transformateur, affleurent les **cornéennes**, dues à l'intrusion du massif granitique de Montfleurs dans les schistes briovériens (9). Ce **granite cadomien** est visible, sous différents aspects au bord de la route allant à Andouillé (D 101) avant le pont sur la Mayenne.

Revenir à Montfleurs et prendre la direction de Montsûrs (D 101). A 2 km 5 environ la route traverse la **crête de Grès armoricain** (vue au Camp-Français), puis dans le bois de Gondin, la route amorce une descente dans laquelle affleurent les schistes de la base de la **Formation d'Andouillé (10)**. Ces schistes contiennent des Graptolithes du *Lanvirm* (*Didymograptus*), des Trilobites (*Neseuretus*, *Placoparia*), des Brachiopodes (*Orthisidae*), des Ostracodes... On note la présence de niveaux de minerais de fer oolithique.

### La vallée de la Jouanne

Continuer la route D 9 et s'arrêter 500 m avant Montsûrs. Au nord de la route, les **calcaires magnésiens** rapportés au **Cambrien** sont exploités en carrière (11).

Dans **Montsûrs**, prendre vers le Sud la direction d'Argentré (D 32). A l'entrée nord de Saint-Cénére, dans le talus est de la route, affleure une alternance de schistes et de petits bancs de grès micacés très peu fossilifères de la base du Dévonien. **La coupe la plus intéressante se situe au Sud du bourg (12)**.

Au bord de la route apparaissent tout d'abord des schistes et des petits bancs de grès micacés puis les bancs de grès ferrugineux fossilifères (*Platyorthis*, *Howellella*, *Acastella*...) de la **Formation de Gahard**. Quelques bancs plus épais de quartzite forment une crête dans la topographie. Ces grès affectés par un pli secondaire, affleurent sur plusieurs centaines de mètres. La Jouanne traverse cette crête, au niveau de la terminaison périclinale. Venant au-dessus des Grès de Gahard, les schistes et calcaires de la **Formation de Saint-Cénére** sont visibles sur une centaine de mètres. D'âge *Gedinien* à la base (*Acastella*, *Mesodouvillina*, *Strophochonetes*, *Parahomalonotus*, *Howellella*), ils sont d'âge *Siegenien* moyen au sommet de la coupe (*Phacops potierii*, *Asteropyginae*, *Uncinulus*, *Brachyspirifer*, *Leptaenidae*...). Les microfossiles sont abondants (Conodontes, Ostracodes, Acritarches, spores, Chitinozoaires).

En se dirigeant vers Argentré à 1 km, dans un virage très marqué (stationner avant), on peut voir des **schistes et des calcaires de la Formation de Saint-Cénére** qui présentent un très beau phénomène de réfraction de schistosité (13).

Continuer jusqu'à Argentré; devant l'église tourner à gauche en direction de Louvigné (D 131), à la sortie du village peu après la gendarmerie tourner à droite, la **carrière de La Corbinière ou des Rochers** se trouve à 1,5 km (14). Cette carrière comprend deux parties : l'une située près de la route, l'autre un peu plus à l'Ouest en contrebas, à laquelle on accède par un chemin partant près de l'ancien four à chaux. Elles sont entaillées dans le **Calcaire de Sablé**, d'âge *Tournaisien supérieur*. C'est un calcaire noir stratifié, plissé et faillé, riche en fossiles (*Caninia*, *Siphonophyllia*, *Michelinia*, *Daviesella*, *Productidae*, *Conocardium*, *Bellerophon*, *Ostracodes*...).

Rejoindre la route nationale Laval-Le Mans, se diriger vers Laval. A Bonchamps-les-Laval, tourner à gauche vers Forcé (D 211). En arrivant sur la route Laval-Sablé (D 21), prendre à gauche. Immédiatement à l'entrée de Forcé, laisser la voiture et emprunter le petit chemin qui part à droite près du calvaire. A 200 m, le long de la vallée de la Jouanne, derrière l'ancien four à chaux, affleurent les **Calcaires de Laval du Viséen (15)**. Ces calcaires gris en petits bancs N. 150°, pendage 60° S., forment un pli synclinal dissymétrique présentant une belle schistosité de plan axial, à pendage sud. Ces calcaires n'ont pas livré de faune. A 100 m plus au Sud la **Grauwacke à Paléchinides**, N. 150°, pendage 80° S.-W., fossilifère (Crinoïdes, Brachiopodes) est visible. Elle est en contact par **faille** avec les **schistes et grès de la Formation de L'Huisserie** qui peu inclinés, amorcent un pli anticlinal.

### La vallée de la Mayenne au sud de Laval<sup>1</sup>

Revenir à Forcé, prendre vers le S.-E. la direction de Sablé et à la sortie de Forcé tourner à droite vers Entrammes (D 565). A 500 m avant Entrammes, au Sud de la route, au lieu-dit Écorcé dans une carrière, sont exploités des **sables rouges**, rapportés au **Pliocène** (niveaux de galets, stratifications obliques) (16).

Continuer jusqu'à **Entrammes** où en plusieurs carrières sont exploités les **niveaux éruptifs du Carbonifère inférieur (17)**.

a) Au nord du village en bordure de la Jouanne, dans la partie la plus septentrionale de la carrière, affleure une **rhyolite ignimbritique** bleu gris zonée, massive. Cette rhyolite est surmontée par des niveaux de **tufites** puis par une roche brun-rouge de type **trachytique**. A l'entrée sud de la carrière on peut voir des niveaux de tufites présentant une schistosité bien marquée.

b) Traverser la nationale Laval-Château-Gontier et longer La Jouanne vers le Sud. La carrière la plus méridionale, seule en exploitation, (très dangereuse) permet de voir plusieurs niveaux de **rhyolites**, de **rhyolites ignimbritiques** grises et flammées, de **tufites**. La carrière au Nord de celle-ci montre de très belles ignimbrites flammées verticales.

L'excursion peut se poursuivre pour étudier le flanc sud du synclinorium en suivant la N 162 vers Château-Gontier. En particulier les **Grès de Saint-Germain** sont exploités en bordure de la Mayenne au lieu-dit « **La Fosse** » (18).

Revenir sur la nationale et à 1 km plus au Sud prendre la direction de Cossé-le-Vivien (19). Après avoir traversé la Mayenne prendre à droite la D 112. 1,5 km après le ruisseau et le chemin de la ferme de Choiseau : le **Briovérien** visible dans le fossé Est de la route (schistes, greywackes, rhyolites) **marque la limite méridionale du synclinorium**. Continuer vers Laval. A **L'Huisserie**, la route entaille les schistes, grès et poudingues de la **Formation de L'Huisserie** de la base du Carbonifère ici très puissante (20).

### La région de Saint-Pierre-la-Cour

Rejoindre Laval et prendre la route de Rennes (N 157) pendant 18 km. Tourner à droite à La Gravelle en direction de Saint-Pierre-la-Cour (D 106). Dans Saint-Pierre-la-Cour, prendre à gauche la direction de Vitré; la route longe la très grande **carrière de Feux-Vilaine (21)**. Les ciments Lafarge exploitent une énorme lentille de calcaire de type Waulsortien du Viséen inférieur. Au Sud de cette carrière près du **Bois des Effretais**, dans les déblais d'anciennes exploitations de charbon, il est possible de récolter de nombreuses plantes. Les schistes, grès et poudingues du **Stéphanien C** sont connus seulement par puits; ils sont conservés dans de petits bassins d'effondrements. Les calcaires waulsortiens sont aussi visibles dans la **carrière de l'Euhe** situé à la sortie nord de Saint-Pierre-la-Cour sur la D 158 (carrière très dangereuse).

Itinéraire 7 b

#### LA PARTIE ORIENTALE DU SYNCLINORIUM DE LAVAL (fig. 25)

Ce circuit complète le précédent en particulier pour la base du Paléozoïque, le Carbonifère et montre la transgression du Bassin de Paris sur le Massif armoricain. A partir du bord nord du synclinorium de Laval il traverse les formations cambro-ordoviciennes de la Charnie (voir guide **Normandie**) et atteint le centre du bassin dans le Carbonifère.

1. Rédigé en coll. avec J. PLAINE.

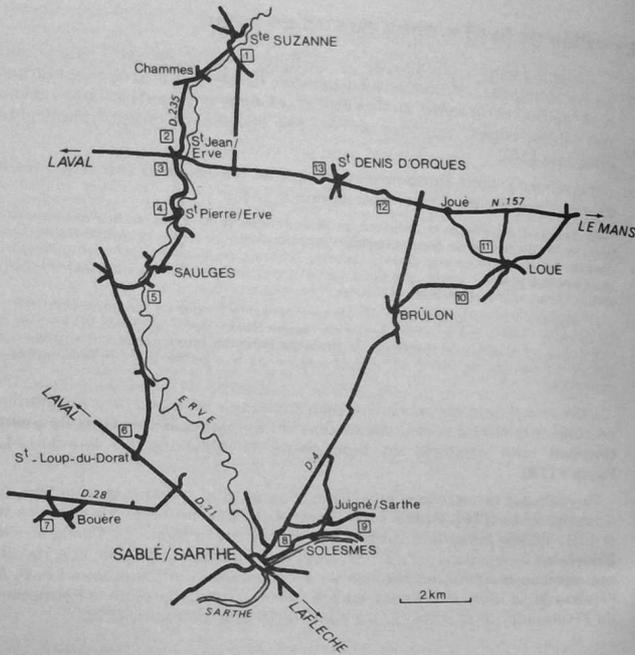


Fig. 25. - Itinéraire 7b. Partie orientale du Synclinerium de Laval.

### La vallée de l'Erve

**Des remparts de Sainte-Suzanne, (1)** le relief formé par le Cambrien de la Charnie est bien sensible. La ville de Sainte-Suzanne est construite sur les Grès de Sainte-Suzanne, grès violacés ou blancs, parfois grossiers, à stratifications obliques du Cambrien inférieur. Ceux-ci sont visibles au pied du Château.

A partir de Sainte-Suzanne se diriger vers Sablé (D 7), puis vers Chammes (D 125), à la sortie de Chammes prendre à gauche la D 235 vers Saint-Jean-sur-Erve. A 30 m au nord de la ferme de **La Jagaisière** affleure dans le talus de la route une **alternance de schistes gris et de grès bruns rapportés à la base du Silurien (2)**.

Continuer vers **Saint-Jean-sur-Erve**, traverser la nationale N 157 et prendre en face la D 235. Immédiatement à droite de la route, dans le village affleurent des schistes et des grès présentant de nombreux plis et rapportés au **Silurien supérieur (3)**.

Poursuivre sur la D 235 jusqu'à l'entrée de Saint-Pierre-sur-Erve. Monter à la **chapelle Saint-Sylvain**. Du haut de la colline il est possible de découvrir un panorama complet du flanc nord du synclinerium de Laval (4). Vers le Nord (fig. 26), l'horizon

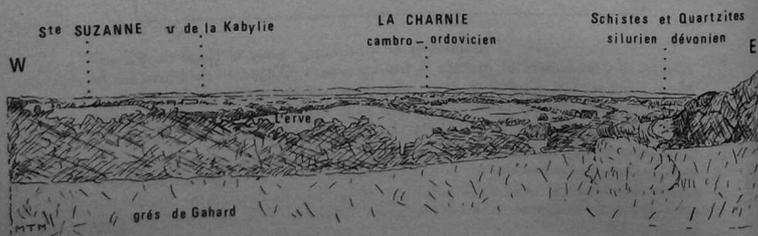


Fig. 26. - Panorama vers le Nord depuis la Chapelle Saint-Sylvain à Saint-Pierre-sur-Erve.

est barré par une crête formée par les schistes, grès, quartzites et éruptif cambro-ordovicien de la Charnie. Légèrement au N.-E. une indentation dans cette crête permet d'apercevoir en arrière plan un pointement plus clair qui correspond à la **carrière de la Kabylie à Voutré**, entaillée dans l'**éruptif cambrien des Coëvrons**. Vers l'Ouest le relief de la Charnie s'atténue au niveau de la ville fortifiée de Sainte-Suzanne. Entre la Charnie et notre point d'observation les alternances de schistes et de grès de l'Ordovicien et du Silurien forment dans la topographie une succession de petits vallons et de collines. La colline de la chapelle Saint-Sylvain est constituée par les **Schistes et Quartzites** et les **Grès de Gahard du Dévonien inférieur**.

Puis en se déplaçant légèrement et en regardant vers le Sud le long de la rive gauche de l'Erve, on peut voir (fig. 27) : le flanc sud de la colline formé par les **Grès de Gahard**, colline recoupée en cluse à la faveur d'un petit décrochement par la rivière l'Erve; puis un petit vallon correspond aux schistes de la base de la **Formation des Schistes et Calcaires de Saint-Général**. Les calcaires forment une petite colline dans laquelle est ouverte une ancienne carrière. Plus au Sud, succédant aux schistes et calcaires, les schistes, grès, grauwackes ou calcaires de la **Formation de Montguyon**, parfois plissés, déterminent une succession de petits vallons sur plusieurs centaines de mètres. Puis les schistes de l'Emsien supérieur forment une zone basse. La **Formation de l'Huisserie** du Carbonifère, discordant sur le Dévonien inférieur est peu développée ici. Formée de schistes et grès avec un petit niveau de rhyolite à la base, elle correspond à une dépression. En arrière plan s'étend le **plateau calcaire du Viséen**, entamé par l'ancienne carrière des Fourneaux. Enfin, barrant l'horizon au Sud, la crête sur laquelle est construite la petite ville de **Saugues** est formée par le **Dévonien inférieur**.

Le **Grès de Gahard** fossilifère affleure dans de nombreuses excavations sous la chapelle Saint-Sylvain (*Platyorthis*, *Howellella*, *Strophomenidae*, *Homalonotidae*, *Acastella*...). Les **Schistes et Quartzites** sont visibles le long de la D 235 au pied de la colline.

Il est possible de voir les différents faciès dévoniens et carbonifères en suivant la rive gauche de l'Erve. La **carrière des Fourneaux** (demander l'autorisation en face) est intéressante pour l'étude des **calcaires de Sablé du Viséen**. A la base le calcaire est gris clair, stratifié (N 110, pendage 70°-80° S) riche en macrofossiles (*Spiriferinae*, *Delepineae*, *Ostracodes*, *Polypiers*) en Algues et Foraminifères du **Viséen inférieur**. La partie centrale de la carrière montre un calcaire massif pseudoolithique sans macrofaune mais avec des Foraminifères du **sommet du Viséen inférieur**. Dans la partie sud de la carrière, le calcaire noir stratifié est riche en Polypiers (*Michelinia*, *Siphonophyllia*), en Algues et Foraminifères de la **base du Viséen moyen**.

Reprenre la D 235 en direction de **Saugues**. La route passe sur le plateau calcaire dolomitisé du Carbonifère dans lequel s'est développé un réseau karstique. Les **grottes** ont livré de la **faune et de l'Industrie préhistorique**. L'une d'elle (La Derouine) contient des peintures rupestres en noir (Cheval, Bison, Mammouth) d'âge probable Magdalénien (on ne visite pas).

**Carrière du Haut-Pré**. Traverser Saugues en direction de Chéméré-le-Roi, à 1,5 km environ au Sud de Saugues, à gauche de la route avant le pont sur l'Erve, une ancienne carrière entame les **ignimbrites** de la base du Carbonifère, grises ou rosées avec de nombreuses flammes. Ce volcanisme acide aérien indique la présence de **zones émergées à la base du Tournaisien (5)**.

Continuer jusqu'à Chéméré-le-Roi et prendre à gauche la direction de Sablé (D 24), traverser Ballée puis 1 km au nord de Saint-Loup-du-Dorat, immédiatement après avoir traversé la Vaige, aller à droite en direction de Beaumont Pied de Bœuf. La **grande carrière des Morellières** (dangereuse) située immédiatement à gauche de la route est ouverte dans les **Grès de Gahard (6)**. Ces grès forment un **plis anticlinal très souple**. Ils sont très fossilifères (*Platyorthis*, *Howellella*, *Strophomenidae*, *Pleurodictyum*, *Acastella*...). Entre cette carrière et la D 24, décrochés par faille, affleurent les **Schistes et Calcaires de Saint-Cénéral** très fossilifères. Ces mêmes couches se retrouvent à l'Est de la route dans plusieurs petites carrières, le long de la Vaige.

Rejoindre la D 21 à Saint-Loup du Dorat, tourner à gauche en direction de Sablé, puis dans la localité, à droite la D 212 jusqu'à Les Agets. Dans Les Agets prendre à droite la D28 vers Grez-en-Brouère et à 1,5 km à gauche (D 213) en direction de Bouère; traverser le village vers Bienné et à 500 m au-delà sur la D 213, aller à gauche à Bois-Jourdan. Dans la carrière de **Bois-Jourdan** (demander l'autorisation) on exploitait au fil les **Calcaires de Laval du Viséen (7)**.

Sur les grandes surfaces polies des différents fronts de taille, la structure de la lentille calcaire récifale, de type walsortien, est bien visible. Ce calcaire se présente sous forme d'une alternance de zones gris-bleu ou rose, avec des Crinoïdes et des Bryozoaires. Au-dessus des calcaires walsortiens viennent des calcaires roses crinoïdiques puis des schistes calcaireux. La microfaune de Conodontes des calcaires crinoïdiques indique un âge **Viséen inférieur**.

### La vallée de la Sarthe

Revenir à Bouère puis à Bouéssay sur la D 21 et aller jusqu'à Sablé. Dans Sablé prendre la direction de Juigné-sur-Sarthe en longeant la vallée de la Sarthe. A la sortie de Sablé à partir du viaduc, le long de la route, affleurent successivement les **Schistes et Quartzites**, les **Grès de Gahard**, les **Schistes et Calcaires de Saint-Cénéral**, puis en discordance la **Formation détritique de l'Huisserie** de la base du Carbonifère (très réduite dans cette coupe) et les **Calcaires de Sablé du Viséen inférieur** (fig. 28). Ces calcaires étaient exploités dans la **grande carrière de Port-Etroit** (localité-type du Calcaire de Sablé). Ce sont des calcaires gris stratifiés contenant une riche macrofaune

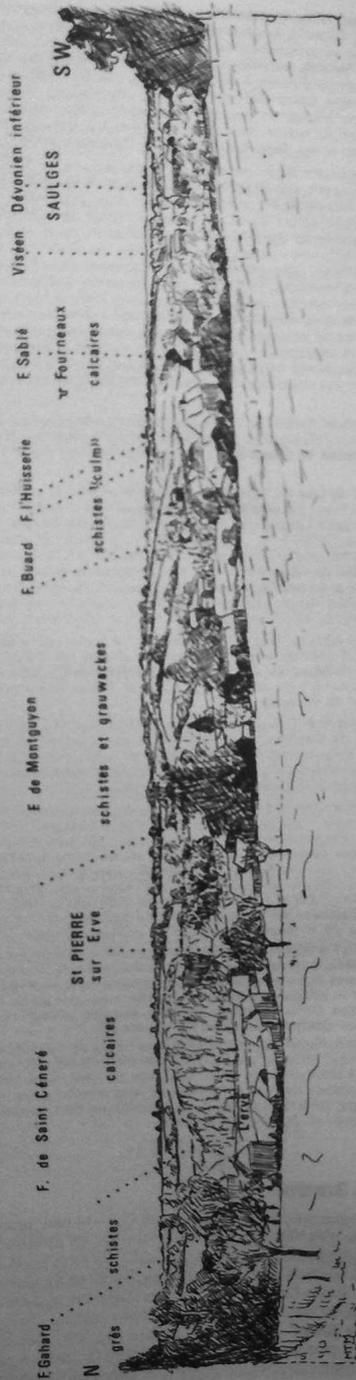


Fig. 27 - Panorama vers le Sud depuis la Chapelle Saint-Sylvain à Saint-Pierre-sur-Erve.

de Polypiers, Brachiopodes et Trilobites. Ces couches appartiennent au synclinal de Solesmes. Vers le Nord, sous la butte de Chevaigné, la même succession se retrouve.

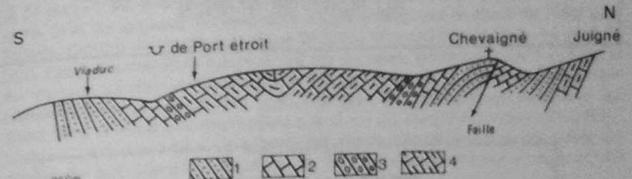


Fig. 28 - Coupe le long de la vallée de la Sarthe au Nord de Sablé.  
4. Formation des Calcaires de Sablé : Tournaisien supérieur - Viséen moyen. -  
3. Formation de l'Huisserie : Tournaisien. - 2. Formation de Saint-Cénére : Gedinien - Siegenien. - 1. Formation de Gahard : Gedinnien.

Continuer jusqu'à Juigné-sur-Sarthe, prendre la D 22 en direction d'Asnières, 1 km après Juigné, au carrefour Les Places, avec calvaire, prendre à droite la voie sans issue; 200 m après la ferme de la Bigottière, tourner à droite en direction de la Rivaudière et descendre jusqu'au bord de la Sarthe. Prendre à gauche le long de la rivière et pénétrer jusqu'au fond d'une ancienne carrière en longeant le front de taille (9). Dans cette carrière de Châteauneuf le Calcaire de Sablé présente deux faciès : un calcaire oolithique massif, sur 40 m, riche en Foraminifères, interprété comme un dépôt de plage et au-dessus un calcaire organoclastique noir stratifié, N. 110, pendage 80° N., riche en Productidae, Polypiers, Algues et Foraminifères. Ces calcaires sont d'âge Viséen moyen.

### Le flanc sud de la Charnie

Revenir à Juigné, prendre à droite la D 239 en direction de Poillé-sur-Vègre, puis la D 4 jusqu'à Brûlon. A la sortie nord de Brûlon prendre à droite la D 21 en direction de Loué; en de nombreux points, le long de la route, à 2 km de Brûlon, les calcaires fossilifères du Dévotion inférieur affleurent (10).

A Loué prendre la direction de Joué-en-Charnie D 31; à 1,5 km après Loué, à la ferme de Pont-de-Claies à droite de la route, il est possible de voir la discordance du Jurassique sur le Dévotion (demander l'autorisation) (11).

Nous sommes ici à la limite vers l'Ouest de la transgression jurassique du Bassin de Paris sur le Massif armoricain, sur le flanc nord du synclinal de Laval. Le Mésozoïque forme le haut du plateau et le Paléozoïque est visible grâce aux vallées qui entament cette couverture peu épaisse. Dans la carrière, le Paléozoïque est représenté par les calcaires du Dévotion inférieur redressés à 75° S. Le calcaire gris ou rose de la Formation de Saint-Cénére est très fossilifère avec de nombreux Bryozoaires, Crinoïdes et Brachiopodes. Sur le socle arasé, le Jurassique repose à l'horizontale; il est constitué de sables, de graviers avec de nombreux galets à la base puis d'une alternance de grès calcaires plus ou moins grossier, de calcaires très détritiques, de sables. L'ensemble est peu fossilifère (fragments de Bivalves, rostrés de Bélemnites...).

Continuer jusqu'à Joué-en-Charnie et prendre à gauche en direction de Laval, la N. 157. On longe le flanc nord du synclinal de Laval. A 3 km de Joué au lieu-dit le Bois-du-Creux, s'arrêter sur le parking à gauche de la route avant le virage. Dans le talus gauche de la route affleurent les schistes de l'Ordovicien moyen, N. 80°, pendage S. 30°. Ils contiennent des nodules fossilifères (Trilobites, Ostracodes, Brachiopodes...) et présentent des niveaux oolithiques (12).

Continuer vers Laval; après avoir traversé Saint-Denis-d'Orques, situé sur les Grès armoricains, à 500 m dans la descente à droite de la route, une ancienne carrière montre un témoin de la transgression du Cénomannien sur le Massif armoricain (13). Ces sables du Maine : sables à stratifications obliques, graviers rouges avec des niveaux de roussard, sont surmontés par 1 m d'argile à fragments de coquilles. Ces sables sont conservés à l'abri de la butte de Grès armoricain.

## ITINÉRAIRE 8

LE PALÉOZOÏQUE DU SYNCLINORIUM  
DU MÉNEZ-BÉLAIR ET SON SUBSTRATUM  
AU NORD DE RENNES

### ITINÉRAIRE 8 a

DE LA VALLÉE DE L'ILLE  
A LA VALLÉE DU COUESNON

Malgré la qualité médiocre de certains affleurements, cet itinéraire permet un survol presque complet des diverses formations paléozoïques du synclinorium du Ménez-Bélair et donne un aperçu de la diversité des faunes ordoviciennes, siluriennes et dévoniennes. Quelques affleurements significatifs permettent d'évoquer les traits structuraux marquants et la nature du substratum anté-paléozoïque<sup>1</sup>.

#### Cartes topographiques

IGN 1/100 000 Rennes.  
IGN 1/50 000 Combourg.

#### Carte topographique du Génie Rural

1/20 000 Combourg (3-4, 5-6, 7-8).

#### Carte Michelin 59

#### Carte géologique

1/80 000 Rennes et Laval.

En raison de la dispersion des affleurements, les centres d'intérêt sont regroupés géographiquement, sans tenir compte de la succession stratigraphique (fig. 29).

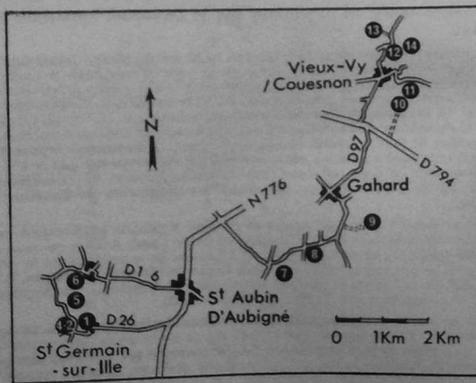


Fig. 29. Itinéraire 8a. De la Vallée de l'Ille à la Vallée du Couesnon.

1. Itinéraire rédigé par F. PARIS.

## Coupe de la vallée de l'Ille entre Saint-Germain et Saint-Médard (fig. 30)

Lorsque l'on vient de Rennes, quitter la N 776 et prendre à gauche la D 26 jusqu'à Saint-Germain-sur-Ille (1). A la sortie du bourg, au pied du calvaire, près de la poste, on découvre un panorama sur la cluse de l'Ille; une brutale rupture de pente y marque la limite des grès paléozoïques vers le Sud. Cette dénivellation brusque résulte du rejeu post-varisque d'une ligne de fracture orientée sensiblement d'Est en Ouest et qui met le Briovérien schisteux au Sud en contact avec des grès de l'Ordovicien supérieur au Nord. Vers le Nord une dépression s'amorce au niveau du village de « Bas-Couyer » et marque l'emplacement des faciès détritiques fins du culm. Le méplat qui succède est occupé par du Silurien essentiellement argileux, en contact tectonique avec les terrains voisins.

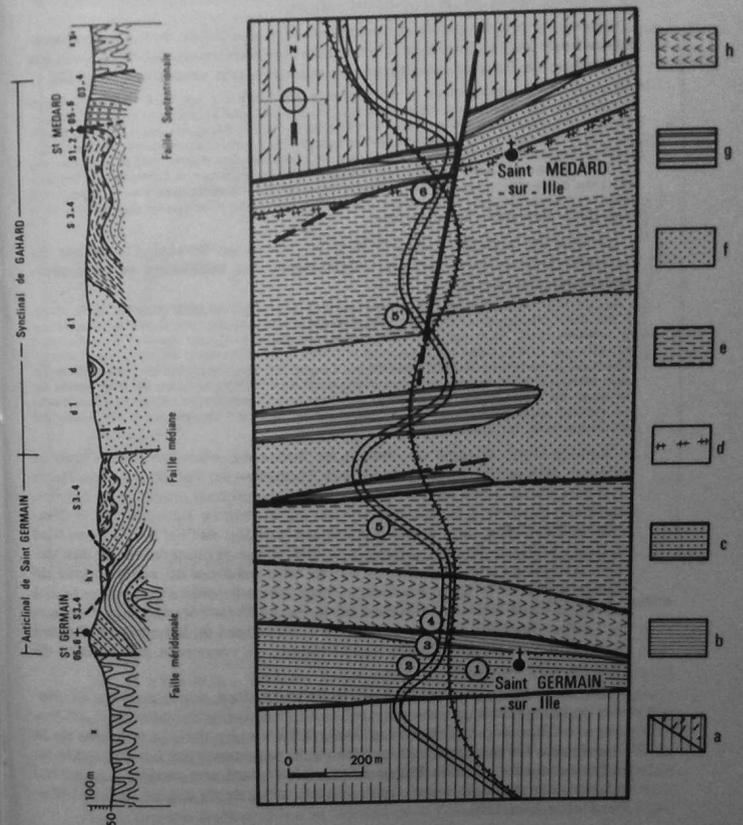


Fig. 30. - Carte et coupe le long de la vallée de l'Ille entre Saint-Germain et Saint-Médard-sur-Ille.  
a. « Schistes de Saint-Lô » (Briovérien : schistes et schistes tachetés). - b. Formation d'Andouillé (siltstones noirs du Llanvirn-Llandeilo). - c. Formation de Saint-Germain-sur-l'Ille (grès du Caradoc-Ashgill). - d. Formation de la Lande-Murée (grès sombres et ampélites, du Llandovery-Wenlock). - e. Formation du Val (siltstones et petits bancs gréseux du Ludlow-Post-Ludlow). - f. Formation de Gahard (grès du Gedinnien inférieur). - g. Formation de Bois-Roux (siltstones, grès calcaires et calcaires du Gedinnien et Siegenien). - h. Formation de l'Huisserie (conglomérats, volcano-sédimentaire et siltstones du Dinantien inférieur).

– Suivre la D 26 qui descend du bourg jusqu'au canal. L'entrée de la **carrière « Barthélémy »** entamant les **grès ordoviciens de la Formation de Saint-Germain-sur-Ille** s'ouvre, à la hauteur de l'écluse, à une vingtaine de mètres au Nord du pont enjambant le canal (2).

Dans cette belle carrière, *localité-type de la Formation de Saint-Germain-sur-Ille*, l'exploitation a dégagé de grandes surfaces correspondant aux plans de stratification. Les couches pendent d'environ 60° vers le Sud et constituent le flanc nord d'une **faille méridionale du synclinorium du Ménez-Bélaïr**. A la surface des bancs on observe de **nombreux figures sédimentaires** (ripples marks, load casts...) et des traces d'activité organique (terriers, pistes diverses) évoquant un milieu de dépôt peu profond. Dans l'angle N.-W. de la carrière, des blocs présentent des surfaces bréchifiées un miroir de faille sur le front de taille Ouest. Au fond de la carrière on remarque par des bancs argileux noirs; les grès qui les surmontent sont généralement fossilifères dans leurs premiers centimètres et livrent des Brachiopodes (Drabovinae), des Bivalves, de rares Trilobites (*Calymenella bayani*, Eohomalonotidae) et des Graptolithes (*Orthograptus truncatus abbreviatus...*) qui fixent un âge *Ashgill basal* à ces niveaux. La partie supérieure de la formation est visible dans le chemin d'accès d'une ancienne exploitation en bordure de la D 25, à une centaine de mètres à l'Ouest de « La Ville en Bois ». On y remarque un chenal creusé dans des grès quartziteux et comblé par des sédiments argilo-micacés noirs. Des Brachiopodes peuvent également être récoltés en divers points de cette ancienne carrière.

Revenir le long du canal et poursuivre vers le Nord en direction de **Saint-Médard-sur-Ille**; à 300 m de l'écluse de Saint-Germain, sur le côté Ouest du chemin de halage, affleurent des **siltstones gris verdâtre à noirs** (3).

Il s'agit des « **schistes** » de la **Formation d'Andouillé** qui ont livré une riche faune de Trilobites (*Neseuretus tristani*, *Placoparia* (*Coplacoparia*) *tournemini*, *Pl.* (*Coplacoparia*) *borni*, *Plaesiacomia oehlerti*, *Crozonaspis struvei*, *Morgatia hupei...*), des Bivalves (*Redonia deshayesi*, *Cardiolaria? bussacensis...*), des Gastropodes, des Brachiopodes (*Heterorthis*), des Cystoïdes, des Ostracodes, des microfossiles (Acritarches et Chitinozoaires). Cette faune d'âge *llandeilien* se présente en accumulations lenticulaires ou dans des nodules. Cet affleurement dit de « **Bas-Couyer** » se suit sur une quarantaine de mètres; on ne peut cependant observer ni la partie supérieure, ni la base de la formation; à cet endroit.

– Le long de la route, à une dizaine de mètres au Nord des siltstones du **Llandeilo** précédemment cités, apparaissent des **sédiments volcano-sédimentaires grossiers** (4).

Ils ont été exploités dans la petite carrière située sur le côté gauche de la route et, en dépit de bouleversements tectoniques très marqués, ont livré des *plaquettes de schistes avec de mauvaises empreintes de plantes*. (Cette carrière actuellement occupée par une maison est un domaine privé; il convient donc de demander l'autorisation du propriétaire avant d'y pénétrer). Ces sédiments rapportés au **Tournaisien-Viésois inférieur** sont encore visibles dans le village de Bas-Couyer; **ils font partie du lambeau de Carbonifère de Quenon** (ancienne exploitation de calcaires dinantiens) qui repose en discordance sur le Paléozoïque inférieur; ce contact a été tectonisé ultérieurement, lors des paroxysmes varisques.

– Vers le Nord, au-delà de l'**écluse de Bouessay**, affleurent des siltstones argileux, gris verdâtre appartenant à la **Formation du Val** (5). La microfaune et la rare faune qu'ils livrent (Ostracodes, Graptolithes) indiquent le **Silurien supérieur** (Ludlow à Post-Ludlow). Ces sédiments se retrouvent à la **Chapelle Sainte-Anne**, petit oratoire dominant la vallée de l'Ille à 500 m au Sud de Saint-Médard. Ils sont séparés des affleurements précédents par des terrains dévoniens mal exposés, et par la **faille médiane du synclinorium du Ménez-Bélaïr**. A la Chapelle Sainte-Anne les sédiments argilo-micacés qui affleurent dans le sentier descendant au canal, livrent *Monograptus varians* du **Ludlow inférieur**. On se trouve là sur le **flanc nord du Synclinal de Gahard** et donc, en se dirigeant vers Saint-Médard, on rencontre des terrains de plus en plus anciens.

– En poursuivant jusqu'à l'**écluse de Saint-Médard**, soit à pied par le chemin de halage, soit en véhicule par la route Bouessay-Saint-Médard, on traverse le Silurien puis l'Ordovicien qui n'affleure que dans la tranchée de la voie ferrée. Le **Silurien inférieur** (Wenlock) représenté par les ampélites de la **Formation de la Lande Murée** a été exploité dans une carrière aujourd'hui abandonnée et située vers le Sud, entre la tranchée de la gare de Saint-Médard et le canal (6).

On y accède par le chemin de halage en passant sous le pont de la voie ferrée et en obliquant tout de suite vers la droite.

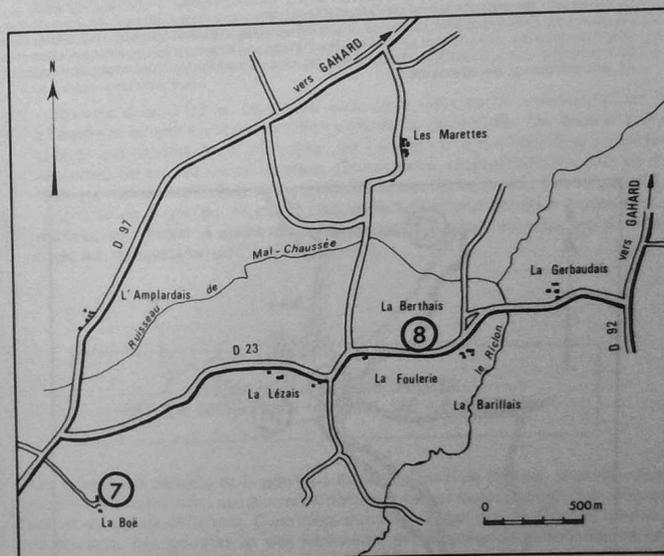
### Les environs de La Lézaïs (fig. 31)

Des terrains dévoniens (grès, siltstones ou calcaires) constituent le sous-bassement des environs de la Lézaïs, village entouré de localités célèbres pour leur faune. Beaucoup de ces gisements sont actuellement inaccessibles et seuls quelques médiocres affleurements peuvent encore être visités.

A partir de Saint-Médard-sur-Ille, rejoindre Saint-Aubin-d'Aubigné par la D 106 puis se diriger par la N 776 jusqu'au carrefour de la D 23 (« La Rocher »), suivre cette route vers l'Est jusqu'au carrefour avec la D 97 au lieu-dit « La Clossais ». Le petit chemin situé directement dans l'axe de la D 97 mène à « **La Boé** », localité célèbre pour la faune qu'y livrent les grès de la **Formation de Gahard** (*Gedinnien*); l'affleurement fossilifère se situe dans une excavation en bordure d'un chemin creux à 200 m environ au N.-E. de la ferme (7). Le grès pulvérulent livre des Trilobites (*Acastella*), des Brachiopodes (*Platyorthis monnieri*, *Howellella*, *Schizophoria...*).

Revenir sur ses pas et prendre la direction de Saint-Aubin-du-Cormier (D 23) en passant par la Lézaïs et s'arrêter près de la ferme de La Foulerie (à 150 m du carrefour) (8). Les siltstones verts de la **Formation de la Foulerie** affleurent des deux côtés de la route et présentent un débit grossier, sub-conchoïdal (absence de schistosité).

La faune est localisée dans de petits niveaux décalcifiés; on y recueille des Brachiopodes (*Eurispirifer arduennensis*, *Strophochonetes*, *Schizophoria*, « *Leptaena* »,...), des Crinoïdes (*Botryocrinus*), des Coelentérés (*Pleurodyctium*) et de rares Trilobites (Asteropyginae), d'âge *Emsien inférieur*.



– Fig. 31. – Croquis de situation : environs de La Lézaïs.

7. Grès de Gahard à « La Boé ». – 8. Siltstones de la Formation de la Foulerie : Emsien.

De la « Foulerie », prendre la direction de **Gahard** en suivant la D 23 jusqu'au carrefour des « Tressardières », se diriger vers le Nord en empruntant la D 92. A 300 m du carrefour tourner sur la droite et suivre le chemin rocailleux qui traverse la **Forêt de Haute Sève**; au bout de 800 m on remarque sur la droite, une crête quartziteuse (9), il s'agit de la **Formation du Grès armoricain**, attribuée à l'*Arenig*. Cette pittoresque crête topographique résulte d'une *érosion différentielle* qui a entamé plus profondément les sédiments argileux du Briovérien au Nord et de la Formation d'Andouillé au Sud.

### La vallée du Couesnon autour de Vieux-Vy (fig. 32)

Revenir vers Gahard et se diriger vers Vieux-Vy-sur-Couesnon en empruntant la D 97. Au carrefour avec la N 794, tourner à droite et rouler pendant 1 km sur cette route, puis prendre sur la gauche, un petit chemin face à une carrière de « **sable rouge** » *pliocène* et se diriger sur « le Moulin

au Moine ». L'arrêt a lieu dans une petite carrière entamant les **grès de la Formation de Gahard (10)**. On y reconnaît des grès blancs et des **niveaux ferrugineux verdâtres** (riches en chlorite); la faune est relativement pauvre (Brachiopodes, Crinoïdes...). Une faille met en contact des horizons différents mais appartenant tous deux à la Formation de Gahard (Gedinnien). (Cet arrêt est réservé aux véhicules légers).

Revenir sur ses pas et reprendre la N 794 vers l'Ouest jusqu'au carrefour avec la D 97 que l'on emprunte jusqu'à Vieux-Vy-sur-Couesnon; poursuivre en direction de **Saint-Christophe-de-Valains**. A 100 m au-delà du pont sur le Couesnon, quitter la D 20 et emprunter un chemin qui part sur la droite (calvaire) et mène à la carrière « Ploc » (possibilités de manœuvre pour autobus de taille moyenne) **(11 a)**. Emprunter le sentier qui se trouve dans l'alignement du chemin et marcher une centaine de mètres jusqu'à l'entrée d'une petite carrière sur la droite; c'est la localité-type de la **Formation de la Lande-Murée** composée d'ampélites séparées par un ou plusieurs niveaux quartziteux.

Dans cette ancienne carrière on observe de gauche à droite : une masse d'**ampélites** puissante de 1,20 m, reposant sur des grès clairs et surmontée par 5 m de quartzites gris, à cubes de pyrite. Un second ensemble **ampéliteux** d'ailleurs tronqué par un miroir de faille, succède à ces quartzites. Les ampélites argileuses de base qui ont livré une abondante faune de Graptolites (*Monograptus lobiferus*, *M. convolutus*, *M. jaculum*, *Petalograptus palmeus*...) parfois conservés avec leur volume initial, sont d'âge **Illovery**. Quant aux ampélites feuilletées surmontant les quartzites, elles renferment quelques Brachiopodes aplatés et des Graptolites (*Monograptus dubius*, *M. armoricanus*) du **Wenlock**.

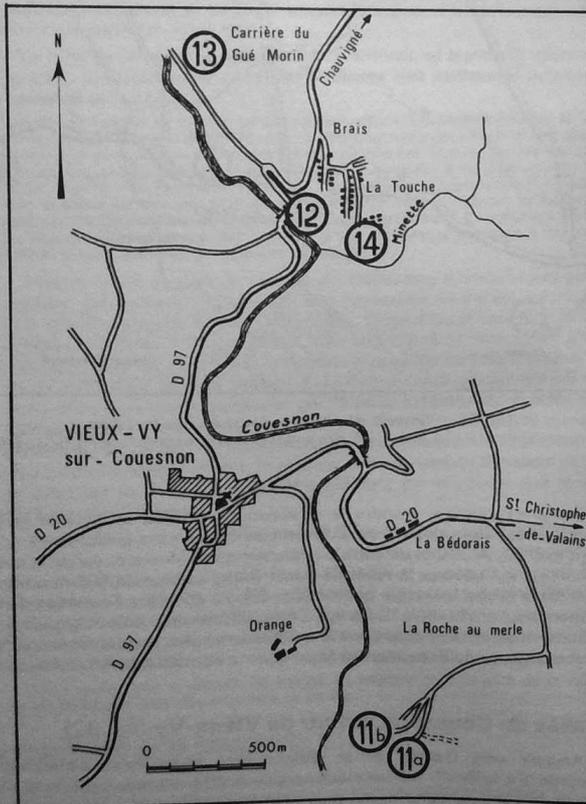


Fig. 32. Croquis de situation : environs de Vieux-Vy-sur-Couesnon.

Près de la carrière entamant le Silurien se trouvent d'anciennes exploitations de grès de l'**Ordovicien supérieur (Formation de Saint-Germain-sur-lille)**, sans grand intérêt géologique mais qui offrent un **promontoire permettant de découvrir les diverses formations paléozoïques qui forment l'autre versant de la vallée du Couesnon (11 b)**. Les formations gréseuses (Grès armoricain, de Saint-Germain, de Gahard) constituent des crêtes topographiques boisées tandis que les terrains plus argileux (Formations d'Andouillé, de la Lande-Murée, du Val) se traduisent par des dépressions occupées par des pâturages.

Revenir au bourg de Vieux-Vy-sur-Couesnon et emprunter la D 97 en direction de Chauvigné jusqu'au pont sur le Couesnon **(12)**. A cet endroit le **granite de Fougères** constitue un pittoresque escarpement bordant la vallée de la Minette. Ce granite fait partie des **intrusions plutoniques tardio-cambriennes de la Mancellia** (Cambrien basal?).

Suivre la D 97 jusqu'au virage suivant (à 200 m du pont) et emprunter le chemin qui débouche sur la gauche, dans la courbe. Sur le talus droit de ce chemin on peut distinguer le contact entre les cornéennes altérées et le granite entièrement arénisé. Au bout de 600 m, on aboutit à la **carrière du Gué-Morin** où sont exploités des « **schistes tachetés** » **briovériens (13)**.

Le thermométamorphisme développé par l'intrusion du granite a provoqué la cristallisation de minéraux nouveaux (biotite, andalousite), soulignant l'ancien litage sédimentaire. En fonction de l'état de l'exploitation on peut parfois distinguer des plis isoclinaux resserrés, antérieurs au métamorphisme de contact et résultant de la **tectogenèse cadomienne**.

Revenir à la D 97 et continuer jusqu'aux villages de « Brais » et de la « Touche », longer les anciens bâtiments de la mine **(14)**. On aboutit à des éboulis qui représentent les haldes de l'ancienne mine foncée à plusieurs centaines de mètres de profondeur. On recueille encore dans les déblais du **filon quartziteux minéralisé, de la pyrite fibreuse, de la blende** (brune par altération) **et de la galène**. (A partir de l'arrêt 12 on peut accéder à pied à ces déblais, en suivant le cours de la Minette; demander l'autorisation de passage au propriétaire de l'ancien moulin).

#### ITINÉRAIRE 8 b

### LE MASSIF DE BÉCHEREL ET LA MOYENNE VALLÉE DE LA RANCE

Les principaux aspects de la géologie du Nord-Ouest de Rennes sont abordés au cours de cet itinéraire qui permet d'observer sur un espace réduit des roches d'âge et de nature différents. C'est ainsi que l'on découvrira des roches cristallophylliennes, des granites et des sédiments protérozoïques, paléozoïques et cénozoïques (tertiaires et quaternaires) (fig. 33) <sup>1</sup>.

#### Cartes topographiques

IGN 1/100 000 Rennes.  
IGN 1/50 000 et 1/25 000 Caulnes.

#### Carte Michelin 59

Cartes géologiques  
1/80 000 Rennes et Dinan.  
1/50 000 Caulnes.

### Le massif granitique de Bécherel

L'itinéraire est conçu au départ de Rennes. Prendre la route de Saint-Malo (N 137) jusqu'à Hédé; s'arrêter sur la gauche après une série de virages et se garer, face au chemin qui monte au bourg de Hédé **(1)**. Une rupture de pente apparaît très nettement dans le paysage; elle marque l'empla-

<sup>1</sup>. Itinéraire rédigé par F. PARIS avec la collaboration de J. ESTÉOULE-CHOUX (arrêts n<sup>os</sup> 7, 11 et 12).

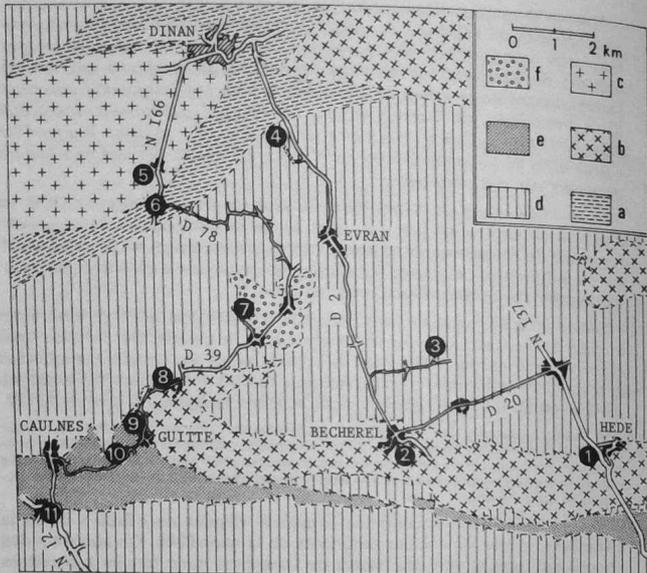


Fig. 33. - Itinéraire 8 b. Le Massif de Bécherel et la moyenne vallée de la Rance. a. Série cristallophyllienne de Dinan (micaschistes, gneiss et orthogneiss). - b. Granodiorite quartzique de Bécherel (Cadomien). - c. Granite calco-alcalin de Bobital (hercynien). - d. Schistes de Saint-Lô (Briovérien moyen). - e. Formations paléozoïques du synclinorium du Ménez-Bélair. - f. Faluns du Quiou (Miocène).

cement d'une importante ligne de fracture qui limite le massif granitique de Bécherel vers le Nord. L'arrêt est consacré au **granite de Bécherel**, d'âge cadomien (Protérozoïque terminal à Cambrien basal).

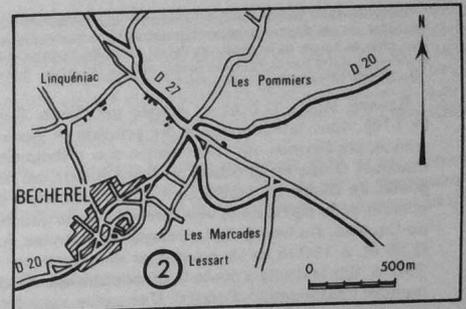
Dans la carrière (dangereuse à cause d'éboulements fréquents) affleure un granite sombre, de teinte gris verdâtre. Des zones plus ou moins écrasées se remarquent sur le front de taille; on distingue en particulier, au milieu de la carrière, une apophyse correspondant à un étroit niveau mylonitisé, plus ou moins silicifié et minéralisé. Ce granite grenu, en l'occurrence une **granodiorite quartzique** à texture grenue (grain moyen de l'ordre de 2 à 3 mm), renferme du quartz, du feldspath plagioclase en macles complexes (albite, carlsbad, péricline), du feldspath potassique (orthose perthitique), de la biotite, quelques rares muscovites et des fantômes de cordiérite actuellement pinitisée.

Vers le Nord de la carrière, de nombreuses enclaves de grande taille apparaissent au sein du granite. Il s'agit de lambeaux de Briovérien dans lesquels on devine la stratification et qui ont été isolés, lors de la mise en place du batholithe granitique. En dehors de la carrière, en bordure d'un sentier situé vers le Nord, on distingue des schistes et des grauwackes (grès impurs feldspathiques) du Briovérien. Ils sont peu affectés par le métamorphisme de contact, ce qui implique l'existence d'un accident tectonique entre la granite et cet affleurement.

Poursuivre vers **Tinténiac** et, au milieu du bourg, sur la gauche, emprunter la D 20, en direction de Bécherel. A 2,3 km à l'Ouest de la Baussaine, sur la gauche dans une petite carrière, on peut voir des **schistes tachetés** du Briovérien. A Bécherel, au carrefour de la D 20 et de la D 27, emprunter cette dernière vers le Sud (fig. 34); à moins de 200 m du carrefour, prendre un chemin sur la droite et le suivre sur 600 m, stationner du côté sud de l'étang qui occupe le fond de la vallée (2). Du **granite tectonisé** (plan de fracturations N. 140° avec un pendage de 85° vers le N.-E.), profondément altéré en surface (arène pulvérulente) et un filon doléritique, affleurent de part et d'autre du chemin qui conduit à Miniac-sous-Bécherel.

Ce granite, qui constitue le soubassement du bourg de Bécherel, est identique à celui des carrières de Hédé; la chlorite y semble toutefois moins abondante. Le **filon de dolérite**, puissant d'une vingtaine de mètres et orienté N. 40° avec un pendage de 80° vers le Sud, fait partie d'un champ filonien doléritique, connu exclusivement dans le Briovérien et les granites cadomiens. L'altération donne un aspect de pain d'épice à la roche; le cœur de certaines « boules résiduelles » est peu altéré et la dolérite apparaît alors avec sa teinte vert-bleuté. Sa composition pétrographique est la suivante: lattes de **plagioclases** (labrador) englobant des **pyroxènes augitiques**. La **pyrite** est abondante. Des amas pluri-centimétriques de **calcite** existent dans cette dolérite.

Fig. 34. - Affleurements de granodiorite et de dolérite, près de Bécherel.



Rejoindre la D 27 et poursuivre en direction d'Evran; parcourir 3 km et tourner sur la gauche vers Trimer; rouler 2,7 km environ (en laissant le Château de Tourdelin sur la gauche); prendre le petit chemin empierré (fig. 33) juste après avoir passé le ruisseau de Romoulin. On aboutit à la carrière de « **Champsenestre** » au bout de 500 m (3).

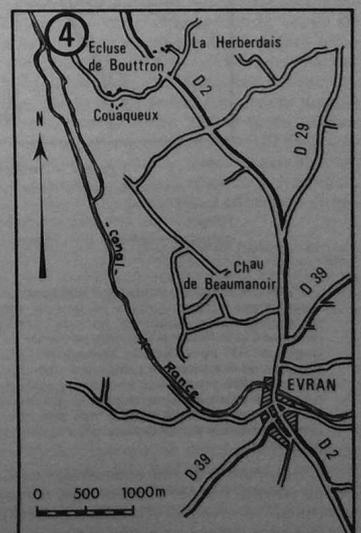
Le front de taille entame des **roches briovériennes** et des **filons de dolérite**. Le Briovérien y est représenté par une alternance de siltstones argileux (avec parfois de petits niveaux noirs, rappelant des varves) et de bancs de grès impurs, plus ou moins feldspathiques. La dolérite développe des **adinoles** le long de ses épontes.

### Les environs de Dinan

Rejoindre la D 2 et, à 3,5 km au nord du Canal passant à Evran, prendre sur la gauche le chemin du village de « **Couaqueux** » (fig. 35); continuer sur 1 km au-delà du hameau jusqu'à la carrière de « **l'écluse de Boutron** » (4). (Cet arrêt n'est possible que pour les véhicules légers et il est préférable de demander l'autorisation d'y accéder). L'exploitation entame des **sédiments briovériens** affectés par un **thermométamorphisme**.

Cette roche est utilisée pour le dallage. Des amas micacés (biotite et muscovite envahissant d'anciennes cordiérites), atteignant parfois près de 1 cm, se sont développés dans la roche, en fonction de la nature pétrographique initiale du sédiment. Par endroit on remarque des niveaux plus clairs, gris-jaunâtre; ce sont d'**anciens bancs calcareux** dans lesquels le carbonate de calcium est presque entièrement transformé en épidoite. Les bancs les plus gréseux n'ont subi que peu de changement.

Fig. 35. - Environs d'Evran.



Cette carrière est surtout intéressante d'un point de vue structural. On y distingue en effet un **pli décamétrique**, très resserré, à plan axial vertical orienté E.-W. Ce pli qui affecte toute la hauteur du front de taille permet d'expliquer la monotonie des pendages dans l'ensemble du Briovérien de la région. Il appartiendrait à la phase principale des plissements cadomiens.

Revenir sur la D 2 et se diriger sur **Dinan**. Sur la gauche de la route (N 176), dans la ligne droite qui précède le viaduc, affleurent des roches cristallophylliennes, en l'occurrence des **orthogneiss**. Franchir le viaduc et traverser Dinan en direction de Saint-Brieuc (au passage, on remarque les **gneiss de Dinan** qui constituent le soubassement du rempart sud). A 1 km environ de la sortie de la ville, prendre sur la gauche, la N. 166 en direction de Caulnes. Au bourg de Le Hinglé-les Granites, franchir le carrefour de la D 78 et, à 150 m de là, emprunter un chemin sur la droite et le suivre sur 250 m. Sur la droite s'ouvre la **grande carrière de « La Pyrie »** (5, fig 36) (demander l'autorisation d'accès). Une petite plate-forme permet de découvrir l'ensemble de cette carrière, longue de 200 m environ et profonde de près de 40 m. Le **granite dit « du Hinglé »** y est exploité; c'est une roche grise lorsqu'elle n'est pas altérée. On l'exploite pour la construction et l'art funéraire.

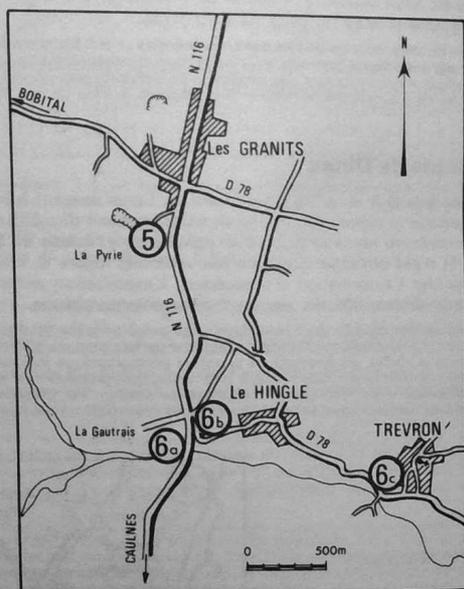


Fig. 36. - Environs du Hinglé.

5. Carrière de granite de la Pyrie. - 6a. Gneiss plagioclasi-ques du barrage du Hinglé. - 6b. Gneiss près de l'église du Hinglé. - 6c. Affleurement de micaschistes et schistes thermométamorphisés du château de « Le Chalonge ».

Plusieurs plans de cassures s'observent dans cette carrière. L'un, subhorizontal et s'exprimant surtout lorsque le granite est altéré, correspond à des « figures de décompression », apparues lors du refroidissement du batholithe. Deux autres réseaux s'individualisent encore nettement : le premier, orienté N.-W.-S.-E. à un pendage de 70° vers l'Est; le second, N.-E.-S.-W., présente un pendage S. Ces deux familles de fractures se retrouvent dans l'ensemble du massif de Bobital. Quelques filons d'**aplite** (muscovite abondante mais peu de biotite) et de **pegmatite** (avec parfois de la tourmaline) recoupent le granite dans lequel on distingue encore quelques enclaves surmicacées (biotite très abondante). Des âges compris 300 et 305 m. a. ont été obtenus sur ce granite qui s'est donc mis en place à la fin du cycle orogénique hercynien.

Rejoindre la N 166 et se diriger sur Caulnes. Dans la vallée du Guinefort, au Hinglé, tourner à droite dans un petit chemin qui mène au barrage du Hinglé (réservé aux véhicules légers) (6). Des **micaschistes** et **gneiss plagioclasiques** affleurent sur le côté nord de la vallée, en particulier en bordure

du « trop plein » de la retenue (6 a). Des filonnets d'un **granite ancien** s'injectent dans ces micaschistes et gneiss qui ont une texture grano-lepidoblastique. La **foliation métamorphique** se marque nettement dans tous les minéraux de ces roches cristallophylliennes : biotite, muscovite, quartz, plagioclases (ces derniers varient en pourcentage d'un échantillon à l'autre déterminant ainsi une **série continue allant des micaschistes, aux micaschistes feldspathiques et aux gneiss plagioclasiques**.

Ces roches affleurent encore dans le bourg du Hinglé (6 b) et des termes moins micaschisteux, mais par contre nettement affectés par un **thermométamorphisme** apparaissent au bord de la D 78 à l'Ouest de Trévron (6 c).

### Le bassin tertiaire du Quiou

Traverser le bourg de Trévron et suivre la D 78 jusqu'au croisement de la D 26; tourner à droite jusqu'à **Le Quiou**. Le **calcaire miocène** était exploité autrefois dans de nombreuses carrières pour la construction (pierre de jauge, remarquer son utilisation en particulier pour les cheminées) et l'amendement (fig. 33).

Dans le bourg prendre la D 39 jusqu'à Tréfumel d'où l'on se dirigera vers Saint-Juvat par la D 12. En face du cimetière de Tréfumel suivre un petit chemin de terre à droite (non carrossable en hiver) qui conduit directement à la **carrière de Rouget (7)** où l'on peut voir des **faluns helvétiques** se présentant soit sous forme d'un sédiment meuble, très fin, calcaire constitué d'une mouture de fossiles, soit d'un calcaire biodétritique plus grossier encore meuble, soit d'un falun consolidé (pierre de jauge) et recristallisé.

La faune de ces faluns est très riche et très variée : Mammifères, Poissons, Crocodiliens, Chéloniens, Bivalves, Brachiopodes, Gastropodes, Echinodermes, Bryozoaires, Foraminifères. Mais actuellement on ne trouve plus guère que des fragments d'Our-sins et de Bivalves.

La surface des faluns est creusée de poches de dissolution remplies par du sable rouge pliocène sur lequel reposent des sédiments quaternaires, correspondant vraisemblablement aux alluvions de la Rance, et dans lesquels on peut observer des **fenê-tres en coin**.

### Le « filon de quartz » de Guenroc et son panorama

Quitter Tréfumel en direction de Guenroc en utilisant la D 39. Cette route longe une rupture de pente très marquée qui traduit l'emplacement de la **ligne de fracturation majeure**, limitant le massif granitique de Bécherel vers le Nord. Sur la gauche, les grandes carrières de la « **Rodais** » entament le **Briovérien tacheté et la granite écrasé**; on y distingue nettement des plans de failles orientés pratiquement Est-Ouest, avec un pendage N. voisin de 60°. Un gros **filon doléritique** existe dans ces carrières dont la visite est à proscrire en raison des travaux d'exploitation. En poursuivant son chemin, au-delà du pont sur la Rance, près du **barrage de Rophemel**, tourner sur la gauche et remonter sur Guenroc, par la D 90. Suivre cette route jusqu'à la sortie ouest de ce bourg et stationner sur la droite, 100 m après l'église. On distingue alors sur la droite un **pointement quartzeux blanc (8)** (Guenroc signifie « roche blanche »). Suivre l'affleurement de quartz jusqu'au pied d'une grande croix en bois; le **panorama** permet de découvrir à quelque 70 m en contrebas, une vaste dépression occupée par le **Tertiaire du Quiou et par les alluvions de la Rance**.

Ce bassin, limité au Sud par les hauteurs du massif granitique de Bécherel et, vers le Nord, par l'axe cristallophyllien de Dinan, résulte d'un effondrement récent (**Miocène**) d'un panneau de socle, lors de rejeux des lignes de fracturation E.-W. Le « filon » de quartz lui-même a conservé l'emprunte des phénomènes de fracturation qui ont affectés la région à la fin des temps hercyniens : les plans de cassure que l'on y reconnaît, sont parallèles aux directions majeures de fracturation régionale.

### Le Paléozoïque du synclinorium du Ménez-Bélair (fig. 37)

Les ardoisières des « **Ruettes** » (9). De Guenroc, se diriger vers Guitté en suivant la D 90. Près du pont qui enjambe l'un des « bras » de la retenue de Rophemel, on remarque, sur la droite, une **ancienne exploitation de cor-néennes**. Poursuivre par la D 89 jusqu'à l'entrée du bourg de Guitté et prendre sur la droite un petit chemin que l'on suit pendant 500 m. Un petit sen-

tier permet d'accéder aux ardoisières des « Ruettes ». La roche qui était exploitée dans cette carrière (ardoises et dalles) appartient à la Formation d'Andouillé, de l'Ordovicien moyen (Llanvirn-Llandeilo).

Un examen attentif du front de taille montre que le débit de la roche ne correspond pas à la stratification mais bien à la schistosité ardoisière. Cette schistosité, nettement et à des alignements de nodules, est responsable de la mauvaise conservation des fossiles, très rares par ailleurs (la schistosité ardoisière Sa est orientée N. 50° avec un pendage de 45° vers l'Est tandis que la stratification So est orientée N. 50° à cet endroit, est dirigée N. 120°). Les nodules, étirés dans le plan de schistosité, renferment de petits cristaux de pyrite et parfois des fossiles déformés : des Trilobites (*Nesuretus tristani*) et des Bivalves (*Redonia sp.*).

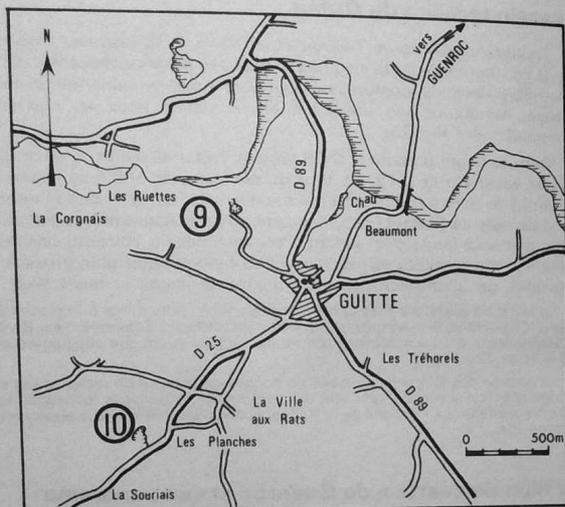


Fig. 37. - Environs de Guitté.

9. Ardoisière des « Ruettes ». - 10. Carrière des « Planches ».

**L'Ordovicien et le Silurien déversés, de la carrière des « Planches » (10).** Revenir sur ses pas et, face à l'église de Guitté, tourner sur la droite et emprunter la D 25 en direction de Caulnes. La carrière des « Planches », distante d'un bon kilomètre du bourg de Guitté, s'ouvre sur la droite à la sortie d'un virage. Le front de taille permet d'observer les grès micacés et les silstones de l'Ordovicien supérieur (Formation de Saint-Germain-sur-Ille) puis, sur la droite, les quartzites et ampélites siluriens à Graptolites de la Formation de la Lande Murée (Llandovery-Wenlock). Les quartzites, sombres et pyriteux, sont particulièrement bien développés dans cette carrière.

**Le Pliocène de Saint-Jouan-de-l'Isle (11).** Après la carrière continuer jusqu'à Caulnes et à Caulnes prendre la D 166 pendant 2,5 km pour rejoindre vers le Sud, la N 12. Au carrefour, tourner à gauche, direction de Rennes. Immédiatement à droite une carrière permet d'observer sur une dizaine de mètres d'épaisseur des sables ocres pliocènes, à stratifications obliques, totalement azoïques. Ils sont surmontés par des alluvions de la Rance (constitués de galets de quartz emballés dans un sédiment sablo-argileux) qui ont 2 m de puissance environ. Ces sables et alluvions reposent sur la Formation de Bois-Roux. On les retrouve en bordure de la D 166 sur 1 km, de même que sous les premières maisons du bourg de Saint-Jouan-de-l'Isle. Du sommet de cette carrière, jeter un coup d'œil sur la vallée de la Rance qui traverse en cluse suivant une direction S.N., le synclinorium médian.

**L'Oligocène de Saint-Jacut-du-Méné (12).** De Saint-Jouan se diriger vers Saint-Vran par la D 46 jusqu'à Lanrelas puis par les D 61 et D 76. La carrière est située à 5 km au Nord de Saint-Vran, sur le bord Ouest de la route de Saint-Vran-Collinée (D 6) immédiatement au carrefour de celle-ci et du

chemin du Coudray. Elle est ouverte dans des argiles à dominante verte, formées d'illite, associée à une quantité variable de kaolinite.

Dans le détail il existe des zones de couleur violette plutôt localisées vers le sommet de l'exploitation, un niveau d'argile noire en profondeur surmonté par des lignites sur 20 cm d'épaisseur. Des fragments de bois entièrement pyritisés sont assez fréquents. Des troncs d'arbres entièrement silicifiés ont été trouvés il y a quelques années ainsi que des concrétions sphériques de la grosseur d'un petit œuf. Ces argiles sont activement exploitées pour la fabrication d'argile expansée; (pour visiter une autorisation est nécessaire). L'analyse palynologique a montré qu'il s'agit d'un dépôt lacustre pouvant être rapporté à l'Oligocène inférieur.

## ITINÉRAIRE 9

### LE SYNCLINORIUM DE CHATEAULIN

La terminaison occidentale du « synclinorium médian armoricain » s'étale en une vaste région de structure complexe qui correspond à un fossé à la faveur duquel ont été conservés d'importants témoins des séries paléozoïques<sup>1</sup>. Cet ensemble, que nous désignons de façon globale *synclinorium de Châteaulin* est limité au Nord par les Monts d'Arrée par la vallée de l'Elorn (it. 6), tranché à l'Ouest par les falaises de la rade de Brest et de la presqu'île de Crozon (it. 10), bordé au Sud par la Montagne Noire. C'est l'unité sédimentaire et tectonique constituée par le Carbonifère que Barrois dénomma en 1886, *bassin de Châteaulin*. La rade de Brest est modelée dans des formations dévoniennes. La presqu'île de Crozon, dont l'étonnante forme en croix inspira maintes descriptions, expose le Dévonien, le Silurien, l'Ordovicien. Pour des raisons didactiques enfin, nous examinerons simultanément les séries briovériennes de la baie de Douarnenez.

La morphologie de cette partie de la Bretagne occidentale est qualifiée parfois d'appalachienne. Il est vrai que dans le relief se manifeste l'alignement, sensiblement Est-Ouest, de crêtes de quartzites (Grès Armoricaïn, grès quartzites gedinniens) et de dépressions établies dans les schistes. Il est réel que l'érosion différentielle se traduit dans la ciselure du littoral : Pen Hir, cap de la Chèvre lancent hardiment dans la mer d'Iroise l'étrave de leurs hautes falaises de quartzites (90 m) que prolongent des chapelets d'îlots et d'écueils (Tas de Pois,...); l'Océan, au contraire, affouille les schistes tendres : anse de Dinan, baie de Douarnenez. Pourtant le relief récent de nombreuses fractures confère, en réalité, un caractère atypique à ce relief. La dépression centrale du bassin, où le tracé capricieux des rivières et des ruisseaux est commandé par cet important réseau de fractures, offre un « relief en creux » assez vigoureux qui lui donne tout son charme.

**Les formations briovériennes.** Les formations rapportées au Briovérien sont visibles en presqu'île de Crozon au Sud de la baie de Dinan et à la plage du Portzic, mais elles s'étendent beaucoup plus largement dans le fond de la baie de Douarnenez, entre la pointe du Guern et le port de Douarnenez. Les affleurements appartiennent à un Briovérien assez élevé (moyen à supérieur), et il s'agit, comme pour tout le domaine centre-armoricain, d'une série sédimentaire schisto-gréseuse relativement monotone, à caractère flysch et de puissance inconnue. Elle renferme en outre quelques niveaux conglomératiques peu développés, ainsi que les manifestations d'un volcanisme sous-marin. L'analyse structurale de ce complexe permet de mettre en évidence trois phases de déformation, la dernière appartient au cycle varisque, tandis que les deux précédentes sont antérieures à la transgression arenigienne (orogénèse cadomienne). Le métamorphisme, contemporain des plissements cadomiens, croît du Nord vers le Sud depuis le début de l'épizone jusqu'à la mésozone.

**Les séries paléozoïques.** Essentiellement détritiques et n'admettant que quelques épisodes carbonatés, les séries paléozoïques sont marines du Cambro-Ordovicien au Dinantien. Déposés dans des mers épicontinentales, les sédiments paléozoïques constituent un ensemble dont la puissance, difficile à évaluer, est certainement assez faible (3500 à 4000 m paraît en être une estimation raisonnable).

Transgressive sur le socle briovérien arasé, la mer cambrotrémadocienne dépose d'abord un conglomérat à matrice lie-de-vin et galets de quartz, puis des grès et des pélites rouges (Formation du Cap de la Chèvre). Une puissante sédimentation arenacée (Grès Armoricaïn) caractérise l'Arenig (fig. 38). Il lui succède dès le Llanvirn des dépôts de vases noires (Schistes de Postolonnec). Durant le Caradoc, la sédimentation se diversifie avec de nouveaux épisodes gréseux avant que ne s'instaure, au cours de l'Ordovicien supérieur, un important volcanisme régional qui se manifeste par des coulées sous-marines, des brèches hyaloclastiques, des tufites. Les dépôts siluriens (Groupe de Kerguil) se caractérisent par le développement, dans un environnement euxinique, de vases noires, sulfurées, devenues des ampélites (du grec

1. Introduction rédigée par C. BABIN, J.-R. DARBOUX et A. PELHATE.



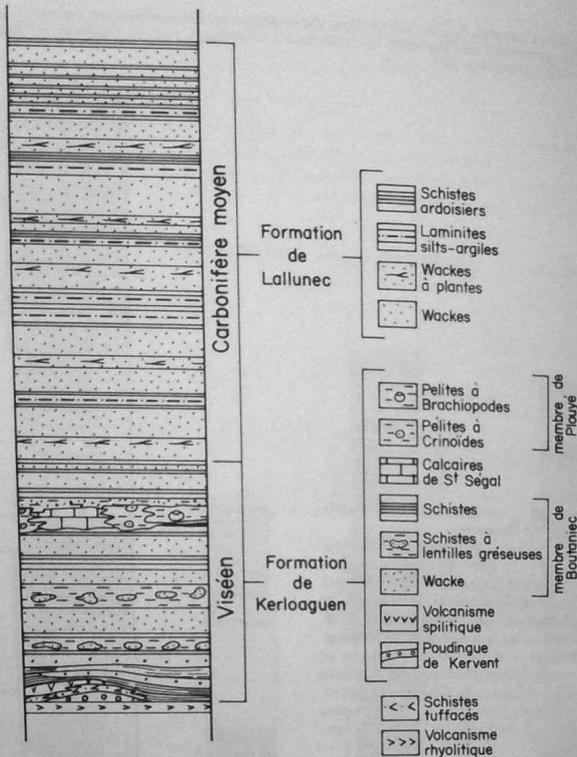


Fig. 40. — Ouest du Bassin de Châteaulin : unités lithostratigraphiques du Carbonifère inférieur et moyen.

Postérieurement des phases cassantes créent, dans les unités métamorphiques du Sud du Finistère des dépressions tectoniques qui seront le siège d'une sédimentation limnique durant le Westphalien supérieur et le Stéphanien inférieur (it. 18).

Les déformations hercyniennes (ou varisques). Les travaux conduits jusqu'alors sur le secteur occidental du synclinorium médian (en rade de Brest et presque île de Crozon) démontrent que ce domaine a connu, comme les régions voisines (« bassin » de Morlaix, région de Corlay, Uzel), une évolution structurale complexe pendant le cycle varisque. Plusieurs épisodes de déformations continues et de fracturation ont été mis en évidence (tectoniques superposées), mais il reste à préciser la chronologie et l'importance relative des déformations et à dégager leur signification régionale.

Couverture postpaléozoïque. La longue histoire continentale de cette région se manifeste par l'absence de dépôts mésozoïques, puis par des placages de grès éocènes (dits ladères) que l'on trouve notamment, au Sud de la Montagne Noire, dans la dépression de Guiscriff.

Les dépôts plio-quaternaires témoignent des fluctuations climatiques (produits de gélivation empâtant les reliefs) et soulignent les variations de la ligne rivage armoricaine (galets pliocènes à haute altitude jusque dans le bassin et, sur le littoral, tourbières et plages anciennes).

## ITINÉRAIRE 9 a DE CHATEAULIN A GLOMEL 1

L'itinéraire offre un vaste panorama sur le Bassin de Châteaulin et ses enveloppes et permet d'observer les caractères pétrographiques et stratonomiques des formations carbonifères de l'Ouest de ce bassin : dont certains niveaux ardoisiers sont encore en exploitation.

Cartes topographiques IGN

1/100 000 Châteaulin, Pontivy.

1/50 000 Carhaix, Châteaulin, Gourin, Le Huelgoat.

Cartes Michelin 58 et 59

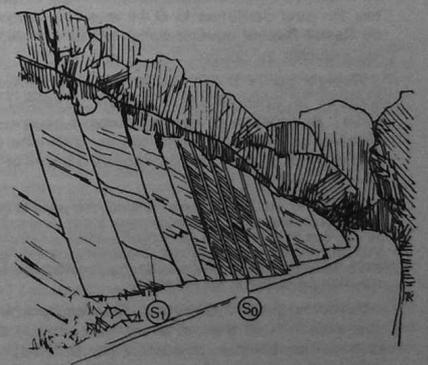
Cartes géologiques

1/80 000 Châteaulin et Morlaix.

### De Châteaulin à Glomel

Quitter Châteaulin par la D 770 en direction de Pont-de-Buis; au niveau de l'échangeur avec la voie express 170, prendre la direction de Pleyben - Carhaix. Cette route recoupe les rythmes sédimentaires carbonifères, décrits dans l'itinéraire 4. Prendre l'échangeur pour la direction Pleyben (N 787). La route entaille les wackes et schistes carbonifères dont les caractères pétrographiques et stratonomiques sont semblables à ce qui a été observé le long de la voie express. L'étude microtectonique de ces affleurements révèle qu'ils appartiennent au flanc nord d'un anticlinal dont l'axe orienté N. 100° à 110° E., se situerait vers le Sud. A Pleyben, en arrivant sur la place de l'Eglise (le bel enclos paroissial comporte le plus ancien ossuaire, XVI<sup>e</sup> siècle, de Bretagne), tourner immédiatement à droite, puis à gauche et emprunter la route de Ty Men (C 4) puis le V 4 vers Lennon. A 200 m avant le pont sur le canal, une carrière abandonnée sur le côté Est de la route permet d'observer des wackes feldspathiques, des schistes bleus avec intercalations centimétriques de silts finement straticulés. Ces termes se situent sur le flanc inverse d'une mégastructure anticlinale à déversement Nord, dont l'axe, subhorizontal, est orienté N. 85° E. environ. Dans cette carrière, le phénomène de réfraction de la schistosité (variation de pendage en fonction de la lithologie) est particulièrement évident (fig. 41).

Fig. 41. — Réfraction de la schistosité dans les schistes de Châteaulin (carrière coté Est du V 4 en direction de Lennon, à 200 m du pont sur l'Aulne).



Poursuivre, en traversant à droite l'Aulne, jusqu'à la D 41. Prendre à droite jusqu'à Gouézec. Dans ce bourg, tourner à gauche juste avant l'église vers la Roche au Feu. A 1 400 m environ, un petit parking est aménagé pour

1. Itinéraire rédigé par J.-R. DARBOUX, A. PELHATE et J.-P. SAGON. Avec la collaboration de C. BABIN, P. THONON. Illustrations d'Y. PLUSQUELLEC.

les visiteurs de ce belvédère naturel. Du sommet (279 m) de la Roche au Feu (Karreg an Tan), la vue embrasse un **vaste paysage sur la Montagne Noire depuis le Menez Hom** (Grès Armoricaïn : 330 m) à l'Ouest jusqu'au **Toulaëron** (Schistes et Quartzites de Plougastel : 326 m) à l'Est.

L'allure générale du Bassin de Châteaulin, que ferment au Nord les contreforts de l'Arrée, apparaît nettement. Au Nord, un niveau descend de 170 à 140 m vers l'Ouest. Plus près de l'Aulne, la topographie, ondulée, est plus confuse. La rupture de pente qui limite le bassin au pied des Montagnes Noires suggère que la flexure, jalonnée par le volcanisme carbonifère de Saint-Thois, donna naissance à de longues fractures directionnelles qui rejoignèrent au Cénozoïque. Sur le versant nord de Karreg an Tan, un cirque à fond plat, vers 220 m, offrant l'aspect d'une niche de nivation, est un élément d'un replat de piedmont éocène. A l'Ouest, la **dépression briovérienne du Pays de Porzay** forme le fond de la baie de Douarnenez (it. 10). Au sud de la crête, s'étale une autre vaste dépression, Ar Blennen (La Plaine).

Redescendre sur Gouézec et reprendre, à droite, la D 41 vers Briec et Laz. Franchir la D 2, continuer vers Laz; à 2,5 km environ de ce croisement, au niveau de Lessales - Ty Gonan, un coup d'œil vers le Nord montre un passage très typique caractérisé par de **petits pitons de Schistes et Quartzites de Plougastel** (fig. 42).



Fig. 42. - Panorama sur la crête des Schistes et Quartzites de Plougastel, depuis la D 41 au lieu-dit Lessales-Ty Gonan.

Suivre la D 41 sur 4 km au-delà de Laz. Tourner à droite sur la D 6 vers Scaër. A 500 m, à droite, un beau poudingue à galets de quartz, souvent étirés, est visible dans d'énormes blocs. Ce faciès correspond au **poudingue de Gourin** (Briovérien).

Revenir sur la D 41; prendre la direction de Roudouallec à droite puis, à 1 500 m environ, tourner à gauche sur la petite route de Californ. A une cinquantaine de mètres, affleure la partie inférieure des **Schistes de Postolonnec** (Llanvirn). Ardoisiers, ces schistes livrent des fossiles très déformés dont de nombreux Brachiopodes Orthides et quelques fragments de Trilobites. On peut continuer la D 41 vers l'Est jusqu'à la vaste carrière récente de **Castel-Ruphel** ouverte dans le **Grès Armoricaïn**, mais cette exploitation est interdite au public.

Revenir par la D 41, puis la D 6 vers Châteauneuf-du-Faou; emprunter à droite la route vers Saint-Goazec, traverser le village, continuer sur la D 117 en direction de Spézet, tourner à gauche vers le Goaker (VC 3), avant d'arriver au pont sur l'Aulne, tourner à gauche et poursuivre jusqu'au sommet de la côte; à cet endroit, tourner à droite et s'arrêter au panneau **Ardoisière du Rick**.

Après avoir été intensément exploitée par puits et galeries, l'extraction de l'ardoise s'y effectue désormais artisanalement, à ciel ouvert. La « veine » exploitable, épaisse de 7 à 8 m et située dans les schistes ardoisiers dinantiens, appartient au flanc nord d'un pli anticlinal dont l'axe doit se trouver au sud du gisement. La schistosité subverticale (plan de fissilité des ardoises) qui matérialise le plan axial de cette structure est orientée N. 95° E. en moyenne.

Retourner jusqu'à la route du **Goaker**, franchir le pont sur le canal, continuer vers le Nord d'abord par le VC 2, puis la D 117 et le VC 27 jusqu'au stop de Saint-André, poursuivre par la N 787 en direction de Carhaix. A 3,8 km du stop précédent, avant le chemin vers Le Cloître, sur le côté nord de la route, les schistes bleus à passées silteuses dessinent la voûte très ouverte d'un **anticlinal déversé au Nord**, dont l'axe plonge de 10° à l'Est (azimuth 105).

Poursuivre en direction de **Carhaix**, emprunter la D 17 vers Landeleau. Traverser le village et continuer vers **Plouyé**. A Plouyé tourner à gauche devant l'église, puis à droite emprunter la route indiquée Kerbraz - Kergariou. A 500 m de l'embranchement ci-dessus, on peut observer le long du

côté sud de la route, de nombreux affleurements de pélites, fossilifères par place : **Pélites de Plouyé** ayant livré *Spirifer striatus* et datant du *Viséen supérieur*. Ces niveaux sont synchrones des Calcaires de St-Ségal, décrits dans l'itinéraire 10 a. Revenir au bourg de Plouyé, reprendre la D 17 en direction du Nord; à 3 km emprunter le chemin à gauche vers le village de Kerroch, traverser le hameau et continuer jusqu'à la carrière. Demander l'autorisation de visiter.

### Carrière de Kerroch (fig. 43)

Cette carrière est actuellement en exploitation et l'aspect des affleurements varie chaque jour. Elle permet d'observer l'**association intime d'un poudingue et d'une brèche volcanique** représentant la base du **Dinantien** dans cette région.

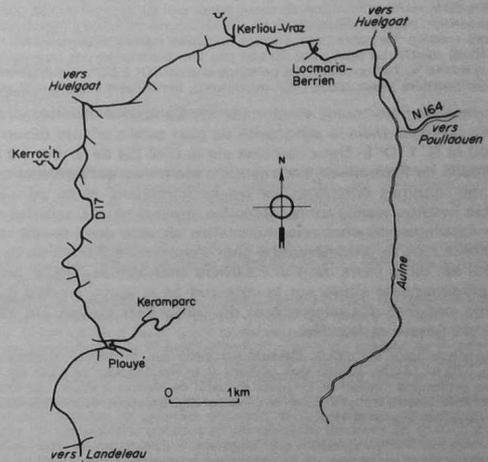


Fig. 43. - Itinéraire de Plouyé à Locmaria-Berrien.

Le poudingue est composé de galets hétéométriques parfois de très grande taille (plusieurs dizaines de centimètres), emballés dans un ciment volcano-sédimentaire; leur nature pétrographique est variée : quartzites, schistes, microgranites et rhyodacites. La brèche volcanique est constituée d'éléments anguleux de dimension variable, d'une lave aphanitique à composition de kératophyre riche en calcium. Les microlites sont formés d'albite, la mésostase est un mélange très fin de feldspath, chlorites et quartz. Le ciment emballant les éléments bréchiques est une spilité aphanitique à structure microlitique, avec silicifications (quartz, calcédoine), chlorites et minéraux calciques : épidote, phreñnite, calcite. Cette brèche synchrone de la formation du poudingue, s'est formée sur place par un mécanisme analogue à celui qui aboutit à la constitution des hyaloclastites (Conquééré).

Revenir jusqu'à l'embranchement avec la D 17, emprunter cette route vers la gauche en direction du Huelgoat, au croisement avec la route de Locmaria-Berrien, tourner à droite et continuer jusqu'au hameau de **Kerliou-Vraz**; laisser la voiture et prendre à gauche le chemin traversant le hameau, poursuivre le chemin de terre à gauche, puis emprunter le premier sentier sur la droite. Franchir la barrière de bois sur la gauche. L'entrée de la carrière est envahie par la végétation, mais la carrière elle-même est dégagée.

### Carrière de Kerliou-Vraz

Cette carrière permet de voir les **coulées acides** mises en place à la **fin de l'époque dévonienne**, et contemporaines des mouvements bretons.

Il s'agit ici d'une paléodacite présentant par endroit des structures de retrait inframillimétrique de type perlitique. On y observe des phénocristaux (dimension 5 mm

environ) de quartz et d'oligoclase. Le quartz est corrodé, cataclaté, réduit en sous-grains ou même transformé en agrégats granoblastiques; l'oligoclase automorphe, très abondant, est bien maclé. Des minéraux opaques et de la chlorite remplace la biotite par ailleurs toujours tordue ou efflochée. Il s'ajoute de petits grenats millimétriques, globoides, cataclasés eux aussi et de rares mégacristaux (porphyroblastes) d'orthose de forme quelconque. La mésostase subfeldspathique est essentiellement quartzofeldspathique (quartz en grains, albite et feldspath potassique en film ténu) avec séricite et minéraux opaques.

Revenir au hameau de Kerliou-Vraz. Continuer en direction de Locmaria-Berrien. Traverser le village et rejoindre la N 164. Poursuivre en direction de **Poullaouen**. La N 164 jusqu'à Carhaix recoupe les formations carbonifères et un certain nombre d'affleurements laissent entrevoir les changements de faciès et les relations structurales.

Sur le côté ouest de la route, à 250 m du carrefour route de Locmaria-Berrien et N 164, une carrière abandonnée montre une succession de bancs de wackes homogènes, wackes zonées, wackes à lentilles schisteuses et schistes gris.

Vers Poullaouen les relations mutuelles schistosité-stauration observables dans les talus de la route permettent de caractériser une succession de plis décamétriques à déversement nord. La dissymétrie de ces structures va jusqu'à l'apparition de flancs inverses comme l'attestent par ailleurs quelques *figures sédimentaires* de base de banc (flute cast?). Le plan axial de ces plis est matérialisé par une schistosité très nette orientée N, 70° environ, et à pendage sud de 40° à 50°; le plongement de leurs axes est toujours assez faible (10° maximum), tantôt vers l'Est, tantôt vers l'Ouest.

Au-delà de Poullaouen, en direction de Carhaix, le déversement Nord est encore de règle, mais la schistosité de plan axial s'oriente désormais entre N. 100 et N. 110° E. Deux carrières sur le côté Est de la route, à la **latitude du Moulin de Rosquieu**, entament les **sédiments carbonifères** qui présentent des rythmes composés de wacke homogène assez puissante, avec plantes flottées, wacke zonée, laminites argilo-silteuses, schistes noirs. Certains lithotopes peuvent néanmoins être absents dans quelques rythmes. Ce même type de sédimentation peut s'observer à 2,5 km de ce point, sur le côté est de la route dans une carrière abandonnée. 500 m plus au Sud, des affleurements situés sur le côté sud de la route, au-delà du pont sur l'Hyère, ont livré des microspores du Carbonifère moyen. On atteint ici le cœur du bassin carbonifère.

Poursuivre jusqu'à Carhaix. **Carhaix** est situé sur un plateau d'altitude moyenne (entre 120 et 140 m) incliné vers le Nord et le Nord-Ouest; ce relief est recoupé de vallées profondes : vallée de l'Hyères et canal de Nantes à Brest. Les formations du Carbonifère moyen en constituent le sous-sol et présentent les mêmes caractères que ceux observés sur la N 164.

## De Carhaix à Glomel par Locarn et Maël Carhaix

Quitter Carhaix par la D 266, puis par la D 20, en direction de Locarn. A l'entrée de ce village, tourner à droite et emprunter la D 11. A 400 m au Sud du village, une carrière abandonnée, située à l'Est de la route, permet d'observer des **grauwackes et des schistes à débris de plantes d'âge dinantien**. Les couches orientées Est-Ouest plongent vers le Sud (55°). Des figures sédimentaires (figures de charge) sont visibles et permettent de constater que la série est en position normale.

Poursuivre en direction de Maël-Carhaix. La route entaille les **grauwackes et les schistes** (parfois ardoisiers) du *Dinantien*, plusieurs ardoisiers abandonnés sont visibles de part et d'autre de la route. Un km avant d'arriver à Maël-Carhaix, tourner à gauche en direction de Kergrist-Moëlou. Après 300 m, emprunter sur la gauche un chemin qui conduit à l'**ardoisière de Moulin-Lande**. Celle-ci se marque dans le paysage par des masses de déblais. On exploite jusqu'à 100 m de profondeur une couche ardoisière de 10 à 15 m de puissance située dans un pli légèrement déversé vers le Nord. La schistosité de flux est de direction Est-Ouest. Elle plonge vers le Sud de 60 à 70°.

Reprendre la direction de Maël-Carhaix. Traverser la ville et poursuivre jusqu'à Glomel par la D 11 puis par la D 85. La route est tracée sur les **grauwackes et les schistes du Dinantien**. Les **schistes du Dévonien** apparaissent aux abords de Glomel. Ils sont chargés de **cristaux d'andalousite** en raison d'un métamorphisme de contact provoqué par le granite de Rostrenen.

## ITINÉRAIRE 9 b

### DE GLOMEL AUX FORGES DES SALLES LE MASSIF GRANITIQUE DE ROSTRENNEN

L'itinéraire permet d'observer, d'une part les deux faciès du massif de Rostrenen (granite monzonitique porphyroïde de Rostrenen sensu stricto; granodiorite de Plélauff); d'autre part, quelques aspects du métamorphisme de contact provoqué par ce massif dans les formations sédimentaires paléozoïques encaissantes (schistes à andalousite de Guerphalès et de l'étang des Salles; quartzites à grenat de Rosquerriec) <sup>1</sup>.

#### Cartes topographiques IGN

1/100 000 Châteaulin, Pontivy.

1/50 000 Rostrenen, Pontivy.

#### Carte Michelin 58

#### Cartes géologiques

1/80 000 Châteaulin, Pontivy.

Le massif granitique de Rostrenen interromp remarquablement la continuité des Montagnes Noires, en recoupant, à l'emporte-pièce, les formations sédimentaires plissées (Briovérien au Dinantien inclus), orientées approximativement d'Ouest en Est, dont il renferme de nombreux et importants septa. Son âge a été fixé aux environs de 320-310 m.a. Le massif est essentiellement constitué par un granite porphyroïde, de teinte gris-blanc, dit granite de Rostrenen sensu stricto; cependant, dans sa partie orientale affleure un faciès de teinte sombre, connu sous le nom de granodiorite de Plélauff.

Le **granite de Rostrenen**, de type monzonitique, à biotite, est essentiellement caractérisé par la présence de très grands cristaux de feldspath alcalin qui atteignent jusqu'à 15 cm de long; deux types morphologiques principaux peuvent être distingués. Le **granodiorite de Plélauff** diffère vivement du granite de Rostrenen par sa teinte sombre et sa composition : plagioclases abondants, zonés; feldspath potassique plus sporadique, quartz, biotite, hornblende, augite, sphène, apatite.

Les relations entre ces deux venues sont complexes : en certains points, le granite porphyroïde englobe de grandes enclaves de granodiorite; en d'autres points, au contraire, la granodiorite contient de nombreuses enclaves de granite porphyroïde. De telles relations conduisent à envisager une contemporanéité des deux roches. Le massif de Rostrenen a développé un important *métamorphisme de contact* dans les formations sédimentaires encaissantes, en particulier dans les « schistes d'Angers » (Ordovicien moyen) (andalousite des districts de Guerphalès à l'Ouest et des Salles de Rohan à l'Est) et dans les grès dévoniens (grenat de Rosquerriec).

## Exploitation d'andalousite de Guerphalès

A **Glomel**, prendre la route de Plouray. Dès l'entrée du village de Trégornan, tourner à gauche en direction de **Guerphalès** où la « Société Denain - Anzin Minéraux » exploite depuis quelques années, les **schistes à andalousite** de l'Ordovicien moyen en vue de la production industrielle de réfractaires. Une grande carrière (autorisation nécessaire) située près de l'usine de séparation permet de recueillir de magnifiques échantillons. D'innombrables cristaux d'andalousite, à faciès chiastolite, limpide, translucide, parfois rosée, qui peuvent atteindre 5 à 8 cm de long, criblent la masse du schiste métamorphique riche en petites biotites. Après broyage et séparation dans l'usine, on obtient un « sable » rose essentiellement formé de grains d'andalousite (fig. 44).

## Granite de Rostrenen

Reprendre la route de Trégornan. Environ 500 m avant le village, tourner à gauche en direction de la D 790 et de Rostrenen. 5 km avant Rostrenen, prendre sur la gauche la D 85 (route de Glomel). Près du gros hameau de **Sainte-Christine**, on peut recueillir de nombreux feldspaths porphyroïdes, libérés du granite arénisé.

1. Itinéraire rédigé par L. CHAURIS.

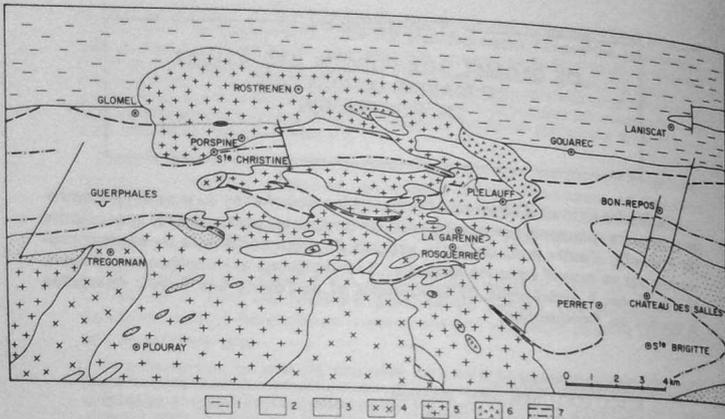


Fig. 44. – Massif granitique de Rostrenen (d'après P. Pruvost, 1955, simplifié).  
1. Dinantien. – 2. Dévonien, Silurien, Ordovicien. – 3. Briovérien. – 4. Granite de Pontivy. – 5. Granite de Rostrenen. – 6. Granodiorite de Plélauff. – 7. Direction des strates (Siegenien et Arenig).

Revenir sur la D 790. Aussitôt après avoir franchi l'ancien canal de Nantes à Brest, prendre sur la gauche le chemin jusqu'à la ferme de Trohaor. Gagner à pied la ferme voisine de **Porspine** où les **feldspaths porphyroïdes du granite**, souvent de grande dimension, sont abondants, tant en place dans les boules granitiques qu'à la surface des champs.

### Quartzites à Grenat

Reprendre la D 790, gagner Rostrenen et emprunter la D 764 en direction de Pontivy. Au bout de 8 km, franchir le canal de Nantes à Brest. Depuis cette voie d'eau jusqu'à 300 m environ avant d'atteindre le carrefour de la D 108, on peut recueillir, en blocs épars dans les champs ou à leur bordure, des quartzites de teinte bleuâtre – appartenant à de vastes panneaux de Dévonien, enclavés et métamorphisés par le massif granitique – riches en grenat.

Les cristaux rhombododécaédriques de 5 à 20 mm de diamètre, d'un rouge sombre translucide, apparaissent dans un fond composé de quartz, biotite, muscovite, sillimanite, cordiérite, andalousite, magnétite et pyrite. Les localités les plus intéressantes sont situées sur le flanc des collines à l'Est de la D 764 (Kerlan, La Garenne, Kerlanic, Régomarién), ainsi que vers Rosquerriec à proximité de la D 76.

### Plélauff

Après la recherche des quartzites grenatifères de Rosquerriec, prendre la D 76, en direction de Plélauff. 400 m après avoir recoupé la N 764, tourner à gauche en direction du village de Guendol où est exploitée la **granodiorite de Plélauff**.

### Andalousite des Salles de Rohan

Quitter Plélauff pour **Sainte-Brigitte** (via Perret) à l'Est du massif granitique de Rostrenen. Cette région est célèbre depuis longtemps pour l'**association de fossiles ordoviciens avec de grands cristaux d'andalousite à faciès chialstolite**. Le point le plus riche en association chialstolite – fossiles (*Trinucleus*, *Orthis*...) est situé à la sortie du bourg de Sainte-Brigitte dans la tranchée de la route allant vers Cléguerec (D 15 a). Revenir à Sainte-Brigitte et emprunter la D 15 a en direction de la N 164 bis. 2,5 km environ après Sainte-Brigitte, tourner à gauche vers l'**étang des Salles**.

Les « schistes d'Angers » se chargent ici de grands cristaux de chialstolite, présentant souvent une altération micacée superficielle et une remarquable disposition des inclusions « charbonneuses ». Sur la rive nord-est de l'étang, les dalles situées sous les ruines du château médiéval montrent parfois des trilobites associés à des chialstolites. Sur la rive occidentale de l'étang, les cristaux peuvent atteindre 20 cm de long.

Reprendre la D 15 a en direction des **Forges des Salles** dont le nom atteste une activité métallurgique ancienne, liée à la présence de nombreuses exploitations ferrifères – en particulier dans le Dévonien inférieur – abandonnées depuis longtemps.

### ITINÉRAIRE 9 c

#### LA PARTIE ORIENTALE DU BASSIN DE CHATEAULIN DES FORGES-DES-SALLES A GOUAREC ET ST-BRIEUC

Cette excursion a pour but de montrer les différents faciès de la série sédimentaire paléozoïque épimétamorphisée (Cambro-Trémadocien à Dinantien inclus). Elle permet d'observer les différents types de roches volcaniques épimétamorphisées situées à la base du Dinantien. Enfin, elle donne l'occasion de montrer quelques éléments structuraux de la région<sup>1</sup>.

Cartes topographiques IGN.

1/100 000 Pontivy.

1/50 000 Pontivy, Quintin, Carhaix et Rostrenen.

Carte Michelin 58

Cartes géologiques

1/80 000 Pontivy, St-Brieuc, Morlaix et Châteaulin.

### Des Forges-des-Salles à Gouarec par St-Aignan et Mur-de-Bretagne

Aux **Forges-des-Salles**, emprunter la D 15 b en direction de **St-Aignan**. (Fig. 45) La route entaille des schistes du **Briovérien**. Ceux-ci sont bien visibles à 1 km à l'Ouest de **Malvran (1)** : on y observe des schistes gris clair ou gris verdâtre, lustrés, qui contiennent, localement, des cubes de *magnétite* (1 mm d'arête). *Deux schistosités* sont visibles. La première, de direction N 110°, plonge de 70 à 80° vers le Nord. La seconde, de direction N 60°, plonge de 80° vers le N.-W.

Continuer la route jusqu'à St-Aignan. A l'entrée du village, tourner à gauche et poursuivre jusqu'au rond-point qui domine le **baillage** et le **Lac de Guerlédan (2)**. Le barrage est ancré sur les quartzites de l'**Ordovicien inférieur** (« Grès Armoricaïn »). Une usine hydroélectrique fonctionne au pied du barrage, **sur la rive gauche du Blavet**. Sur les deux rives du Blavet, les quartzites de l'**Ordovicien inférieur** passent en concordance vers le Sud à des alternances de schistes et de quartzites phylliteux gris-vert, ainsi qu'à des schistes de teinte lie-de-vin, attribuables au **Cambro-Trémadocien**. Au Sud, le **Cambro-Trémadocien** est en contact faillé avec le **Briovérien**.

Revenir à St-Aignan et poursuivre jusqu'à **Mûr-de-Bretagne** en empruntant la D 35. Dans la ville, s'engager par la D 18 en direction du **Lac de Guerlédan**. A la hauteur du poste EDF, prendre à gauche un chemin rural qui aboutit à une **vaste carrière (3)** taillée dans les quartzites de l'**Ordovicien inférieur**, exploités pour l'empierrement. **Belle perspective sur le Lac de Guerlédan**.

Revenir à Mur-de-Bretagne et prendre la D 68 en direction de **St-Gilles-du-Vieux-Marché**. A proximité du carrefour avec la N 164 bis s'observent des carrières abandonnées taillées dans les **schistes ardoisiers** de l'**Ordovicien moyen (4)**. On y remarque une *schistosité de flux* de direction est-ouest, à pendage nord (60 à 80°). L'ardoisière située sur la rive gauche du **Poulancra** a livré une faune de *Brachiopodes* (*Orthis* à « grosses côtes »).

1. Itinéraire rédigé par J.-P. SAGON.

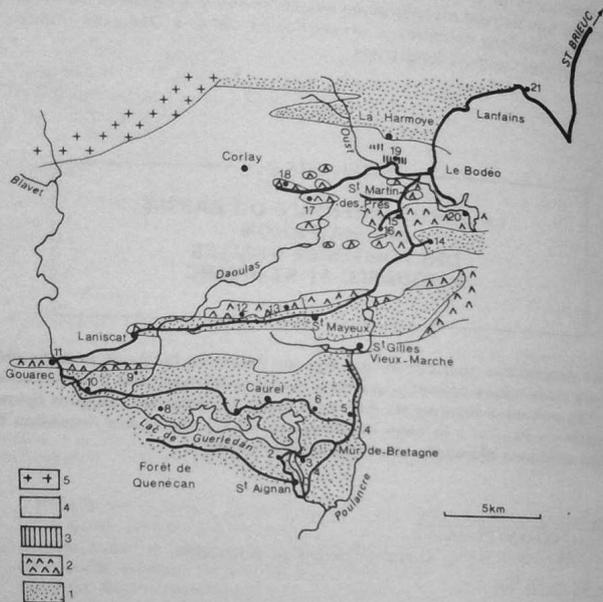


Fig. 45. - Itinéraire des Forges-des-Salles à Gouarec et Saint-Brieuc.  
 3. Granites intrusifs. - 4. Schistes et grauwackes = Dinantien. - 3. Calcaires et calcaires silicifiés = Dinantien. - 2. Roches volcaniques = Dinantien. - 1. Schistes et quartzites = Paléozoïque anté-dinantien + Briovérien.

S'engager par la D 63 en direction de **St-Gilles-du-Vieux-Marché**. La route suit la vallée du Poulancré et recoupe les formations paléozoïques de l'**Ordovicien au Dévonien**. Environ à 500 m au Nord du carrefour avec la N 164 bis, on pénètre dans les **quartzites gris clair de la base du Silurien (Valentien)** affectés d'un pendage nord (50 à 70°). Les couches de direction est-ouest sont épaisses d'une quarantaine de mètres (5). Elles sont surmontées par des **pélites phylliteuses** (schistes) dans lesquelles s'observent deux schistosités (comme à Malvran dans le Briovérien) : une schistosité de flux de direction est-ouest à fort plongement (80°) vers le Nord, une schistosité de « strain slip », de direction N.-E.-S.-O., verticale.

La vallée devient plus encaissée vers le Nord. Elle entaille les schistes et quartzites du **Dévonien inférieur**. Ces formations sont identiques à celles qui seront observées ultérieurement dans la vallée du Blavet. Poursuivre jusqu'à **St-Gilles-du-Vieux-Marché**. Le village est édifié sur un étroit synclinal de schistes dinantiens.

Reprendre la route en direction de Mûr-de-Bretagne, puis emprunter la N 164 bis en direction de **Gouarec**. Après le carrefour avec la N 167, la route recoupe les schistes graphiteux à petits lits de quartzites du **Silurien supérieur (6)**. Cette formation contient *Monograptus roemerii* (**Ludlovien**).

Elle est riche en cubes et en lits de pyrite de quelques mm d'épaisseur. Les schistes contiennent une curiosité minéralogique, la *margarite (mica calcique)* qui est un minéral de métamorphisme. A la partie inférieure de cet ensemble s'observent des nœbles aplatis, siliceux, riches en pyrite (« sphéroïdes »).

A **Caurel**, prendre à gauche la D 111 en direction de **Kériver**. La route recoupe les **schistes siluriens** puis les **schistes ordoviciens**. Ces derniers sont fossilifères (*Neseuretus tristani*) à l'Est de **Kériver (7)**. Rejoindre la N 164 bis à la hauteur de la Chapelle St-Golven et reprendre la direction de Gouarec. Environ 1,5 km après avoir franchi la D 95 (direction de St-Gelven) s'engager sur la gauche dans un chemin rural qui conduit à une **vaste carrière en activité (8)**. Celle-ci est ouverte dans les quartzites de l'**Ordovicien inférieur** (exploités pour l'empierrement).

Cette formation est constituée par des quartzites blancs ou beiges à grain fin ou moyen légèrement micacés. Le sommet de la formation s'enrichit en intercalations de schistes gris foncé et passe progressivement aux schistes ardoisiers de l'**Ordovicien moyen**.

Revenir sur la N 164 bis et poursuivre vers l'Ouest en direction de Gouarec. Immédiatement après avoir franchi le ruisseau du **Daoulas**, tourner à droite et se diriger vers **Laniscat** par la D 44. La route suit la **vallée du Daoulas**, très encaissée en cet endroit. Elle recoupe les **schistes et quartzites du Gedinnien** (orientés Est-Ouest, pendage Nord environ 60°) identiques à ceux que l'on observera dans la vallée du Blavet. A l'entrée des **Gorges du Daoulas**, des **dalles de schistes mordorés** sont exploitées. Au Nord, sur la crête ouest qui domine la vallée, on peut observer le **contact concordant entre les schistes et les quartzites du Gedinnien** d'une part, et les **quartzites blancs ou ocres du Siegenien inférieur** d'autre part (9). Au Nord des Gorges du Daoulas, le relief devient beaucoup plus mou : la route pénètre dans un synclinal de schistes dinantiens.

Revenir sur la N 164 bis et se diriger vers Gouarec. La route, tracée sur les **schistes siluriens**, suit la **vallée du Blavet**. Au **Bonnet Rouge**, la vallée devient très encaissée : la route est bordée d'escarpements constitués par des **schistes durs pyriteux en dalles**, avec **petits lits de quartzites pyriteux**. Cette formation doit être rapportée au **Gedinnien**. Elle est l'équivalent latéral des « schistes et quartzites de Plougastel » connus dans le Finistère. Une **carrière en activité** permet d'observer les schistes durs exploités pour le dallage (10). Les couches présentent une direction Est-Ouest et plongent vers le Nord de 60° environ. Ces roches sont estimées d'une part en raison de leur résistance qui est due à la **présence de chloritoïde** (minéral de métamorphisme), d'autre part en raison de leur belle teinte mordorée, acquise tardivement lors de l'altération superficielle des cristaux de pyrite qu'elles contiennent.

Après avoir franchi le ruisseau du **Liscuis**, la route entaille les **schistes du Coblencien + Eifelien (?)**. Ceux-ci admettent quelques intercalations de **quartzites pyriteux**, de rares bancs de **sidérose** entièrement oxydés en surface, ainsi qu'un **banc calcaire** non visible à l'affleurement mais connu grâce à des travaux miniers.

A l'entrée de **Gouarec**, tourner à droite et emprunter la D 5. Quelques mètres au Nord du carrefour avec la N 164 bis, sur les flancs du talus de la route, s'observent des roches blanchâtres constituées par des phénocristaux de quartz et de feldspath dispersés dans une mésostase de muscovite orientée (11). Ces roches sont des **rhyolites épimétamorphosées**. Elles témoignent des manifestations volcaniques survenues au tout début du **Carbonifère (Dinantien)**.

## De Gouarec à St-Brieuc par Laniscat et St-Martin-des-Prés

Poursuivre par la D 76 en direction de **Laniscat**. La route entaille les schistes du **Dinantien**. A **Laniscat**, le **Dévonien** réapparaît à la faveur d'une structure anticlinale (**anticlinal de Laniscat-Merléac**). Prendre la D 76 en direction de **St-Mayeux**. La route suit une ligne de crête constituée par les **schistes et quartzites du Coblencien** qui affleurent sous forme de dalles déclinées. A environ 5 km à l'Est de Laniscat, s'engager à gauche sur un chemin empierré en direction des hameaux **Quelfenec** et **Kerigan**. De part et d'autre du chemin s'observent des **boules de plusieurs quintaux**, constituées par des **diabases** à grain grossier (12).

Ce sont d'anciennes roches hypovolcaniques - **des dolérites** - transformées par un léger métamorphisme général. Ces diabases contiennent actuellement les minéraux suivants : plagioclases entièrement transformés en albite + épidote, augite (plus ou moins rétomorphosée en trémolite-actinote), chlorite, ilménite.

En se dirigeant vers le Nord, le grain de ces roches diminue : on passe à des diabases à grain moyen ou à grain fin. Ces dernières ont donné lieu à une **industrie néolithique**. Un site d'extraction datant du néolithique existe à 400 m au Sud du hameau **Kerigan**. Dans les champs, aux alentours de ce site, s'observent de **nombreux éclats taillés**.

Reprendre la D 76 en direction de **St-Mayeux**. Avant d'arriver au village, s'engager dans la N 167 en direction de **Corlay**. Après 1 km, prendre à gauche un chemin rural qui conduit à la cote 316. Ce sommet (13) est constitué par des diabases verdâtres à grain très fin, schistosées. Ces roches sont

d'anciens basaltes (ou andésites) affectés par un léger métamorphisme général. Elles passent latéralement aux diabases observées précédemment. Elles contiennent les mêmes minéraux que ces dernières (excepté l'augite).

Reprendre la N 167 (direction de Mur-de-Bretagne), puis tourner à gauche en direction de St-Mayeux et Merléac. A 3 km à l'Est de St-Mayeux, emprunter la D 63 en direction de **St-Martin-des-Prés**. La route quitte l'anticlinal de Laniscat-Merléac et pénètre dans un **synclinal de schistes et gneiss dinantiens**.

A la faveur d'une seconde structure anticlinale (**anticlinal de la Butte St-Michel**), réapparaissent des **diabases à grain grossier** identiques à celles observées au Sud de Kerigan. Elles sont visibles sous forme de **grosses boules**, au hameau « **La Porte aux Moines** » (fig. 46).

S'engager sur le chemin rural qui conduit à la **Butte-St-Michel** (320 m). Ce sommet est constitué par des schistes durs avec petits lits de quartzites. On y observe en outre un **petit niveau à éléments volcaniques (quartz « rhyolitiques »)** riche en cristaux de **pyrite (14)**. De ce sommet, on aperçoit un **beau panorama** de la moitié orientale du Bassin de Châteaulin, limité au Nord par un ressaut (Granite de Quintin).

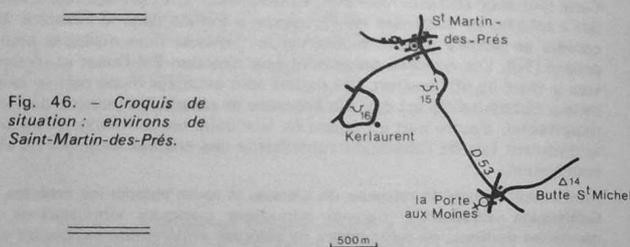


Fig. 46. - Croquis de situation : environs de Saint-Martin-des-Prés.

Emprunter la D 53 en direction de **St-Martin-des-Prés**. 500 m avant d'arriver au village, à l'amorce d'un virage, prendre sur la gauche un sentier qui conduit à une carrière abandonnée (15). Celle-ci est creusée dans des **kératophyres**. Ces roches sont de teinte gris vert clair. Elles possèdent une structure microlitique et sont constituées par du quartz, de l'albite, de la chlorite, et du feldspath potassique. A quelques dizaines de mètres au Nord, ces roches passent à des **kératophyres** plus riches en chlorite, puis à des **spilites**. Celles-ci possèdent une teneur en silice identique à celle des basaltes, mais en revanche sont beaucoup plus pauvres en calcium que ces derniers.

A l'entrée de St-Martin-des-Prés, prendre à gauche le chemin rural qui conduit à **Kerlaurent**. Avant d'arriver à ce hameau, à 1 km au Sud-Ouest du village, dans une carrière désaffectée, s'observent des roches volcaniques gris clair à beige clair, à grain fin, constituées par des **écharde de verre recristallisé (16)**. Ce sont d'anciens **tufs ponceux**.

Revenir à St-Martin-des-Prés et se diriger vers **Corlay** par la D 53 puis par la D 44. A environ 5 km à l'Ouest de St-Martin-des-Prés, dans un champ au Sud de la route, une carrière désaffectée est ouverte dans des **tufs volcaniques (17)** (fig. 45). Ceux-ci sont constitués par des éléments de **kératophyres** et de **spilites** dispersés dans une **mésostase** quartzo-phylliteuse. L'ensemble est très schistosé. Ces roches ont été engendrées par des projections volcaniques dans des vases argileuses.

A environ 1 km à l'Ouest, s'observent dans les champs des **fragments de poudingues** à éléments de quartzites dévoniens et à **mésostase** de chlorite et muscovite orientées (18). Ces poudingues témoignent d'une émergence consécutive à la « **phase bretonne** ». Reprendre la D 44 en direction du **Bodéo** puis la D 63 vers la **Harmoye**, et s'arrêter à **Cartravers (19)** où l'on exploite l'une des rares lentilles calcaires connues dans le Bassin de Châteaulin.

Le **calcaire de Cartravers** constitue une lentille de 500 m de long, pouvant atteindre 40 m de puissance. Les couches, de direction Est-Ouest plongent vers le Sud de 60° environ. Le calcaire est de teinte gris foncé ou parfois gris beige. Il est sillonné de veinules de calcite blanche. De belles tiges d'**encrines** s'observent dans la partie nord de la carrière. Ce calcaire très pur (il ne contient que des traces de dolomite et de pyrite) est exploité pour la fabrication de la chaux. Les fossiles qu'il renferme ne permettent pas de le dater avec précision. Cependant, à 4 km à l'Ouest dans le prolongement de la lentille de Cartravers, des calcaires silicifiés, situés au même niveau stratigraphique, ont livré des **Foraminifères du sommet du Viséen inférieur**.

Revenir en direction de St-Martin-des-Prés (D 63) puis emprunter à gauche la D 44 qui aboutit au Bodéo. A la sortie de ce village, tourner à droite et prendre la route de Merléac. Traverser le **Lac de Bosméléac**. La rive méridionale en direction du **barrage de Bosméléac** est constituée par des diabases qui contiennent un peu de **chalcopryrite** et de **pyrrhotite (20)**.

Retourner au Bodéo et emprunter la direction de **Lanfains**. Le village de **Lanfains** est bâti sur une **crête de schistes et quartzites dévoniens**. Les schistes sont chargés d'**andalousites** en raison d'un métamorphisme de contact provoqué par le **granite de Quintin**. Traverser le village et prendre la route **du Pas**. Franchir la voie ferrée. A une centaine de mètres au Sud de la chapelle du Pas, en bordure de la D 7, s'observent des **galeries de mines** en partie effondrées, **vestiges d'anciennes exploitations de fer (21)**. Le minerai (**magnétite, chlorite ferrifère, sidérose**) est entièrement oxydé à l'affleurement (**goethite**). Gagner Saint-Brieuc par la D 7 puis la D 778.

## ITINÉRAIRE 10

DE BREST A DOUARNENEZ

## ITINÉRAIRE 10 a

LA RADE DE BREST  
DE BREST A CHATEAULIN

L'itinéraire permet d'étudier essentiellement le Dévonien de la rade de Brest et d'observer quelques affleurements de Dinantien aux environs de Châteaulin. La majeure partie s'effectuant sur les estrans c'est-à-dire durant la basse mer, l'ensemble de l'itinéraire nécessite deux ou trois journées<sup>1</sup>.

### Cartes topographiques IGN

1/100 000 Brest, Châteaulin.

1/50 000 Brest, Le Faou, Douarnenez, Châteaulin.

### Carte Michelin 58

### Cartes géologiques

1/80 000 Brest, Châteaulin, Quimper.

1/50 000 Brest, Le Faou, Douarnenez, Châteaulin.

## Dépôts quaternaires de Bois de Sapin

Sortir de Brest par la D 33 (route de Châteaulin-Quimper). A 150 m, avant le pont Albert Louppe qui franchit l'Elorn, stationner à droite (petit parking). Un sentier permet d'accéder à la grève. En arrivant à celle-ci, le chemin débouche au niveau d'**intéressants dépôts quaternaires** (fig. 47). Sur les schistes du socle briovérien (1), s'observe une **plage ancienne (2)** à galets; elle est recouverte par un **head à matrice marron (3)** lui-même surmonté d'un ancien sol de teinte plus brune (4). La succession se poursuit par un **head plus clair (5)** que couronne un autre sol fossile (6) puis par un **head à matrice jaune (7)**, géliturbé que recouvre le sol holocène (8). Ce bel ensemble matérialise les vicissitudes climatiques du Würm.

1. Itinéraire rédigé par C. BABIN et A. PELHATE avec la collaboration de J.-R. DARBOUX, J. LE MENN, P. THONON. Illustrations d'Y. PLUSQUELLEC.

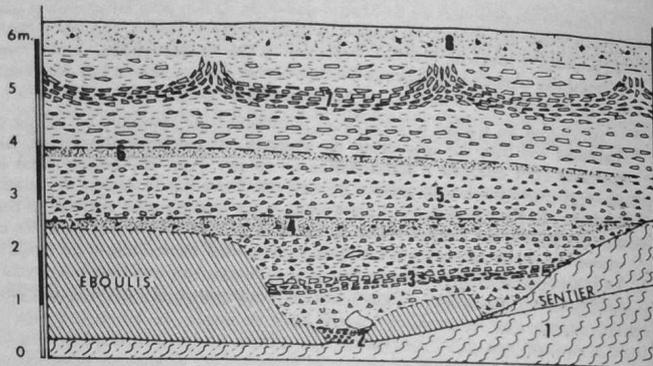


Fig. 47. - Coupe du Bois du Sapin (explication dans le texte)  
(d'après B. Hallegouët, in Penn ar Bed, 1973, 73).

## Le Dévonien de Plougastel-Daoulas

En franchissant l'Elorn, on dispose d'un vaste coup d'œil (il est interdit de s'arrêter sur le pont) sur la vallée de l'Elorn que borde au Sud la **crête des Quartzites de la Roche Maurice** (Grès Armoricain de l'Arenig). En amont, la ria de l'Elorn se poursuit en direction de Landernau. A droite, la rivière s'épanouit dans la partie septentrionale de la rade de Brest. Celle-ci s'ouvre sur la mer d'Iroise par l'étroit goulet de Brest (1 600 m) entre les **gneiss de la Pointe de Portzic** au Nord et les **hautes falaises de quartzites gedinniens de la Pointe des Espagnols** qui termine la presqu'île de Roscanvel, au Sud.

A 1 200 m après le pont, prendre à droite la D 33 a qui conduit au bourg de **Plougastel-Daoulas**, célèbre par son calvaire (1602-1604) dont on admirera les personnages en kersantite posés sur un socle de microgranite. Prendre, dans le bourg, à gauche de l'église, devant la mairie puis descendre à droite. Au carrefour suivant, à la sortie du bourg, prendre à droite (direction Camping de la Clé des Champs). Cette route mène à la **Pointe de l'Armorique**. On dispose de quelques échappées sur le paysage (Menez Hom au loin à gauche). A 7 km de la sortie du bourg, emprunter à droite (au niveau d'une croix dite « Croix de la Libération ») une route qui conduit au village de Larmor que l'on traverse; le chemin est carrossable jusqu'à la grève de Larmor. Depuis cette grève, fermée au Nord par la Pointe du Caro et au Sud par celle de l'Armorique, on dispose d'une vue sur Brest, le Portzic (Centre Océanologique de Bretagne) et la côte orientale de la presqu'île de Roscanvel.

## La Pointe du Caro : tectonique dans le Dévonien

Longer la plage en direction du N.-W. pour atteindre la Pointe du Caro (ou Pointe de Kernié). L'étude de cette coupe s'effectue en revenant sur ses pas, soit du N.-W. vers le S.-E. L'extrémité de la pointe est formée par les **Schistes et Quartzites de Plougastel**. Ceux-ci passent vers le Sud, après un épisode schisteux de quelques mètres, à des bancs massifs de quartzites qui constituent la base des **Grès de Landévennec**.

Cette succession appartient au flanc Sud d'un anticlinal orienté N. 50° E. environ. Cet ensemble est recoupé par un filon de kersantite épais de 2 m environ, colmatant une fracture faiblement pentée vers le N.-N.-W. (fig. 48). Vers le Sud, cette succession de schistes et de quartzites est brutalement interrompue par une faille subverticale, orientée N. 45° E., et qui la met en contact avec un ensemble schistogréseux comportant quelques passées calcaires. Il s'agit de la formation de la **Grauwacke du Faou**. Celle-ci est affectée de plis métriques à décimétriques dont les axes sont orientés entre N. 70° et N. 80° E., et plongent de 20 à 30° vers l'Ouest. Les structures sont nettement déjetées ou même déversées vers le Sud, et les anticlinaux présentent un flanc nord à pente faible, et un flanc sud très raide, la dissymétrie allant même jusqu'à l'apparition de flancs inverses. Le plan axial de ces plis est matérialisé par une schistosité très évidente, orientée entre N. 40° et N. 70°, et inclinée au Nord de 60° en moyenne. Des failles directionnelles, à fort pendage, tronquent ces structu-

res; elles manifestent sans doute l'existence de cisaillements parallèles aux flancs sud, très redressés. A ces plis de dimensions décimétriques à métriques se superposent des petites structures, décimétriques à métriques, décrites sous le terme de «*cross-folding*» (Renouf), et qui témoignent d'un second serrage dans une direction sensiblement parallèle à l'axe des premiers plis. Il en résulte un gaufrage de leurs flancs en une succession de replis transverses, subméridiens, parfois accompagnés d'une nouvelle schistosité, très grossière. L'axe de ces structures surimposées présente un plongement d'intensité variable, fonction du pendage des flancs sur lesquels elles se sont formées. L'extrémité sud de cet affleurement permet encore d'observer **deux filons de kersantite**, décimétriques, injectant des fractures à pendage nord.

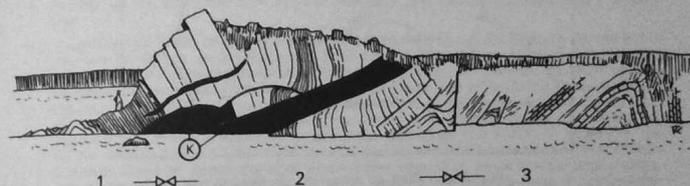


Fig. 48. - Pointe du Caro en Plougastel-Daoulas. Côté Sud.  
1. Schistes et quartzites de Plougastel. - 2. Grès de Landévennec. - 3. Grauwacke du Faou.

## La côte septentrionale de la Pointe de l'Armorique : le Siegenien

Dans l'angle S.E. de la grève de Larmor, affleurent des calcaires et des schistes bleus. Cette formation dite «*Schistes et Calcaires de l'Armorique*», attribuée au **Siegenien moyen**, se poursuit jusqu'au-delà du petit môle de Porsmeur. On peut y recueillir des Bryozoaires (Fenestellides dont *Hemistrypa*), des Tabulés (Favositidés), des Brachiopodes (Spiriférides notamment); des écailles de Poissons peuvent être extraites de ces calcaires. Au-delà du môle, un banc contient de nombreux Bivalves Paléotaxodontes. Les intercalations schisteuses deviennent plus puissantes mais certaines surfaces de bancs calcaires sont intéressantes par de *belle figures de bioturbation* et la partie supérieure de la formation représente un *biostrome* à *Tabulés et Stromatoporoides*.

Au-dessus, la sédimentation argileuse devient importante et l'on passe à un ensemble de schistes et de grauwackes de décalcification correspondant à une autre formation, celle de la **Grauwacke du Faou**, rapportée au **Siegenien supérieur**. On y récoltera des Tabulés (*Pleurodictyum problematicum*...), des Brachiopodes (*Uncinulus subwilsoni*; Chonetides...); au pied du fort qui couronne la falaise, un banc grauwackeux contient des fossiles remarquables par leurs grandes dimensions (banc des monstres): *Acrospirifer primaevus*, *Leptaenopyxis kerfornei*, *Athyris undata*, *Strophodonta* sp....

En poursuivant vers la pointe, on observe deux beaux **filons de kersantite** qui offrent une spectaculaire **altération en boules**.

## Keraménez (fig. 49)

Reprendre la route vers Plougastel-Daoulas. A 2 km après la « Croix de la Libération », emprunter à droite la route de St-Adrien. La descente est sinueuse, face à la crête de Keraménez qui est de l'autre côté de la rivière de l'Auberlac'h. Au premier stop, prendre à droite et suivre ensuite la direction Keraménez. La route traverse le village de St-Guénolé au fond de la rivière de l'Auberlac'h puis tourne à droite, 1 500 m après le stop. Stationner au sommet et se rendre à la table d'orientation de Keraménez (altitude de 79 m) d'où l'on dispose d'un **beau panorama**. On est situé ici sur les **Schistes et Quartzites de Plougastel** qui constituent également l'ossature de la longue échine de l'Armorique visible immédiatement au Nord. Remarque, à droite du petit port de l'Auberlac'h, un **beau poulier** (voir plus loin). Noter aussi vers l'Ouest l'**Île Longue** (laccolithe de microgranite), l'**Île des Morts** également microgranitique, **Roscanvel**, **Camaret**. Au Sud, situer **Telgruc** (it. 10b), le **Menez Hom**, monadnock de Grès Armoricain aux longues croupes arrondies, les **Îles du Bindy** dans la rade. A l'Est, la vue porte sur la Montagne d'Arrée (it. 6).

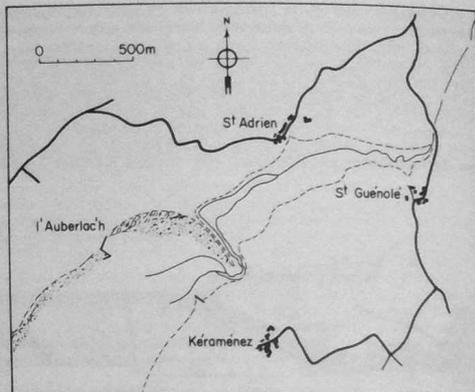


Fig. 49. - Plan de situation de Keramenez en Plougastel-Daoulas.

Descendre en voiture (chemin carrossable) ou à pied par le sentier vers le rivage de Keramenez. En effectuant la descente à pied, on découvre progressivement l'extrémité du **poulier de l'Auberlac'h**. Ce sillon est une flèche de 370 m de long barrant presque totalement l'anse puisque l'extrémité de ce promontoire de galets vient se loger jusque dans la rive méridionale. Derrière ce poulier intérieur, une autre accumulation graveleuse, plus courte, plus basse et aplatie borde le chenal sinueux entretenu par un violent courant de marée (fig. 50).

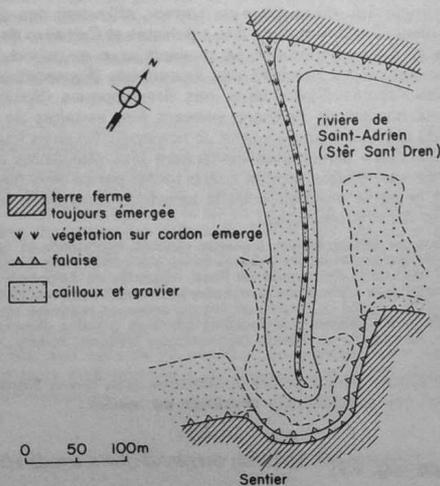


Fig. 50. - Le poulier de l'Auberlac'h en Plougastel-Daoulas.

En se dirigeant vers l'Ouest sur la grève, on observe, en direction, des bancs de quartzites et de grès roux (Formation du Grès de Landévennec) qui livrent localement des Mollusques Bivalves (*Leiopteria*, *Grammysia*) et Céphalopodes orthocônes (*Ormoceras*).

### Le Dévonien supérieur à Porsguen

Revenir vers le bourg de Plougastel-Daoulas par Saint-Guérolé. En atteignant l'entrée du bourg, prendre immédiatement à droite et suivre la direction fléchée Porsguen. La petite anse de Porsguen, fermée par deux petits éperons microgranitiques, expose des schistes noirs (Formation de Porsguen) correspondant au *Dévonien supérieur*. Un aspect typique en sera exami-

miné en se dirigeant vers la partie orientale de l'anse, puis au-delà du filon de la pointe, en suivant sur quelque 500 m les falaises de l'anse de Penfoul.

Les Schistes de Porsguen sont des schistes kërabitumineux, très noirs, à mauvais débit; leur extrême incompetence les a impliqués dans des écrasements et des décollements. De nombreux petits plans de cisaillement et fentes de tension sont cicatrises par de la **pyrophyllite** (minéral blanc, tendre, voisin du talc). Les fossiles se rencontrent dans des nodules argileux ou silico-pyriteux que l'on pourra notamment récolter sur la grève après dégagement par la mer. Ils indiquent que ces faciès correspondent au Frasnien et au Famennien inférieur. La faune comporte uniquement des organismes pélagiques (Goniatites : *Tornoceras*, *Cheiloceras*, *Bactritides*, *Nautioides orthocônes*) ou pseudoplanctoniques (Bivalves : *Buchiola*, *Posidonia venusta*,...); cela suggère des fonds mal aérés, inhospitaliers pour le benthos. La présence de fragments de Végétaux (*Protolpidodendron*, *Lepidodendropsis*) confirme la proximité du littoral, ce qui s'accorde bien avec le caractère régressif de cet ensemble néodévonien.

Le filon qui forme la pointe orientale de Porsguen et qui est exploité en une petite carrière au-dessus de la falaise est extrêmement fracturé et disloqué par suite des compétences différentes de ce matériel et des schistes bitumineux. La roche est une **microdiorite quartzique, holoalucocrate**. Aphanitique, elle offre quelques rares phénocristaux millimétriques de quartz xénomorphe, de plagioclases sodiques (An 10) et de biotites partiellement chloritisées ou totalement décolorées. La mésostase est microgrenue, presque felsitique et comporte de l'albite (An 5-10), du quartz et une trame de mica blanc. Ce filon est recoupé par un filon de kersantite sombre altérée. D'autres filons de kersantite sont observables vers l'Est, au-delà d'un petit marais, auprès du village de Ty ar Moal. La roche, sombre, est microgrenue, à « phénocristaux » de biotite et de pyroxène altérés et avec une pâte de plagioclases calciques en disposition radiale, de chlorite, de biotite et de quartz.

### La kersantite de Kerzanton

Remonter vers Plougastel-Daoulas; à 1 500 m environ, prendre à droite vers Loperhet par la Chapelle Saint-Claude. Quelques affleurements de schistes gris dans les talus de la route sont attribués au Dévonien moyen sans preuve paléontologique dirimante. Franchir un petit croisement en suivant la direction Véniec-Bourg. On atteint ce dernier face au mur du cimetière. Descendre à droite et suivre la direction de Kerzanton. Stationner à l'entrée du village; un chemin conduit sur le côté nord de la petite presqu'île de Kerzanton. On observe là de nombreux blocs qui seuls témoignent des anciennes exploitations de la **kersantite**.

Rendue célèbre par les calvaires bretons, cette roche, appelée kersanton du nom de ce village, puis kersantite (Delesse, 1850), est une roche grenue, mésocrate, c'est un lamprophyre, constitué d'une trame de biotites enserrant des lattes de plagioclases calciques, de hornblendes épigénisées, de la calcite, de l'apatite, des opaques et un peu de quartz.

Suivre la route jusqu'à la grève. On trouve de nouveaux filons de kersantite dans les schistes dévoniens; la roche qui acquiert une teinte brune sous l'effet de l'altération offre des débits en boules écailleuses.

### Le Frasnien de Kerzanton-Rostiviec

Cheminer sur la grève vers l'Ouest. On retrouve des schistes carburés (Formation de Porsguen) jusqu'à 700 m environ de la pointe. Au-delà, on peut examiner sur quelques 1 200 m, les faciès du **Frasnien inférieur**. L'ensemble, extrêmement fracturé, présente des schistes à nodules noirs silicieux et des grès localement psammitiques. La faune y est très rare. Quelques bancs argileux situés juste avant la pointe de Rostiviec (formée aussi d'un filon de kersantite) permettent de recueillir quelques Brachiopodes (*Mucrospirifer gr. bouchardi*, *Productella subaculeata*,...) et Bivalves (*Nuculites*, *Phestia*...).

### Le microgranite du Roz

Reprendre la voiture et retourner sur Loperhet. Au niveau du cimetière, monter à droite et prendre l'ancienne nationale (C D 770) à droite. Eviter la voie express N 170 en empruntant à droite, juste avant d'y parvenir, une petite route qui lui est subparallèle. Cette route monte sur une crête constituée de **Schistes et Quartzites de Plougastel** et l'on jouit, dans la descente vers la rivière de Daoulas, de belles échappées sur la rade de Brest à droite, sur la Montagne Noire au Sud et sur les Monts d'Arrée à gauche.

Dans Daoulas, prendre à droite immédiatement après le petit pont, longer le fond de la rivière et poursuivre vers Logonna-Daoulas. Juste après la pancarte d'entrée dans ce bourg, tourner à droite pour descendre jusqu'aux car-

rières du Roz. Celles-ci sont ouvertes dans un gros filon à pendage faible dont on voit le « mur » de schistes noirs (Schistes de Porsguen du Dévonien supérieur) dans la partie ouest de la grande carrière.

Cette belle roche jaune, à dépôts brunâtres en cernes concentriques est appréciée dans la région (Eglise Saint-Louis de Brest, etc.). Il s'agit d'une **microdiorite quartzique porphyrique, hololeucocrate**. Les phénocristaux sont des quartz automorphes corrodés, des plagioclases sodiques damouritisés et de rares micas blancs provenant d'anciennes biotites. La mésostase est constituée de microcristaux xénomorphes de quartz, de plagioclases sodiques et d'une trame secondaire de petits micas blancs; des plages carbonatées occupent les interstices.

### La « kersantite claire » de l'Hôpital-Camfrout

Revenir au bourg de Logonna-Daoulas; tourner à droite puis immédiatement à gauche (face à un petit calvaire qu'encadrent deux châtaigniers). Cette route conduit à l'**Hôpital-Camfrout**. Dans la traversée de ce bourg, prendre à droite avant le pont; on débouche sur une place avec parking, continuer derrière la poste. Un chemin conduit à une exploitation récemment reprise de « **kersantite** » claire dans de volumineux corps filoniens.

La roche grenue, gris-clair, presque leucocrate présente des plagioclases entourés de feldspaths potassiques. La biotite est toujours chloritisée, la hornblende rare, les quartz xénomorphes abondants; calcite et allanite en sont des éléments plus originaux. Les enclaves de quartz sont communes. Des passées et filonnets pegmatitoïdes offrent des rosettes décimétriques de biotite chloritisée, des gerbes presque centimétriques d'épidote et divers sulfures.

### Tibidy : panorama et Dévonien moyen

Revenir au bourg de l'Hôpital-Camfrout. Franchir la rivière. Prendre à gauche immédiatement devant l'église (réalisée en kersanton). Suivre la direction Tibidy. Stationner sur la digue qui consolide le tombolo réunissant l'île au rivage.

On bénéficie d'un panorama sur la partie méridionale de la rade de Brest. Vers l'Ouest, à droite, la pointe du Bindy en Logonna-Daoulas se prolonge par deux îlots derrière lesquels se discerne l'île Ronde plus lointaine. La presqu'île de Roscanvel ferme l'horizon; en avant d'elle, à gauche, la pointe de Lanvéoc avec son fort. Au Sud, face à Tibidy, le petit bourg de Landevennec est construit sur un promontoire qui masque l'embouchure de l'Aulne. De l'autre côté de la digue, l'anse de Keroullé s'ouvre entre Tibidy et la pointe de Gluziau.

Descendre sur la grève pour aller examiner sur les côtés ouest et sud de l'île un ensemble de **schistes et de grès souvent psammitiques** qui constituent la majeure partie de Tibidy. Cette sédimentation détritique du **Couvinién** est assez hétérogène; la **bioturbation** y est parfois intense; quelques Brachiopodes (*Chonetes* sp., *Schizophoria* sp...) et Tabulés (*Procteria*) peuvent y être récoltés.

### Perros : Dévonien inférieur aux environs du Faou

Regagner l'Hôpital-Camfrout et prendre à droite au pont, la route du Faou. A 3 km environ, tourner à droite en direction de « Pointe Glugeau – la Mer ». A 1 km de ce croisement, dans la montée au-delà du village de Perros, un bel affleurement à gauche permet d'observer la « **Grauwacke du Faou** » d'âge *Siegenien supérieur* à *Emsien inférieur*. On récolte dans cet ensemble de schistes et de grauwackes de décalcification de nombreux Brachiopodes (*Brachyspirifer* gr. *carinatus*, *Meganteris* sp., Chonétides, *Uncinulus*...).

### La grève de Lanvoy : le Couvinién (fig. 51)

Poursuivre la route vers Lanvoy. A 1 700 m, suivre à droite la direction de Lanvoy puis, au bas de la descente, tourner à droite (direction Lopoyen) pour stationner à 150 m de là près de la Chapelle de Lanvoy. La coupe offerte par les falaises et l'estran, entre Lanvoy et la Pointe de Gluziau vers l'Ouest, permet d'examiner **divers faciès du Couvinién**. L'ensemble est extrêmement fracturé et la succession stratigraphique s'en trouve perturbée.

Près du chemin menant à la chapelle à la grève (1) quelques schistes grauwackeux livrent *Paraspirifer cultrijugatus*, *Chonetes* sp., *Eodevonaria* sp... La première petite pointe est constituée de grès micacés qui s'altèrent en boules (2); la faune, peu abondante, comporte des Tabulés (*Pleurodictum* sp.), des Brachiopodes (*Glossinulus mimicus*, *Leptaena rhomboidalis*, *Strophodonta* sp., *Schizophoria* sp., etc.). A 200 m plus loin s'observe un niveau de schistes jaunâtres à nodules noirs, souvent pyriteux (3). Dans les schistes on peut recueillir quelques Brachiopodes (*Leptaena rhom-*

*boidalis*, *Douvillina* sp., Spiriférides, Chonétides...) tandis que les nodules livrent parfois de petits Bivalves (*Buchiola digitata*, *Nuculites posthumus*...).

La petite pointe qui suit immédiatement expose des alternances de schistes noirs et de grès fins micacés (4) identiques par leur granulométrie hétérogène et l'abondance des figures de bioturbation à ceux observés à Tibidy. On peut y récolter *Procteria granulifera*, *Euryspirifer* sp., *Schizophoria* sp., des Chonétides, des Tentaculites, etc. A une centaine de mètres affleurent sur l'estran des schistes noirs à nodules et petits bancs calcaires. La faune est constituée surtout de Mollusques Bivalves (*Nuculites*, *Panenka*...), Céphalopodes (*Arthrophyllum vermiculare*, *Anarcestes* sp., *Agoniatites*...), de Trilobites (*Otarion* sp., *Greenops struvei*, *Phacops*...), de Tentaculites, tandis que les Brachiopodes (*Plectodonta minor*, *Chonetes* sp., *Cyrtina heteroclitia*...) sont plus rares.

A la pointe de Gluziau (6) on retrouve les schistes et grès micacés déjà examinés en (4).

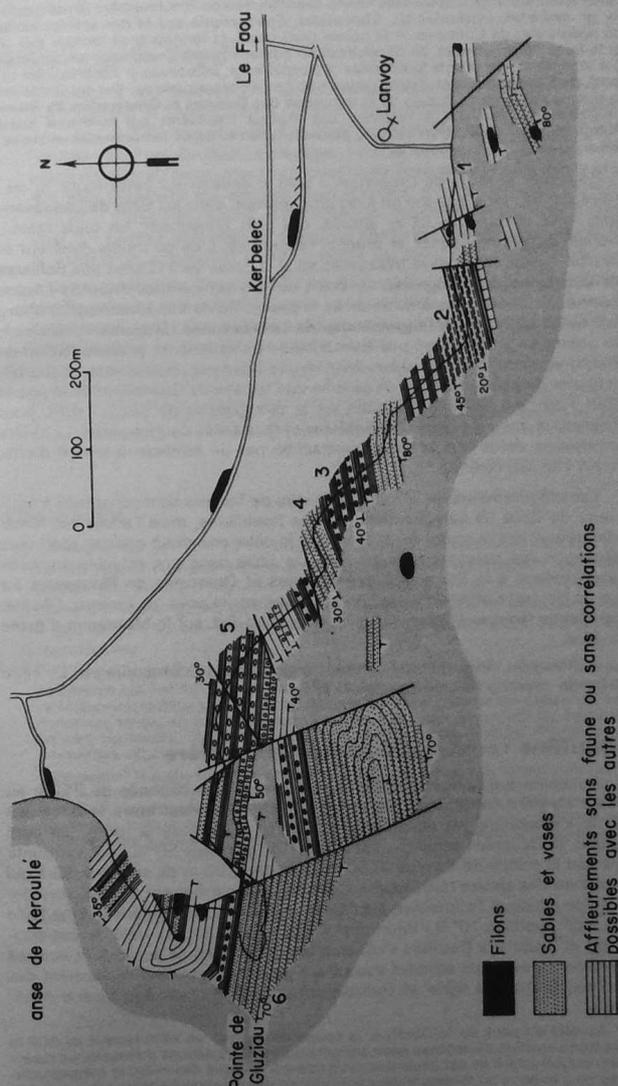


Fig. 51. - Affleurements du Couvinién de la grève de Lanvoy en Le Faou (légende dans le texte). (d'après P. Morzadec, in Bull. Soc. Géol. et Min. de Bretagne, 1968, carte hors texte).

## Le Dévonien inférieur des environs de Rosnoën. Ile d'Arun

Reprendre la route vers **Le Faou**. Dans ce bourg pittoresque, suivre la direction Crozon-Morgat (N 791). On peut, au passage, lorsque la route frôle le rivage, admirer *le schorre à chenaux de marée hiérarchisés et méandriformes* qui s'est établi derrière un *poulier intérieur* barrant en partie la rivière du Faou. A 4 km du bourg, prendre à droite une petite route indiquée « les Salles ». Au bas de la descente, à 500 m tourner à gauche; à 1 000 m, on atteint la grève de Prioldy, face à l'île d'Arun. Un petit tombolo, immergé en grande marée est établi à l'abri de l'île, c'est-à-dire subparallèlement à la force formatrice. Gagner l'îlot.

Dans la falaise, à l'Ouest et au Nord-Ouest de l'île, affleurent des grès micacés et des grauwackes de décalcification appartenant à la formation de la **Grauwacke du Faou** (Siegenien supérieur à Emsien inférieur). Les couches situées sur le côté ouest renferment de nombreuses valves désarticulées de Brachiopodes (*Brachyspirifer* gr. *carinatus*, *Uncinulus* sp., Chonetides, *Schizophoria* sp.) et des articles isolés de pédoncules de Crinoïdes. A la pointe nord-ouest, la formation se termine par un gros banc de grauwacke de décalcification contenant une association caractérisée par la présence de grands Spiriféridés (*Acrospirifer* gr. *primaevus* et *Fimbrispirifer triggeri*), de Strophoménidés (*Leptaenopyxis* sp.) et d'*Eodevonaria* sp. Cet ensemble est surmonté par la partie basale de la formation des **Schistes et Grauwackes de Reunar-C'hrank** appartenant à l'Emsien. Les niveaux fossilifères ont livré une faune composée de Trilobites, de Tabulés pleurodictyformes et de Tétracoralliaires solitaires.

Regagner la route de Crozon. A 2 500 m environ sur cette route, la rectification fournit à gauche un long affleurement dans les **Grès de Landévennec**. Très ferrugineux ici et altérés, ces grès constituent un talus raviné, bariolé de teintes jaunes et rouges. Le grès est plus ou moins cohérent et fournit quelques Bivalves (*Nuculites* sp...), il passe vers l'Ouest aux **Schistes et Quartzites de Plougastel**. Le point de vue sur l'embouchure de l'Aulne permet de situer, face à notre arrêt, la presqu'île de Landévennec. Le bourg est établi au N.-E. sur la **grauwacke de Landévennec** (Siegenien supérieur); la pointe se prolonge en une petite flèche de cailloux et graviers (Sillon du Pal) dont l'extrémité est rehaussée vers le Nord par un mouvement tourbillonnaire du courant de flot. A gauche de l'abbaye de Guérolé et de la pointe Pen Forn, les falaises abruptes de la rive gauche de l'Aulne sont, pour l'essentiel, creusées dans les **Schistes et Quartzites de Plougastel**. La rivière contourne enfin une île basse, rattachée par un tombolo à la rive droite, c'est l'île de Térénez.

Les affleurements de la route au niveau de Térénez sont constitués à nouveau de **Grès de Landévennec**, parfois fossilifères, mais l'accès est rendu dangereux par la route. Au sommet de la côte, prendre à gauche, la VI vers Rosnoën. Le haut talus de gauche est taillé dans des schistes sombres appartenant à la Formation des **Schistes et Quartzites de Plougastel**. La route de crête offre de *belles perspectives* sur le pont de Térénez, l'Aulne, le Menez Hom et la Montagne Noire au Sud-Est, sur la Montagne d'Arrée à l'Est.

A Rosnoën, après l'église, tourner à gauche pour descendre sur Le Faou afin de prendre la voie express N 170.

## La Douffine : contact Dévonien-Carbonifère

Continuer par la voie express N 170 jusqu'à une distance de 250 m au Nord du pont sur la Douffine. A cet endroit, le **contact entre le Dévonien et le Carbonifère** est observable de part et d'autre de la route. Du côté ouest, le Dévonien schisto-gréseux (N. 110° pendage 50° S.) est surmonté par un lit mince de rhyolite (0,50 m) puis par 0,50 m de schistes noirs qui ont livré des spores (*Lycospora*). Ces dernières permettent de leur attribuer un âge maximal Tournaisien supérieur – base du Viséen inférieur. Une faille (N. 50° pendage 70° S.) interrompt cette succession. Au-delà de cet accident et jusqu'à la Douffine s'observe une alternance de schistes et wackes feldspathiques. Ces schistes associés à un banc carbonaté renferment des spores *Raistrickia nigra* et *Densosporites*, indiquant un âge Viséen supérieur.

Au-delà du pont sur la Douffine, la coupe débute par un affleurement de 500 m environ constitué de *schistes noirs* admettant des intercalations gréseuses. Le caractère polystructuré de cet ensemble est évident à l'échelle des micro et mésostructures, on y observe au minimum deux épisodes de déformation. Le plus ancien se mani-

este par la présence d'une schistosité très fine, oblique à la stratification, mais les plis synschisteux ne sont pas visibles. Cette schistosité est déformée par des plis en chevrons d'amplitude centimétrique à métrique et orientés entre N. 80° et N. 100° E. En direction du S.-E. jusqu'à l'échangeur avec la N 787 (Châteaulin – Pleyben) le tracé de la voie express a dégagé une succession d'affleurements dans lesquels le **Carbonifère présente des rythmes sédimentaires**. Ces derniers sont composés de wacke homogène (banc de 60 à 70 cm de puissance parfois) très riche en plantes flottées, de wacke plus fine à minces stratifications entrecroisées, de niveaux laminites (schistes noirs avec lits centimétriques de silts) et de schistes noirs.

Ces schistes et wackes en succession normale appartiennent au *flanc nord d'un pli anticlinal* décamétrique à hectométrique orienté entre N. 130° et N. 140° E. et dont l'axe se situerait vers le Sud. La schistosité associée à ce pli est orientée en moyenne N. 135° E. et son pendage de 60° à 70° au Nord révèle un déversement de la structure vers le Sud. La linéation d'intersection schistosité – stratification parallèle à l'axe de la mégastructure ne présente jamais des plongements dépassant 15°. On ne note plus dans ces affleurements l'intervention de tectoniques superposées, excepté l'induction de flexures et de chevrons très localisés à proximité d'accidents cassants.

## Calcaire de St-Ségal

Quitter la voie express 170 au niveau de l'échangeur avec la N 787, prendre à gauche et l'emprunter à nouveau en direction de Brest. A l'échangeur avec le CD 770, prendre en direction de **Pont-de-Buis**. Continuer jusqu'à l'entrée de Pont-de-Buis, s'engager vers la droite, sur l'itinéraire fléché stade municipal, emprunter le premier chemin en terre situé à droite jusqu'à son aboutissement aux anciens fours à chaux. Prendre ensuite, à droite, le chemin d'accès à la carrière, à la hauteur du four à chaux (schéma d'orientation). La carrière exploitée au début du siècle est actuellement envahie par la végétation, cependant certains fronts de taille sont accessibles.

Cette carrière du **Champ de Tir ou du Poul-Du** entame la plus importante **lentille calcaire interstratifiée** dans les schistes noirs viséens visibles dans le chemin d'accès. Ces calcaires, d'âge viséen supérieur, contenant 95 % de CO 3 Ca, sont bréchiques ou bioclastiques.

Les macrofossiles signalés par Milon sont : *Productus semireticulatus*, *Athyris ingens*, *Spirifer ovalis*, *Productus martini*, *Productus latissimus*, *Productus scabriculus*, *Spirifer striatus* et *Lithostroton irregulari*. Le microbio comprend des Foraminifères : *Archaeodiscus* cf. *krestovnikovi*, *Archaeodiscus chernousovensis*, *Endothyra similis*, *Vissariotaxis compressa* et des Algues : *Solenopora dianantina*, *Gardwoodia gregaria* et *Koninkopora inflata*.

## Châteaulin

Revenir sur le CD 770 et tourner à gauche en direction de Châteaulin. La ville de Châteaulin est établie sur les **schistes viséens** (ou **Schistes de Châteaulin**) entaillés par un méandre encaissé de l'Aulne. La rive escarpée domine d'une vingtaine de mètres le cours de la rivière. Le tracé du méandre a peu évolué au cours des temps et paraît commandé par des accidents tectoniques.

Les « **Schistes de Châteaulin** » présentent, sur le bord sud du bassin, des **veines ardoisières** qui ont été exploitées en un certain nombre de points sur la commune de Châteaulin, parfois souterrainement; actuellement il est possible d'observer de très nombreux terrils, en particulier rue Graveran. Les ardoises sont fines, homogènes, souvent pyriteuses, constituées de quartz, séricite, rutile, chlorite et graphite. Des empreintes végétales (*Rhodea*) peuvent s'y rencontrer.

Emprunter la ruelle située entre les numéros 20 et 22 du quai Carnot, puis l'escalier situé à gauche. On accède par un chemin en sous-bois à l'hospice (demander à la direction l'autorisation de circuler dans la propriété). *De nombreux affleurements sont disséminés le long de l'allée d'accès et dans les bois*. Ils permettent d'observer les schistes noirs ardoisières associés à des wackes et à des laminites grés-argileuses.

## ITINÉRAIRE 10 b

### PRESQU'ÎLE DE CROZON ET BAIE DE DOUARNENEZ (DE CHATEAULIN A CHATEAULIN)

Cet itinéraire permet de visiter les séries paléozoïques de la presqu'île de Crozon dont les falaises souvent élevées ne sont parfois accessibles qu'à mer très basse et le Briovérien de la baie de Douarnenez. Il convient de consulter les horaires de marées et d'éviter de s'aventurer par trop dans des zones qui sembleraient dangereuses. L'ensemble du parcours décrit ici nécessite donc, en réalité, plusieurs journées. Ces précautions prises, le visiteur sera sensible à l'intérêt du véritable musée géologique que constitue cette presqu'île de Crozon dont « l'extrémité figure, sur la carte, comme la patte palmée de quelque fabuleux oiseau des mers antédiluviennes » (G. Toudouze, 1890) <sup>1</sup>.

#### Cartes topographiques IGN

1/100 000 Brest, Châteaulin

1/50 000 Brest, Le Faou, Douarnenez, Châteaulin

#### Carte Michelin 58

#### Carte touristique de la Presqu'île de Crozon

1/50000, coll. Rivages, n° 23, éd. Quémé

#### Cartes géologiques

1/80 000 Brest, Châteaulin, Quimper.

1/50 000 Brest, Le Faou, Douarnenez, Châteaulin.

#### Carte sédimentologique sous-marine

1/100 000 Brest.

### Panorama du Menez-Hom

Sortir de Châteaulin par la N 787, vers Crozon. La route, pittoresque, atteint, à 11 km, **Sainte-Marie du Menez-Hom** (joli enclos paroissial). A 1 500 m, prendre à droite la D 83 qui escalade les pentes du Menez-Hom dont les croupes arrondies correspondent à un **monadnock de Grès armoricain**. Une table d'orientation permet de bénéficier pleinement du vaste panorama dont on dispose par temps clair.

### La côte de Landévennec : Dévonien et Quaternaire

Redescendre à la N 787 et poursuivre sur 8,5 km jusqu'à la D 163 que l'on prend à gauche pour traverser **Argol** (robuste arc de triomphe de 1659 avec statue équestre du roi Gradlon).

– **Le Grès de Landévennec**. Continuer, à gauche de l'église, par la D 60 qui franchit la N 791 aux Quatre Chemins et conduit à Landévennec. En parvenant à ce bourg, prendre à gauche et stationner au fond de l'esplanade qui suit l'église. Descendre sur la grève et cheminer vers l'Ouest.

La formation observée dans la falaise est celle du « **Grès de Landévennec** », la localité-type correspondant à cette station depuis les travaux de Barrois (1877). Les bancs de grès quelquefois peu cohérents, quelquefois quartziteux, alternent avec quelques épisodes silteux. La faune, peu abondante, comporte surtout des Mollusques Bivalves (*Leiopteria*, *Grammysia*, *Nuculites*...) et Céphalopodes (Nautiloïdes orthocônes); les Brachiopodes (*Platyorthis monnieri*...) sont plus rares.

– **Quaternaire du Loc'h**. Reprendre la D 60; à 3,5 km de Landévennec, emprunter à droite une petite route qui descend au Loc'h. L'arrêt permet d'examiner tout d'abord des **pouliers en chicane** qui constituent le plus beau dispositif de ce type en rade de Brest (fig. 52). La flèche la plus ancienne est celle de l'Est, couverte de végétation; sa construction n'a été qu'un épisode passager tandis que la flèche occidentale est encore alimentée par la migration d'Ouest en Est de matériaux.

1. Itinéraire rédigé par C. BABIN et J. R. DARBOUX avec la collaboration de C. LE CORRE, P. MORZADEC, P. THONON. Illustrations d'Y. PLUSQUELLEC.

Cheminer sur la grève vers l'Est. La falaise est constituée des **Schistes et Quartzites de Plougastel (Gedinnien)** mais les glissements de terrain sont nombreux. A 300 m environ, dans un léger rentrant de la falaise, s'observe une **grève litée**; interprétées comme formation de versant d'origine périglaciaire, les grèves montrent des alternances de lits à plaquettes sans matrice fine et de lits plus fins avec une matrice plus ou moins abondante. Ce type de structure paraît exceptionnelle en Bretagne (Guilcher & Moign).

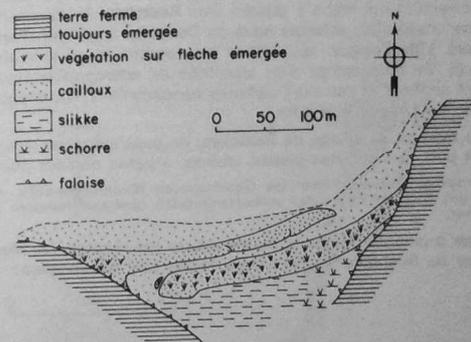


Fig. 52. – Pouliers en chicane au Loc'h.

A l'Ouest du Loc'h, immédiatement au-delà de la flèche occidentale, la falaise expose une succession de plis dans les **Schistes et Quartzites de Plougastel**; l'un d'eux montre une disharmonie spectaculaire (fig. 53). En poursuivant vers l'Ouest, sur la grève, on peut observer une autre grève litée puis jusqu'à la pointe de Lomergat, une calme succession dans les Schistes et Quartzites.



Fig. 53. – Le Loc'h : disharmonie dans les Schistes et Quartzites de Plougastel.

### Le Dévonien inférieur de Lanvéoc

Rejoindre la D 60, revenir à la D 791 et poursuivre en direction de Crozon jusqu'à Tal-ar-Groas où l'on se dirige à droite vers **Lanvéoc**. Dans ce bourg, prendre à droite derrière l'église et descendre jusqu'à la grève. Sur celle-ci se diriger vers la gauche en direction de la pointe de Lanvéoc. Après une zone d'éboulis qui masque les Schistes et Quartzites de Plougastel, la **base des Grès de Landévennec** (membre des Quartzites de Kerdaniel) est représentée par de gros bancs quartziteux sur une vingtaine de mètres. Les faciès gréseux qui leur succèdent comportent quelques épisodes argileux et présentent des stratifications entrecroisées et des figures de bioturbation. Un banc de calcaire bleu à nombreux débris de Brachiopodes s'y intercale.

La faune des grès comporte des Brachiopodes (*Platyorthis monnieri*, *Douvillina*, *Camarotoechia*, *Schizophoria*...), des Bryozoaires, des Tentaculites, des coloniales de Crinoïdes, des Trilobites (*Acastella*), quelques Bivalves (*Grammysia*). Au-delà

d'une faille qui perturbe la succession, les grès fossilifères sont souvent plus ferrugineux, les séquences carbonatées deviennent plus nombreuses, les bioturbations abondent tandis que les indices d'eaux agitées (stratifications entrecroisées) sont nombreux.

### Dévonien supérieur et filons de Rostellec

Revenir au bourg de Lanvéoc; prendre à droite la D 55 vers Crozon. A 25 m, poursuivre à droite vers Le Fret. Franchir la digue; monter tout droit puis à 200 m, tourner à droite vers Kervédén et Rostellec. Stationner au petit croisement qui mène à gauche vers Rostellec. En descendant sur la grève, on observe les **schistes noirs du Dévonien supérieur (Formation de Porsguen)**. L'**île Longue**, aujourd'hui inaccessible (base sous-marine) est constituée essentiellement d'un laccolithe de **microgranite** mis en place dans ces schistes et calcaires carburés néodévonien. Un **double tombolo** rattache l'île Longue à la côte.

En se rendant au village de Rostellec, on peut examiner dans la falaise du petit port, des **schistes jaunes**, altérés, à petits nodules noirs.

Cet ensemble frasnien livre des Gastéropodes (Bellerophonitidés, « *Murchisonia* »...), des Bivalves (*Nuculites subrectangularis*), quelques mauvais Nautiloïdes orthocônes.

Gagner à pied par la grève, ou en voiture par la route, les filons du sud de l'anse de Rostellec (fig. 54). Deux faciès sont observables :

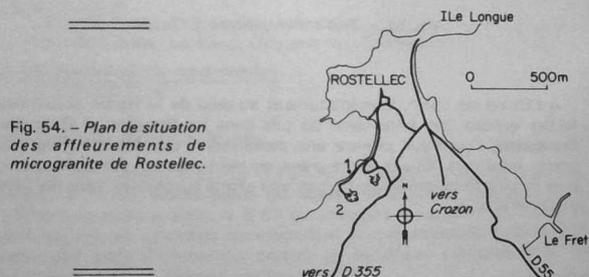


Fig. 54. - Plan de situation des affleurements de microgranite de Rostellec.

- Au fond de l'anse, près de l'établissement ostréicole (1), de nombreux blocs présentent le type Ile Longue. Il s'agit d'une roche claire, bleutée quand elle est fraîche, devenant brunâtre par altération. Ce microgranite monzonitique porphyrique offre des phénocristaux presque centimétriques de quartz globoides, d'oligoclase xénomorphe, de microcline intermédiaire à marges micropegmatiques, de biotite chloritisée à contours effilochés. La mésostase homogranulaire, fine, comporte les mêmes minéraux auxquels s'ajoutent apatite, oxydes et hydroxydes de fer.

- Dans la petite carrière (2) située à 300 m de l'établissement ostréicole affleure l'un des filons d'« eurite » des anciens auteurs. Cette roche aphyrique dont paragenèse et structure sont celles des kératophyres quartziques, simule fortement un quartzite. La texture est trachytique ou intersertale avec albite en lattes d'1/100 mm, chlorite de forme effilochée, quartz granuleux et apatite abondante.

### Le Dévonien moyen et supérieur de l'île du Renard

Reprendre la route vers la D 355; emprunter cette dernière à droite. A 1 200 m environ, une petite route à droite conduit vers l'île du Renard (presqu'île de Persuel des anciens auteurs) rattachée, en réalité, au littoral par un double tombolo. La falaise basse et l'estran de la presqu'île (fig. 55) permettent d'observer **plusieurs niveaux du Dévonien moyen (1, 2, 3 et 4)** et d'y recueillir quelques éléments des faunes qui les caractérisent. L'extrémité de la presqu'île est formée par un ensemble de **schistes et de grès du Frasnien (5)**.

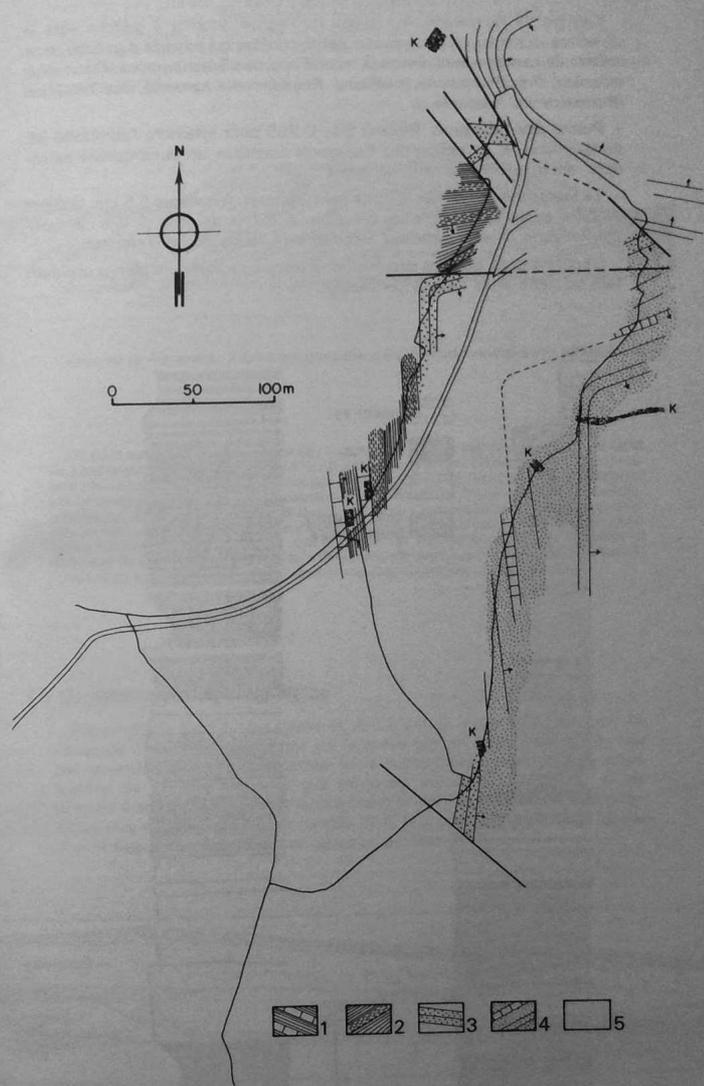


Fig. 55. - Ile du Renard (ou presqu'île de Persuel) (d'après P. Morzadec, inédit).  
1. Schistes, grauwwacks, calcaires à *Aulacella*. - 2. Schistes à nodules à *Procteria*.  
- 3. Grès à *Chonetes* - 4. Schistes, grauwwacks et calcaires à *Dipleura*. - 5. Schistes et grès frasniens à *Mucrospirifer bouchardi*.

## Le Dévonien inférieur de la presqu'île de Roscanvel

Reprenre la D 355 vers Roscanvel. Trois arrêts permettront de revoir des formations classiques de l'Eodévonien.

- **Carrière de Roscanvel.** Au niveau de l'église, tourner à gauche vers le cimetière. Juste après celui-ci, une petite carrière est ouverte à gauche dans le **Grès de Landévennec**. On peut recueillir ici des Brachiopodes (*Platyorthis monnieri*, *Proschizophoria maillieuxi*, *Rhipidomella hamoni*), des Trilobites (*Burmeisteria*, *Acastella*...).
- **Pointe des Espagnols.** Revenir à la D 355 pour atteindre l'extrémité NE de la presqu'île. La pointe des Espagnols constitue un remarquable belvédère, aménagé, sur la rade de Brest.
- **La Fraternité.** Continuer la route vers Camaret. A quelque 5,5 km, la route descend assez fortement dans un vallon; à 250 m de celui-ci, dans la montée, un petit chemin descend à droite vers l'anse de la Fraternité.

Gagner à pied, par des escaliers et à travers un fortin, la pointe occidentale de cette anse (pointe du Diable).

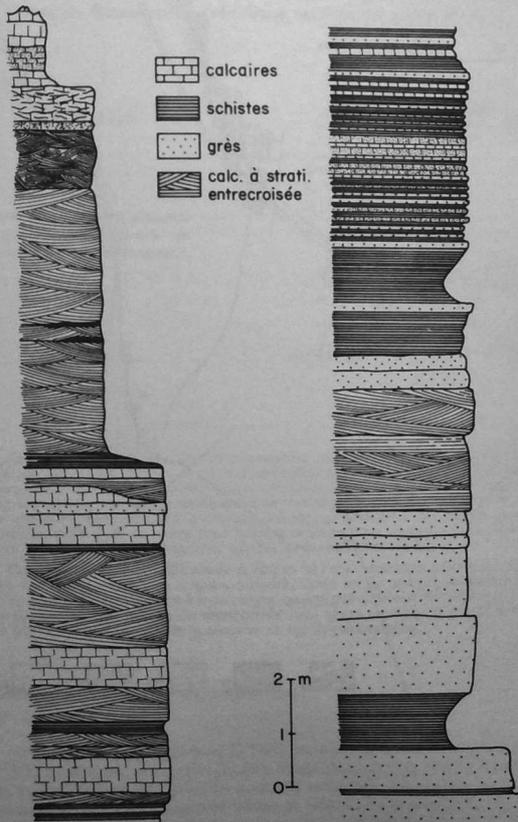


Fig. 56. - La Fraternité : unités lithostratigraphiques au passage des Schistes et Quartzites de Plougastel au Grès de Landévennec (la base débute à droite).

La base de la falaise est constituée par une dizaine de mètres d'un ensemble schisto-gréseux dans lequel les premières manifestations carbonatées sont matérialisées par deux bancs calcaires à stratification entrecroisée. Cette succession assure le passage progressif des **Grès de Landévennec** aux **Schistes et Calcaires de l'Armorique** (fig. 56) que caractérisent ici de nombreuses stratifications obliques, quelques niveaux rubanés et deux horizons très ferrugineux. L'ensemble suggère un environnement très peu profond. La faune y est rare : quelques Bryozoaires massifs, Tabulés, Nautiloïdes orthocônes. Depuis la face nord de cette pointe, observer les plis et fractures qui affectent les Schistes et Calcaires de l'autre falaise de l'anse (fig. 57). Redescendre dans l'anse de la Fraternité et gagner avec précaution par le bas de la falaise - ou plus aisément par le haut - l'anse suivante au Nord d'où l'on atteindra la pointe Liéval.

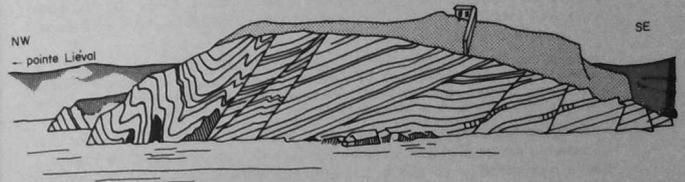


Fig. 57. - Anse de la Fraternité : plis et fractures dans les Schistes et Calcaires de l'Armorique.

On peut examiner ici le **passage des Schistes et Quartzites de Plougastel au Grès de Landévennec** qui s'effectue par d'épais bancs de quartzites dans lesquels s'intercalent plusieurs minces niveaux à nodules phosphatés constituant un précieux repère; cet ensemble correspond aux **Quartzites de Kerdaniel**. La faune y comporte *Leptostrophia* sp., *Platyorthis monnieri* et des nodales de *Cyclocyclus* (Crinoïde). Au-dessus, le faciès classique du **Grès de Landévennec** se poursuit par des bancs peu puissants, parfois ferrugineux jusqu'à une faille qui les fait buter contre les **Schistes et Calcaires de l'Armorique**. Ces derniers livrent localement, sous le fort, divers fossiles : Pleurodictydes, Tétracoralliaires, Nautiloïdes (Jovellaniidés), Brachiopodes.

## Le Quaternaire de Trez-Rouz

Reprenre la D 355 vers Camaret. A 2,5 km, la route passe au fond de l'anse de Trez-Rouz. Descendre sur la grève par un court sentier. Un très bel ensemble quaternaire constitue ici la petite falaise. Les couches, alternances de niveaux limoneux gris ou noirs, souvent lenticulaires, et de niveaux à blocs et galets, sont inclinés vers le Nord (fig. 58). L'analyse pollinique des dépôts lacustres a permis (M.T. Morzadec-Kerfourn), de tenter une stratigraphie des différents niveaux de Trez-Rouz.

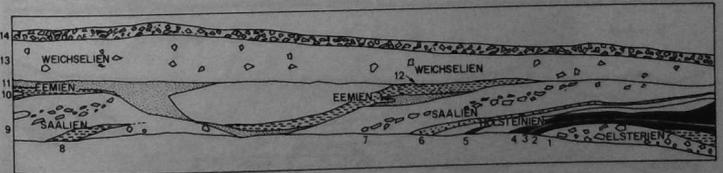


Fig. 58. - Le Quaternaire de Trez-Rouz (d'après M. Th. Morzadec, thèse Rennes 1973, *Mém. Soc. Géol. et Min. de Bretagne*, n° 17, 1974).

- **Weichselien** : 14. Cailloutis et blocs, peu de matériau fin. - 13. Limon bariolé avec peu de blocs.
- **Eemien** : 12. Dépôts lacustres, légère influence marine. - 11. Sable ocre. - 10. Dépôts lacustres. - Saalien? : 9. Limon à blocs orientés.
- **Interstade?** : 8. Dépôts lacustres. - Saalien? : 7. Limons à blocs orientés.
- **Holsteinien** : 6. Dépôts lacustres. - 5. Limon et dépôts lacustres. - 4. Dépôts lacustres influence marine au sommet. - 3. Sable. - 2. Dépôts lacustres.
- **Elsterien?** : 1. Limon à blocs nombreux.

## La Mort-Anglaise : l'Ordovicien inférieur de la presqu'île de Camaret

Continuer la route vers Camaret. A 1 800 m, stationner dans un petit vallon à hauteur d'un château d'eau. Gagner la grève par le chemin direct et un escalier. Cette dépression correspond à peu près au passage d'un grand accident décrochant dextre, dirigé sensiblement N. 130°, et qui prend en écharpe la presqu'île de Crozon, c'est la faille Kerforme. Se diriger à droite vers la pointe Ste-Barbe.

On descend ainsi dans la succession ordovicienne. A droite du mur la falaise est constituée par les Grès de Kermeur, jaunâtres, très altérés. Les Schistes de Postolonnec qui affleurent ensuite, noirs, assez fissiles, sont localement fossilifères, surtout dans leur partie supérieure, mais les fossiles sont souvent très déformés.

Ce sont des Brachiopodes (*Apollonorthis bussacensis*, *Heterorthis kerformei*...), des Bivalves (*Cardiolaria beirensis*, *Actinodonta naranjoana*...), des Trilobites (*Nesouretus tristani*, *Colpocoryphe rouaulti*, *Placoparia (Coplacoparia) tournemini*...), des Ostracodes (*Ctenobolbina*...). La partie inférieure des schistes est moins fossilifère.

Les Grès Armoricaux, dont on atteint ensuite le sommet, montrent que le passage de ceux-ci aux schistes sus-jacents est progressif, se réalisant par la multiplication graduelle des épisodes silteux dans la sédimentation arénacée. Les derniers bancs de grès présentent d'intéressantes structures sédimentaires (ne pas les détruire au marteau!). Il s'agit de sortes de miches gréseuses disposées à la surface supérieure des bancs et que Bradshaw (1966) interpréta comme des résidus d'une érosion de type dendritique à larges rigoles en zone intertidale. A une cinquantaine de mètres, on observe un beau pli anticlinal (fig. 59) à noyau constitué d'une alternance schisto-gréseuse (Schistes du Gador) et dont l'axe, sensiblement Est-Ouest, plonge vers l'Est.

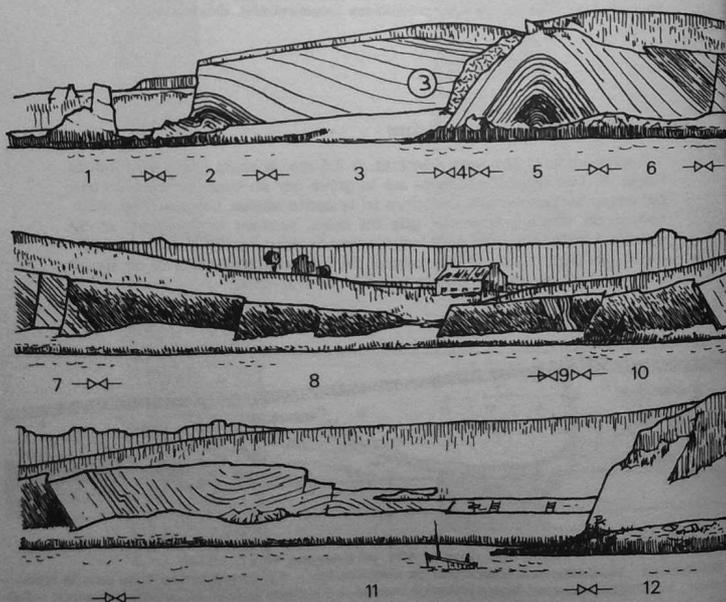


Fig. 59. - Les falaises de la Mort-Anglaise depuis Camaret.

1. Grès armoricain (supérieur?). - 2, 5. Schistes et grès du Gador. - 3, 4, 6, 7. Grès armoricain supérieur. - 8. Schistes de Postolonnec (membre inférieur). - 9. Grès de Keravail. - 10. Schistes de Postolonnec (membre supérieur). - 11. Grès de Kermeur. - 12. Schistes et quartzites de Plougastel.

Ce pli est tranché au Nord par une faille qui présente un beau miroir et dans laquelle s'est injecté un gros filon de dolérite. C'est là l'un des nombreux affleurements des roches basiques jurassiques qui injectent les champs de fractures tardihercyniennes et qui appartiennent au grand accident fracturant complexe connu de l'archipel de Molène jusqu'en Morbihan. La falaise septentrionale de cette petite grève offre une autre voûte anticlinale qui affecte les mêmes niveaux que le précédent mais dont l'axe est orienté sensiblement N. 45° E. Au-delà d'une autre faille, les bancs de Grès Armoricain qui constituent la pointe de Ste-Barbe, sont dirigés N. 165° E. et repassent, vers l'Est, à la base des Schistes de Postolonnec.

## La plage du Corréjou (Ar C'horrejou) : l'Ordovicien inférieur

Gagner Camaret par la D 355 puis par la D 8. Le port de pêche est protégé, au Nord, par le sillon sur lequel se dressent la Tour de Vauban et la chapelle Roc'h Amador dont le clocher est mutilé depuis le combat du 18 juin 1694 qui opposa une flotte anglo-hollandaise aux défenseurs de Camaret.

Stationner au Styvel, à l'extrémité nord du port. Descendre sur la plage et se diriger vers la pointe du Grand Gouin. La falaise est sensiblement en direction des couches et l'on n'observe que la partie inférieure des Schistes de Postolonnec avant d'atteindre les Grès Armoricaux. On peut néanmoins recueillir quelques fossiles dans ces schistes : *Cystoides (Calix)*, Trilobites (*Nesouretus tristani*, *Eodalmantina macrophthalma*, *Ectillaenus* sp...), Bivalves (*Redonia deshayesi*, *Actinodonta naranjoana*...) et, plus près des grès, quelques Graptolites (*Didymograptus murchisoni*). On peut aussi observer au passage des vestiges de « plages anciennes » (voir p. 131).

Le passage des Grès Armoricaux aux Schistes de Postolonnec est bien exposé et montre, comme à la Mort-Anglaise, l'instauration progressive des épisodes silteux. La plupart des bancs de grès portent des ripple-marks. Les figures de bioturbation sont abondantes, en particulier immédiatement après la première petite pointe de grès.

La surface d'un banc offre une figure d'écoulement particulièrement belle (fig. 60). Elle peut être interprétée comme une dépression à fond plat, limitée par de petits talus sillonnés de rigoles (sill-marks), et canalisant un écoulement matérialisé par des rides de courant disposées en arcs convexes vers l'aval. La même surface réapparaît après la pointe suivante portant un très beau complexe de mégariplles et ripple-marks ordinaires. Toutes ces figures (éviter de les frapper au marteau!) suggèrent un environnement très littoral, peut-être intertidal.



Fig. 60. - Surface à « ripple-marks », Grès armoricain, plage du Corréjou en Camaret

(d'après C. Babin et Y. Plusquellec, in Penn ar Bed, 1969, 56). Les flèches indiquent les directions des paléocourants. La ligne pointillée est la limite amont de la zone à galets de schistes. Les plans en gris correspondent aux plans de faille décrochant la surface à « ripple-marks », le talus à « rill-marks » permet d'identifier cette surface.

## L'anse de Porz Naye : discordance du Grès Armoricaïn sur le Briovérien

En sortant du parking, prendre la montée à droite vers Pen-Hir (D 8 a). Tourner à nouveau à droite après 150 m pour emprunter la route de la Pointe du Toulinguet. S'arrêter, à 800 m de là environ, dans l'anse de Porz Naye. Descendre vers la grève. On observe dans un petit front de taille et – de façon plus nette – dans la falaise littorale, la discordance des Grès Armoricains, transgressifs (avec un petit conglomérat de base) sur le socle de schistes briovériens. Cette observation est à rapprocher de celles qui peuvent être faites au Portzic en Morgat et de Beg ar Gwin en Telgruc (voir plus loin).

## Pointe de Pen-Hir : Ordovicien et Silurien

Revenir sur Camaret pour reprendre la D 8 vers Pen-Hir. A la sortie de la ville, les alignements de Lagat-Yar ne comportent plus que 140 menhirs sur les 700 encore recensés en 1793 par les Archéologues de la Convention.

Un arrêt à mi-chemin, au niveau de blockhaus, permet de constater que les anfractuosités de la falaise correspondent aux **Schistes du Gador dans la Formation du Grès Armoricaïn**. Vers le Nord, on dispose d'un intéressant coup d'œil sur la pointe du Toulinguet qui montre la **stratigraphie du Grès Armoricaïn : Grès inférieur** à la pointe, **Schistes du Gador**, puis **Grès supérieur** (fig. 61). L'ensellement de l'anse de Porz Naye correspond aux schistes briovériens plus tendres. La pointe de Pen-Hir est un éperon de Grès Armoricaïn que prolonge un chapelet d'îlots abrupts, les **Tas de Pois** (Ar Berniou Pez) comptant six Dahouets : le Grand Dahouet tenant à la terre, le Petit Dahouet, le Pen-Glaz ou Tête Verte, le Chelott, Ar For'h ou la Fourche et le Bern-Id ou Tas de Blé. Cet ensemble constitue une réserve ornithologique.

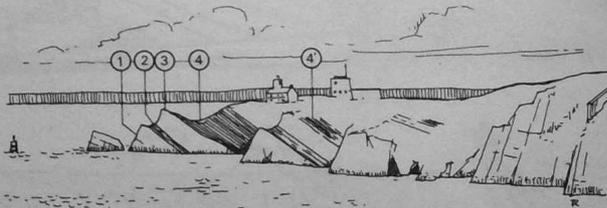


Fig. 61. – La pointe du Toulinguet depuis Pen-Hir.  
1. Partie basale du Grès armoricaïn inférieur. – 2. Niveau schisto-gréseux. – 3. Dalle terminale du Grès armoricaïn inférieur. – 4, 4'. Schistes et grès du Gador.

Du **splendide panorama** dont on dispose, on notera les deux autres éléments du trident dont la presqu'île de Crozon est le croc central : au Nord, le Léon qui s'achève à la Pointe St-Mathieu (Loc-Mazé-Pen-ar-Bed) mais que prolongent l'archipel de Molène et Ouessant; au Sud, le Cap Sizun qui vient se terminer au Raz de Sein (Beg-ar-Raz) par la Pointe du Raz et l'île de Sein.

De la presqu'île elle-même, on découvre vers le Sud-Est des pointes aux **falaises abruptes, toutes de Grès Armoricaïn** : Cap de la Chèvre, Pointe de Dinan et, plus près, Pointe de la Tavelle. Immédiatement à l'Est de Pen-Hir, la **plage du Veyarc'h** dessine un arc dont les falaises offrent la coupe la plus complète de Bretagne dans l'Ordovicien et le Silurien (tableau 1).

TABEAU 1. – DIVERSES DÉNOMINATIONS ATTRIBUÉES AUX FORMATIONS DE L'ORDOVICIEN DE LA PRESQU'ÎLE DE CROZON.

MELOU & PLUSQUELLEC 1974 BABIN & ALII 1976	HENRY 1969	LUCAS 1939	KERFORNE 1889-1901	BARROIS 1889
Tufs et calcaires de Rosan Grès de Kermeur (Schistes de Kermeur) (Schistes de Raguenez)	Tufs et calcaires de Rosan Grès de Kermeur Schistes de Kergintin = Schistes du Veyrac'h (Deunif 1958) Schistes de Raguenez	Tufs et calcaires de Rosan Grès de Kermeur Schistes de Raguenez	Tufs et calcaires de Rosan Grès de Kermeur Schistes de Raguenez	Calcaire de Rosan Schistes de Morgat Grès de Kerarvail Schistes d'Angers
Schistes de Postolonnec (membre supérieur) Grès de Kerarvail Schistes de Postolonnec (membre inférieur)	Couches de Morgat Schistes de Kerloc'h	Grès de Kerarvail Schistes de Kergintin	Schistes de Kerarmor Schistes de Morgat Grès de Kerarvail Schistes du Courijou Schistes de Kerloc'h	Grès armoricaïn
Grès armoricaïn	Grès armoricaïn	Grès armoricaïn	Grès armoricaïn	Grès armoricaïn

Pour atteindre la plage du Veryarc'h, revenir en arrière d'environ 1 000 m, descendre à droite par une petite route sinueuse.

### Coupe de la plage du Veryarc'h (Ordovicien et Silurien)

Pour bénéficier de l'ensemble de la coupe, il convient d'aller par la plage jusqu'au **Grès Armoricaïn** vers l'Ouest. Le passage du grès aux premiers schistes noirs de la Formation de Postolonnec est masqué par des éboulis.

Dans les premiers niveaux de schistes, un **petit banc à nodules silico-phosphatés** constitue un repère intéressant dans le Llanvirn; la microfaune en est constituée d'Acritarches. Les schistes noirs à concrétions siliceuses qui viennent ensuite sont peu fossilifères. De nombreuses fractures affectent cet ensemble et il est difficile d'en apprécier l'importance mais la succession reste néanmoins normale. A 250 m environ de la base de cette suite schisteuse, quelques niveaux livrent *Calix*, *Neseuretus tristani*, *Ectillaenus*. Il est aisé de recueillir, à la deuxième pointe suivante, un échantillon des associations typiques qui comportent des Trilobites (*N. tristani*, *Colpocoryphe rouaulti*, *Plaesiocomia oehlerti*, *Pl. brevicaudata*, *Eodalmantina* sp., *Crozonaspis struvei*, *Phacopidella (Prephacopidella) hupei*, *Ectillaenus* sp., *Nileus beaumonti*), des Ostracodes (*Ctenobolbina ribeiriana*, *Kiesowia* sp., *Platybolbina* sp., *Eurichilina reticulata*, *Drepanellina bussacensis*, *Quadrijugator* sp., formes lisses), des Bivalves (*Ctenodonta ezquerriae*, *Cardiolaria beirensis*, *Praeleda cieae*, *Actinodonta naranjoana*, *Redonia deshayesi*), des Brachiopodes (*Heterorhina* sp.).

Au-delà de l'escalier de descente sur la plage, affleure le **Grès de Kerarvail**; ce niveau, puissant de quelques mètres seulement et dépourvu de fossiles, constitue par sa constance un excellent repère dans la presqu'île de Crozon. A 150 m de là, les schistes présentent quelques lumachelles à débris de Trilobites parmi lesquels un petit Trinucléidé. Les derniers niveaux schisteux permettent de recueillir des concrétions silico-pyriteuses souvent fossilifères (*Colpocoryphe lennieri*, *Dalmanitina* cf. *socialis*, *Ctenodonta* sp.). Au passage des schistes au Grès de Kermeur, un banc verdâtre à oolithes chloriteuses et balles phosphatées permet d'extraire des Acritarches (les genres *Veryachium* et *Aremoricanium* furent définis ici par J. Deunff).

– Les **Grès de Kermeur** débutent par des bancs bioturbés auxquels succèdent, sur plus de 200 m, des alternances de grès-quartzites et de schistes noirs. Les faunes y sont très rares; vers la base peuvent être recueillies des plaques de Cystoïdes. Noter quelques failles bien visibles et l'influence de la lithologie et de la stratification sur la **morphologie des grottes creusées par la mer suivant la direction des couches**.

– Les **Schistes du Cosquer**, qui succèdent à la Formation de Kermeur, débutent par des niveaux finement zonés. Mais à partir de la pointe occidentale de l'**anse de Lamm-Saaz** et jusqu'au chemin qui aboutit au fond de celle-ci, la **Formation du Cosquer est caractérisée par de très belles figures de glissements sous-aquatiques (slumping)**. Admirez en particulier les dissections de ces « boules » de glissement que fournit, au bas de la falaise dans le fond de l'anse, l'érosion par la mer. La genèse de cet ensemble est peut être liée à l'instabilité régionale régnant à l'Ordovicien supérieur et que traduisent par ailleurs les manifestations volcaniques du sud de la presqu'île (voir plus loin, Formation des Tufs et Calcaires de Rosan).

On attribue au Silurien inférieur (Llandovery), pour des raisons de géométrie et sans aucun argument paléontologique, les quelques mètres de grès jaunâtres à joints de schistes noirs, qui succèdent aux dernières figures de slumping (fig. 62).

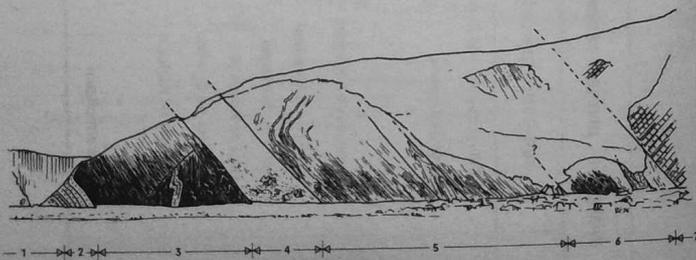


Fig. 62. - Falaises de Lamm-Saaz en Camaret.

1. Sommet des Schistes du Cosquer (Ordovicien). - 2. Grès de Lamm-Saaz (Silurien inférieur?). - 3. Ampélites et quartzites (Silurien). - 4. Ecaillies de Schistes du Cosquer. - 5. Schistes et quartzites (Silurien supérieur). - 6. Ampélites à nodules calcaires (Silurien). - 7. Schistes et calcaires de l'Armorique (Dévonien inférieur).

Au-dessus de ces grès, viennent des ampélites très noires et très froissées par les contraintes tectoniques. La faune graptolithique, écrasée et déformée par la schistosité, y est très riche : *Monograptus priodon*, *dubius*, *armoricanus*, *Cyrtograptus lund-*

*greni*...; elle indique le Wenlock, puis le passage au Ludlow (*M. nilsoni*) sur 6 ou 7 mètres. Le Ludlow est constitué, sur une douzaine de mètres, par des ampélites à petits bancs de quartzite interstratifiés et nodules argileux aplatis (*Monograptus chimaera*, *ultimus*, *Praecardioides*...), puis sur une quarantaine de mètres, par des schistes noirs avec quartzites et nodules calcaires (*Monograptus fritschii*). La succession est interrompue par une faille importante qui met en contact le Silurien avec les Schistes et Calcaires de l'Armorique (Siegenien) à nombreux Brachiopodes dégageables des calcaires.

Le Silurien paraît donc peu puissant dans cette coupe et cela suggère une condensation stratigraphique importante. Il convient pourtant de ne pas mésestimer que le comportement particulier de ce matériel très incompetent peut avoir induit des laminaiges, voire des expulsions partielles. La fracturation intense et la complexité des plissements (tectoniques superposées) incitent donc à la réserve quant aux estimations de puissance.

On peut revenir au parking par le haut de la falaise en empruntant, à gauche dès l'entrée du chemin qui aboutit à la grève de Lan Saaz, un petit sentier assez abrupt.

### Le Quaternaire de Kerguillé

Reprendre la D 8 vers Camaret, puis poursuivre vers Crozon. A 3 km de Camaret environ, un arrêt sur la **digue de Kerloc'h** offre une belle vue sur la **pointe de Dinan** dont le Grès Armoricaïn, curieusement sculpté, semble quelque forteresse : c'est le Château de Dinan ou des Géants (fig. 63).

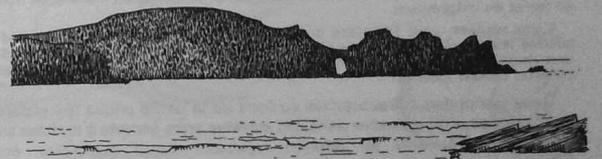


Fig. 63. - La pointe de Dinan (Grès armoricaïn) depuis Pen-Hir.

A Crozon, dès l'entrée du bourg, prendre à un stop, la D 308 immédiatement à droite, pour se diriger vers la **Pointe de Dinan**. Poursuivre jusqu'au parking de cette dernière, à 6 km de Crozon. Parcourir le promontoire pour admirer au Nord le Château de Dinan d'où l'on revoit toute la côte jusqu'à Pen-Hir et, à l'Est, le fond de l'anse de Dinan creusée dans les schistes tendres du Briovérien largement masqués par des sables dunaires. De la pointe occidentale du promontoire, on découvre la côte qui se poursuit vers le Sud jusqu'à l'extrémité du **Cap de la Chèvre**. Descendre sur la grève par un chemin qui mène du parking jusqu'à l'**anse de Kerguillé (Porz Koubou)**.

La falaise et l'estran sont compartimentés par de nombreuses fractures; des faciès zonés et alternances de schistes noirs et de quartzites clairs sont attribués au Ludlow (partie supérieure du Groupe de Kerguillé). En se dirigeant vers la Pointe de Dinan, on observe qu'une faille N. 40° met en contact le Silurien avec quelques bancs de grès (Grès de Kerarvail) qui suivent des schistes noirs (Schistes inférieurs de Postolonnec). Ces derniers sont chevauchés par le Grès Armoricaïn le long d'une surface de direction N. 75° et plongeant vers le Nord.

La **plage ancienne de l'anse de Kerguillé** fut la première décrite dans le Massif Armoricaïn (Ch. Barrois, 1877). Il s'agit d'un **ancien cordon littoral** dont de larges lambeaux subsistent sur une centaine de mètres de longueur sous forme de placages contre la falaise et dans les anfractuosités jusqu'à 4,5 m N.G.F. (3 m au-dessus du niveau des plus hautes mers actuelles) mais aussi sur l'estran. Les galets sont cimentés en un **poddingue** par de l'oxyde de fer. La majeure partie de ces galets provient des séries paléozoïques de la presqu'île de Crozon (Grès Armoricaïn en particulier), mais certains sont de roches métamorphiques ou éruptives allochtones. Leur origine doit être à rechercher dans le Nord ou le Sud du Massif armoricaïn et Barrois attribua leur dispersion à des glaces flottantes. La plage ancienne est surmontée par des dépôts continentaux : argiles, dune, limon. La datation pollinique du dépôt organique permet d'attribuer avec réserves l'ensemble à un même interglaciaire (Eemien) : « la **plage correspondante à la période de transgression, le dépôt organique, daté de la zone post-tempérée et la dune correspondante au début de la régression** » (M.T. Morzadec-Kerfourn). Ces plages anciennes sont dites « **normanniennes** » dans la littérature régionale.

## Lost Marc'h : volcanisme de l'Ordovicien supérieur

Revenir par la D 308 vers Crozon. A 1 800 m environ, prendre à droite une petite route qu'il convient de suivre à droite à nouveau lorsqu'elle se divise 1 100 m plus loin. Aller jusqu'au village de **Lost Marc'h** (1 300 m environ), à l'extrémité duquel est établi un petit parking. Gagner à pied la Pointe de Lost Marc'h; franchir une double levée de terre représentant des **fortifications de l'Age du Fer** (Lost Marc'h est un « cap barré »).

On atteint la grève à l'Ouest de la pointe par un sentier abrupt. La falaise du fond de la petite crique présente, au-delà d'éboulements, un **ensemble de schistes et de quartzites du Silurien supérieur et du Dévonien basal**, mais l'extrême complexité tectonique rend confuses les relations de ces ensembles. Noter la présence de quelques minuscules lambeaux d'une plage ancienne identique à celle de Kerguillé. La Pointe de Lost Marc'h est constituée par un **ensemble volcano-sédimentaire** de l'Ordovicien supérieur ou **Formation des Tufs et calcaires de Rosan**.

Sur le côté nord de la pointe, s'observent des **hyaloclastites de remaniement** à éléments anguleux, millimétriques à centimétriques, dispersés dans un ciment calcaire. Le remaniement se manifeste par de **belles séquences granoclassées** et l'on peut recueillir des échantillons démonstratifs de ce faciès sous forme de galets sur la grève. On notera aussi l'**altération de type lapiez** des calcaires.

En passant la pointe nord, on dispose sur le côté sud de celle-ci d'un coup d'œil particulièrement spectaculaire sur les **coulées sous-marines à débit en pillow** qui forment cette pointe. Les **pillows-lavas** (laves en coussins) ont une structure microclitique intersertale et une écorce vitreuse. L'ensemble est cimenté par un calcaire gris clair. La présence d'albite, de chlorite et de calcite suggère la paragenèse d'une spilite mais le chimisme de ces laves, comme celui de toutes les intrusions du volcanisme de la région, se caractérise par sa relative pauvreté en sodium et en titane et sa richesse en fer et en magnésium.

A ces coulées, sont associées des **hyaloclastites** qui constituent l'essentiel des falaises frontales et de la pointe sud du promontoire de Lost Marc'h. Il s'agit ici surtout de **brèches de flanc**, d'aspect chaotique, à éléments de basalte hyalin dispersés dans un ciment calcaire.

Deux profondes anfractuosités au fond de la petite crique qui sépare les deux pointes, sont creusées dans des **schistes noirs écrasés à nodules silico-pyriteux**, attribuables au **Silurien supérieur**. Cette disposition éclaire l'importance de la fracturation et souligne le comportement éminemment plastique du Silurien.

Au-delà de la pointe méridionale de Lost Marc'h, un compartiment plus important de **schistes ludlowiens à concrétions** a livré des Mollusques Bivalves et quelques Graptolites (*Monograptus fritschii*). Les Tufs et calcaires de Rosan affleurent de nouveau avant un filon très altéré de dolérite. Regagner le village de Lost Marc'h.

## Cap de la Chèvre (Beg ar C'hawr) : panorama

Reprendre la route, mais continuer à droite au premier croisement (1 300 m environ de Lost Marc'h), prendre à gauche 400 m plus loin puis à droite à 250 m de là. On rejoint ainsi la D 255 entre Morgat et le Cap de la Chèvre. Emprunter cette départementale sur la droite permet de s'orienter par rapport à quelques points de l'itinéraire. On reconnaît au N.-W., *Pen Hir* et *les Tas de Pois*. Vers l'Est, *l'anse de Morgat* montre dans sa partie orientale des falaises claires de Grès Armoricaïn (le Portzic), des falaises sombres d'Ordoviciennidurien et de Dévonien inférieur (Plage de Postolonnec, Pointe de Tréboul). Au-delà de *la vaste plage de l'Aber*, un nouvel ensemble ordovicien s'étend depuis l'île de l'Aber (Ordovicien supérieur) jusqu'à la Pointe de Tréboul ou du Guern aux hautes falaises (83 m) de Grès Armoricaïn. *La baie de Douarnenez*, largement creusée dans le Briovérien raccorde ce Paléozoïque de Crozon au domaine métamorphique du Cap Sizun.

Les falaises de l'angle sud-est du Cap de la Chèvre (Men Coz) ont une teinte rougeâtre qui correspond à la **Formation du Cap de la Chèvre** (équivalente de la Formation de Pont-Réan d'Ille-et-Vilaine). L'accès en est ici malaisé et cette formation sera étudiée à Beg-ar-Gwin (p. 135).

## Le Portzic : la discordance du Paléozoïque sur le Briovérien

Revenir à Morgat. Descendre sur la plage et se diriger vers **l'anse du Portzic** située à l'extrémité orientale de cette plage. Dans la petite pointe

qui sépare la plage de Morgat de celle du Portzic, le Grès Armoricaïn est en contact par faille avec le Briovérien. A la pointe des Grottes qui ferme à l'Est la plage du Portzic, le **Grès Armoricaïn repose directement sur les schistes briovériens**.

On ne retrouve pas ici la série rouge (Formation du Cap de la Chèvre) qui plus au Sud (dans la falaise du Guern par exemple) marque le début de la série paléozoïque. On note cependant vers la base du Grès Armoricaïn **quelques bancs glanduleux « pou-dinguiformes »**. Au Portzic la discontinuité entre les deux systèmes est beaucoup moins marquée qu'à Beg ar Gwin dans les falaises du Guern. La discordance angulaire initiale était probablement plus faible. Ici les couches briovériennes plongent faiblement vers le Sud et, juste avant le contact, elles s'adaptent à la surface basale du Grès Armoricaïn grâce à un repli anticlinal décamétrique (fig. 64).

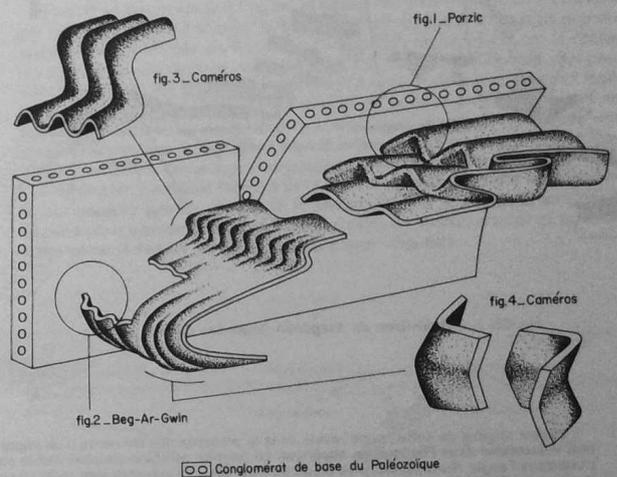


Fig. 64. - **Rapports structuraux entre le Briovérien et le conglomérat de base du Paléozoïque.**

## De Kerglentin à Rosan : l'Ordovicien supérieur (fig. 65)

Monter jusqu'à Crozon; prendre la N 787 vers Brest et Châteaulin. A 5 km de Crozon, au carrefour de Tal-ar-Groas, prendre à droite une petite route qui descend vers la plage de l'Aber. Poursuivre au-delà de la digue jusqu'au village de Kerglentin-Tréboul d'où on gagne aisément à pied la plage du Poul (ou de Kerglentin).

Cette plage est limitée à l'Est par les **hautes falaises de Grès Armoricaïn de la Pointe de Tréboul**; on peut observer dans ces grès des tigillites (tubes d'animaux fousseurs). Vers le milieu de la plage, une faille met directement en contact avec le Grès Armoricaïn, un ensemble de schistes noirs (2) peu fossilifères mais dans lesquels un banc à oolithes et petites balles brunes de colophonite a livré à l'extraction de nombreux Acritarches et Chitinozoaires identiques à ceux de la partie supérieure des Schistes de Postolonnec (Caradoc) étudiée à la plage du Veryarc'h (p. 130).

Au-delà d'une nouvelle faille, la falaise est constituée d'alternances de bancs de quartzites souvent psammitiques et de schistes noirs : ce sont les **Grès de Kermeur** dans lesquels on remarquera, à la pointe occidentale de la plage du Poul en particulier (4), l'abondance extrême des figures de bioturbation (pistes) et sédimentaires (ripple-marks). Deux épisodes argileux plus importants s'observent plus loin dans cette formation de Kermeur : ce sont d'abord les **Schistes de Raguenez (6)** dont les nodules calcaires livrent des Trilobites (*Klouckia incerta*, *Colpocoryphe lennieri*, *Cryptolithus grenieri*...), des Brachiopodes (*Svobodaina armoricana*), des Bivalves (*Myoplusia contrastans*, M. cf. *bilunata*), des Gastéropodes; puis ce sont les **Schistes de Kermeur (8)**, moins puissants, à faune identique mais dispersée dans la masse schisteuse, les concrétions étant ici plus nombreuses. Ces niveaux schisteux se retrouvent dans l'île de l'Aber.

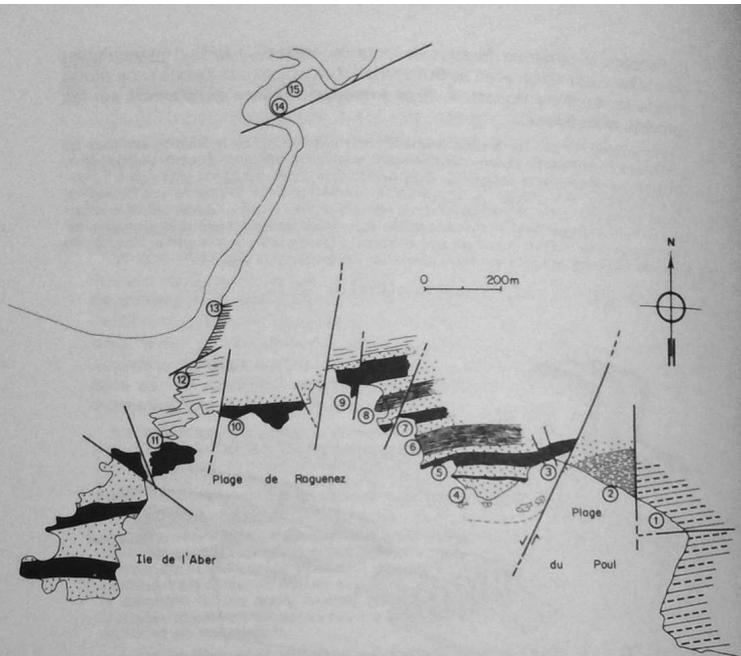


Fig. 65. - L'Ordovicien de Kerglentin (légendes dans le texte).

L'aspect original de cette coupe réside dans la présence des éléments d'un **important volcanisme dans l'Ordovicien supérieur**. Le premier sill (filon-couche) visible est situé dans l'angle Nord-Ouest de la plage du Poul (3). Les suivants sont visibles sur la plage de Ragueuez aux arrêts 5, 7 et 9. La calcédoine rouge (cornaline) d'un filon de quartz se retrouve en galets sur la grève. Le sill doléritique de l'Ouest de cette plage (10) est très puissant (120 m au moins) et offre de belles altérations en boules.

La pointe de Ragueuez permet d'examiner des coulées volcaniques altérées et un important matériel pyroclastique (tuffites) remanié en eaux assez turbulentes (stratifications entrecroisées). Le premier niveau calcaireux à Bryozoaires apparaît ici dans cet ensemble volcano-sédimentaire ou **Formation des Tufs et calcaires de Rosan**.

Remonter la rive gauche de l'Aber. Un **filon de quartz** est accompagné de **jaspes** et de **minéral de fer carbonaté** altéré en limonite (12). Un mauvais affleurement d'ampélites dans le talus (13) livre quelques Graptolites wenlockiens (*Monograptus dubius...*).

On rejoint la route au niveau d'un parking. Cette route perce l'ancienne Ile de Rosan (14). A ce niveau s'observent des bancs de tufs massifs à ciment calcaire, souvent décalcifiés à l'affleurement, et dans lesquels on peut recueillir une faune de Brachiopodes (*Nicolella actoniae*) et de Bryozoaires.

La **Formation des Tufs et calcaires de Rosan** est également visible, derrière cette route, dans une petite carrière qui alimente naguère un four à chaux (15). Là encore, il s'agit de tufs calcaires, stratifiés, très altérés en surface, accompagnés de pillow-lavas de grandes dimensions. La faune, riche en Brachiopodes (*Nicolella actoniae*, *Bicuspina spiriferoides*, *Rafinesquina* sp...) et en Bryozoaires, comporte aussi quelques Polypiers et de rares Trilobites (*Cekovia munieri*). L'âge en est caradocien supérieur ou même ashgillien inférieur.

### Le Menez Luz à Telgruc

Retourner à Tal-ar-Groas où l'on reprend la N 787 en direction de Château-lin. A 6 km, tourner à droite pour gagner Telgruc-sur-Mer. Au Sud-Est du bourg, au Menez-Luz (Mont des Myrtilles), sont ouvertes de **vastes carrières toujours activement exploitées dans le Grès Armoricaïn**. Cette colline est devenue célèbre dans la littérature relative aux dépôts récents depuis

qu'A. Guilcher y découvrit, en 1950, un **gisement de galets arrondis**, à quelque 130 m d'altitude. Ce dépôt, localisé en partie dans une ancienne grotte marine, est resté énigmatique. Si son **origine marine** est désormais admise par la plupart des observateurs, **son âge demeure controversé**. Son altitude plaide en faveur d'un âge antéquatenaire mais aucun argument absolu n'a permis de conclure. Les progrès de l'exploitation ont détruit à peu près complètement cet intéressant dépôt.

### Beg-ar-Gwin : la discordance du Paléozoïque sur le Briovérien

Revenir au bourg jusqu'à l'église et descendre vers la plage de Trez Bellec par la D 208. Avant d'aborder la grande courbe qui mène à la plage, prendre juste avant les fermes de Kergariou, un chemin de servitude sur la droite. Il s'agit d'une voie récente, assez large et très carrossable, que les cars peuvent emprunter sur 600 m environ, jusqu'à un carrefour. Les voitures légères continueront à gauche par un chemin de terre et descendront vers les falaises qui surplombent l'anse de Trez Bihan. Ce chemin fait un coude vers la droite, c'est là qu'il faut garer les véhicules (4 ou 5 au maximum) en bordure des champs. Dans le prolongement du chemin s'amorce un sentier que l'on emprunte jusqu'aux falaises où il rejoint un cheminement en corniche. Il faut prendre à droite, et à 150 m environ, quitter le cheminement par la gauche pour s'engager avec précaution dans un sentier abrupt et malaisé, tracé dans la falaise et qui rejoint la plage (fig. 66).

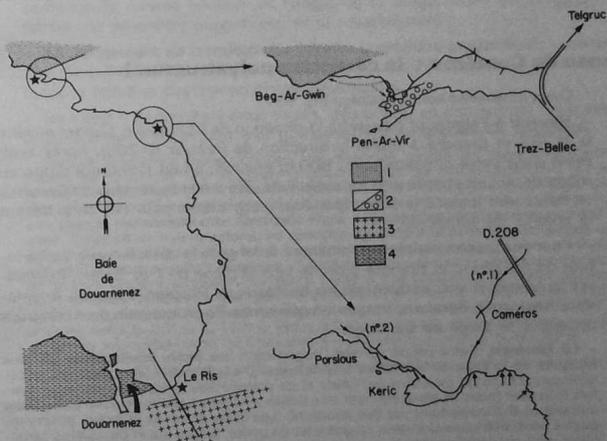


Fig. 66. - Stations en baie de Douarnenez.

1. Paléozoïque inférieur. - 2. Briovérien : schistes et grès; coulées spilitiques à pillow-lows. - 3. Granite de Locronan. - 4. Trondhjemite.

Il faut maintenant longer les falaises vers l'W, en direction de la pointe de Beg-ar-Gwin où est exposée la discordance du Paléozoïque sur le Briovérien.

Le haut de la falaise est constitué par les premières assises de la formation rouge cambro-trémadocienne (**Formation du Cap de la Chèvre**: poudingues, grès et pélites rouges) orientée ici N. 80° E. et verticalisée. De gros blocs de poudingues se sont éboulés et masquent en partie le pied de la falaise. On finit cependant par atteindre un **petit platier rocheux où la discordance entre les deux ensembles est particulièrement nette**. Ici les strates briovériennes, de direction moyenne N 150° E, mais déformées par des plis métriques à axe subvertical viennent buter contre la semelle du

conglomérat basal du Paléozoïque. Les strates briovériennes forment également une grande charnière de pli décimétrique qui se dessine sur la surface de base du conglomérat paléozoïque (fig. 64). L'analyse structurale comparée des deux systèmes permet de montrer l'existence **dans le Briovérien d'au moins deux phases de plissement dont la dernière est varisque**, c'est-à-dire contemporaine des déformations majeures de la série paléozoïque. Il s'agit donc d'une **discordance stratigraphique majeure entre une série briovérienne déjà plissée et une couverture paléozoïque transgressive, le tout ayant été replissé.**

## Le volcanisme sous-marin briovérien de Trez-Bihan

Retraverser la plage de Trez-Bihan en direction de l'E.-S.-E. pour rejoindre, à l'angle de celle-ci, une petite crique délimitée vers le Nord par un éperon schisteux.

Au flanc sud de cette crique, on peut observer la face supérieure d'une **coulée de lave en coussins** (pillow-lavas), verticalisée par les plissements. Il s'agit du terme supérieur d'une succession d'au moins **trois coulées sous-marines** séparées par de brefs épisodes sédimentaires. Leur épaisseur est difficile à évaluer, compte tenu de la fracturation (entre 10 et 20 m peut-être); elles se superposent du Sud vers le Nord et forment l'ossature de la pointe de Pen-ar-Vir. Les coussins, dont la plus grande dimension peut atteindre 1,50 m, sont souvent jointifs mais peuvent être séparés les-uns des autres par une matrice siliceuse, carbonatée ou graywackeuse.

L'association minérale observée dans ces coulées (albite, chlorite pour l'essentiel), est assez caractéristique des spilites. Leur âge,  $620 \pm 20$  m.a., confirme leur appartenance au Briovérien.

Au Sud de la pointe de Pen-ar-Vir, un **grand nombre de filons intrusifés** (« sills ») succèdent à ces coulées. Leurs caractères chimiques et minéralogiques, voisins de ceux des pillow-lavas, autorisent à les considérer comme des émissaires greffés latéralement sur les cheminées d'alimentation du volcanisme sous-marin. Notons enfin que des coulées identiques à celles de Pen-ar-Vir sont également visibles à la pointe du Bellec, plus au Sud.

## Anse de Caméros : le caractère polystructural

Deux itinéraires sont possibles (fig. 66) :

- **Revenir à Telgruc** et reprendre la direction de Châteaulin. Quitter ensuite la N 787 et prendre à droite la direction de Pentrez (D 208). Après avoir roulé dans cette direction sur 1 800 m environ, il faut prendre à droite au moment où l'on aborde une forte déclivité. Traverser le hameau de Caméros et descendre jusqu'à la plage (parking, facile même pour des cars, devant la colonie de vacances).

- Pour voitures et petits cars, itinéraire le long de la côte. Revenir au carrefour de Kergariou et prendre à droite vers la plage de Trez-Bellec. Poursuivre et traverser successivement les hameaux de Rosplen, Elleouët, Rozmadec, Rostégoff, Porslous, longer les grèves de Porslous, puis du Kéric pour aboutir à la **plage de Caméros**.

- **La lithologie.** Cette coupe permet l'observation des **faciès lithologiques les plus typiques de la série sédimentaire briovérienne**. Il s'agit d'une alternance de lutites silteuses zonées ou rubanées (schistes) et de graywackes massives (grès) mais parfois finement litées et généralement très riches en figures sédimentaires (**flute-casts** = marques d'affoulement par des courants). Les schistes zonés (passées millimétriques à centimétriques chargées en granules de pyrite, magnétite et poussières carbonées) sont particulièrement bien exposés sur la gauche de la cale d'accès à la plage. Ici la série est renversée comme le prouvent les figures sédimentaires de base de banc.

- **La tectonique**<sup>1</sup>. Ce renversement des couches a pour origine un **pli couché isoclinal décimétrique**, dont la charnière peut être repérée dans la falaise au niveau où le plan incliné atteint la plage. L'axe de cette structure est orienté N. 140° E. environ, et le déversement s'effectue vers l'E.-N.-E. En longeant la falaise vers l'E., on rencontrera encore une charnière de ce type, ici très aigüe. Ces plis couchés, dont l'axe est presque N.-S., caractérisent la déformation la plus ancienne.

L'observation de telles structures est cependant assez rare, et la déformation la plus apparente se traduit par des plis à plan axial subvertical orienté N. 70° E., mais dont la charnière peut avoir un plongement très variable. Le plan axial de ces plis est matérialisé par une schistosité bien marquée.

*Ces plis et cette schistosité caractérisent une deuxième phase de déformation, postérieure à la réalisation des plis couchés isoclinaux. La superposition des deux types de structures, plis couchés et plis droits, est très évidente un peu plus à l'Est dans la falaise, à environ 300 m de notre point de départ. On observe en effet le replissement en « accordéon » d'un pli d'entraînement métrique sur le flanc inverse d'un pli couché ancien. Cette figure d'interférence fournit, en quelque sorte, un modèle réduit de la structure du Briovérien. Des « plis en cuiller » et des « plis en selle » d'échelle décimétrique peuvent être observés à 500 m de notre point de départ, dans une des anfractuosités qui entament la falaise désormais orientée N.-N.-W.-S.-E. Ils correspondent aux charnières des grands plis couchés déformés par les plis droits tardifs orientés N 70° E. Il existe une troisième phase de déformation homoaxiale de la précédente, mais sa mise en évidence relève de l'analyse microtectonique détaillée.*

Cette suite d'affleurements constitue un **exemple particulièrement démonstratif de tectonique polyphasée (plissements cadomiens et hercyniens)**, et il est nécessaire de consacrer une bonne heure à la visite. Pour ceux qui disposeraient d'un temps plus long, nous suggérons la coupe continue entre la grève de Porslous et la plage de Pentrez. En profitant d'une marée telle que la basse mer soit vers midi, cette excursion peut être effectuée en une courte journée.

## Le Briovérien métamorphique de la plage du Ris (fig. 66)

Remonter vers le village de Caméros et prendre à droite la D 208 jusqu'à la plage de Pentrez, continuer en direction de St-Nic. Au stop, à l'entrée de St-Nic, il faut tourner à droite et emprunter la D 63 jusqu'à Plomodiern, Ploeven et Plonevez-Porzay. Dans Plonevez-Porzay, prendre la direction de Douarnenez par la D 107. Cette route atteint la mer au niveau de la plage du Ris, où il est possible de stationner aux alentours du petit café qui surplombe la plage. Les affleurements à visiter se situent sur la droite, à une centaine de mètres environ de l'angle de la plage. Mais en longeant la falaise, on rencontre auparavant, et successivement :

- un **pointement de trondhémite** (diorite quartzique gneissifiée); le caractère intrusif de ce complexe est très évident puisqu'il recoupe en effet nettement la foliation des micaschistes encaissants;

- un **« coin » de granite à deux micas**, très altéré, en contact par faille avec le Briovérien; il appartient très probablement au **granite de Locronan**.

*Dans le Briovérien métamorphique, on reconnaît encore les caractères d'alternances de sédiments fins et grossiers observés plus au Nord. Cependant, ici, les roches prennent l'aspect des schistes cristallins avec un débit planaire (foliation) bien marqué et l'apparition dans ce plan de minéraux nouveaux (muscovite, biotite) en liaison avec le métamorphisme. Quelques filons pegmatitiques recoupent également la série. Du point de vue structural, on retrouve également le caractère polyphasé des déformations déjà observé au Nord. Ici la première phase en plis couchés n'est plus très visible mais toutefois quelques charnières isoclinales et le renversement local de la série laissent supposer l'existence d'une phase antérieure au développement de la foliation métamorphique. Celle-ci caractérise la phase de déformation la plus visible et correspond au plan axial de plis souvent serrés, déversés vers le Sud et orientés entre N. 90° et N. 110° E. Enfin la foliation est elle-même déformée par une phase de microplissement millimétrique à centimétrique orienté N. 80-90° E.*

Rejoindre Châteaulin par la D 7, en accordant une visite touristique au bourg de Locronan.

1. Le schéma structural proposé ici a été volontairement simplifié. Pour des détails complémentaires, voir la notice de la carte géologique au 1/50 000 (Feuille de Douarnenez) ou l'article de J.R. DARBOUX, Cl. LE CORRE et J. COGNÉ (*Bull. Soc. Géol. France*, 1975).

## ITINÉRAIRE 11

### PAYS DE RENNES ET SYNCLINAUX PALÉOZOÏQUES DU SUD DE RENNES

L'intérêt de ce circuit est de donner un aperçu sur les formations géologiques caractéristiques de la Bretagne Centrale : socle briovérien du Pays de Rennes sédiments paléozoïques des synclinaux du Sud de Rennes et couverture tertiaire<sup>1</sup>.

#### Cartes topographiques IGN

1/50 000 Bain-de-Bretagne, Châteaubriant, Guer, Janzé, Malestroit, Montfort-sur-Meu, Pipriac, Rennes.

#### Cartes Michelin 59 et 63

#### Cartes géologiques

1/80 000 : Rennes, Redon.

**Le Briovérien** : On groupe sous ce terme les formations antérieures aux premiers sédiments du Paléozoïque armoricain. Le socle du Pays de Rennes est essentiellement constitué par les schistes et grès verts du Briovérien supérieur dans lesquels sont intercalées des lentilles de calcaire gréseux ou de calcaire oolithique et des lentilles d'un conglomérat intraformationnel à galets de quartz et de phanite connu sous le nom de **poudingue de Gourin**.

**Le contact Briovérien - Paléozoïque** : Partout en Bretagne on observe une très nette discordance entre les formations briovériennes généralement plissées suivant une direction E-W. et les formations paléozoïques où les plis hercyniens ont une direction générale N. 110-120°.

**Le Paléozoïque** : La base transgressive du Paléozoïque est constituée généralement en Bretagne centrale par des conglomérats et des grès rouges qui sont attribués au Cambro-Trémadocien. La suite de la série est essentiellement détritique et s'étend jusqu'au Silurien dans les synclinaux du Sud de Rennes (fig. 67). Localement la base de la série peut être absente en partie, la transgression paléozoïque n'étant pas partout synchrone. Les dépôts tertiaires ont pu être étudiés en sondages et dans plusieurs carrières aujourd'hui inaccessibles à l'exception de quelques unes couvertes dans le Pliocène. Cependant les alluvions sont activement exploitées et les limons quaternaires affleurent assez largement. Une extension du circuit vers le Sud-Est permet l'étude d'importantes formations sidérolithiques.

### Carrière de la Freslonnière

A la sortie Ouest de Rennes par la N 24, après la zone industrielle de la route de Lorient, passer le pont qui enjambe la Flume et immédiatement après le virage prendre à droite l'allée de peupliers qui est parallèle à la rivière et qui conduit à une carrière de sable rouge pliocène à stratifications obliques où l'on trouve de temps à autre des géodes de goethite remplies de sable blanc (1). Des alluvions (3 m environ) surmontent les sables. Dans la partie actuellement remblayée les schistes briovériens totalement latéritisés affleuraient sous le sable.

Reprendre la N 24, faire 8 à 900 m environ et au sommet d'une côte sur le bord Sud de la route une autre grande carrière est ouverte dans les sables pliocènes surmontés par des alluvions (2). Les fronts de taille ont plus de 10 m de haut; attention aux éboulements, carrière dangereuse. Le gisement type du Redonien (Dollfus, 1900) était situé non loin de là (à l'Est du château d'Apigné, petite route entre la D 24 et la D 129), la carrière est aujourd'hui entièrement comblée et occupée par une peupleraie.

1. Itinéraire rédigé par J.-J. CHAUVEL avec la collaboration de J. ESTÉOULE-CHOUX (arrêts 1 et 17 à 21).

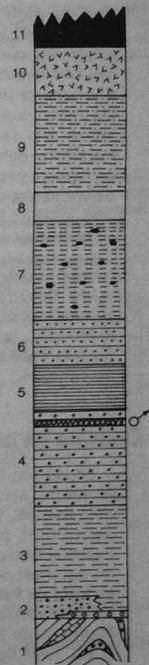


Fig. 67. - Le Paléozoïque du Sud de Rennes. Wenlock-Llandovery : 11. Ampélites. - 10. Grès culminant. - Asghill et Caradoc : 9. Formation de Riadan. - 8. Formation du Chatelier. - Llandeilo-Llanvirn : 7. Formation de Traveusot. - Arenig, Formation du Grès armoricain : 6. Membre du Grès armoricain supérieur. - 5. Membre de Congrier. - 4. Membre du grès armoricain inférieur. - Cambrien, Formation de Pont-Réan : 3. Membre de Montfort. - 2. Membre de Courouët. - 1. Briovérien.

### Carrière des Rochelles (fig. 68)

Quitter Rennes par la N 24 (direction Lorient). Dépasser Mordelles et à environ 6 km de l'agglomération prendre à droite la D 40 en direction de Monterfil. Le trajet se déroule dans les zones basses et cultivées correspon-

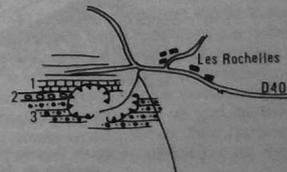


Fig. 68. - Croquis de situation et front de taille : carrière des Rochelles. 3. Membre de Courouët. - 2. Conglomérat de base du Paléozoïque. - 1. Calcaire briovérien.

dant au socle briovérien du Pays de Rennes. Mais peu après le carrefour la route s'élève brusquement en franchissant le relief constitué par la bordure nord des unités paléozoïques. A 3,5 km du carrefour, après avoir dépassé le lieu-dit les **Rochelles**, prendre à gauche le chemin qui conduit à la carrière dont les installations de concassage sont visibles de la route (3). Après avoir longé une première exploitation actuellement noyée, laisser les voitures dans la partie haute du terre-plein qui s'étend devant l'ancienne maison du gardien. Prendre à droite le chemin en pente qui conduit au fond de l'exploitation. La carrière est ouverte sur le bord septentrional des unités paléozoïques du Sud de Rennes et le front de taille permet d'observer :

- les **sédiments briovériens** : essentiellement des **calcaires magnésiens oolithiques ou bréchiques** qui constituent deux masses importantes à droite en entrant;
- les **sédiments de base du Paléozoïque** : **conglomérats** (front de taille en face de l'entrée) et **grès du Membre de Courouët**.

Les deux masses de calcaires briovériens peuvent être considérées comme des reliefs antépaleozoïques noyés dans les sédiments cambro-trémadociens, les blocs éboulés issus de ces reliefs étant repris et emballés dans la base transgressive de la série paléozoïque (front de taille à droite de l'entrée).

### Carrière de la Marette (fig. 69)

En sortant de la carrière des Rochelles reprendre la D 40 en direction de Monterfil. Après Monterfil poursuivre en direction de St-Péran par la D 40 puis la D 35. Traverser St-Péran en prenant la direction de Plélan-le-Grand par la D 61 puis à la Martinais prendre à droite la D 40 en direction de Paimpont, jusqu'au carrefour avec la D 59 que l'on prendra vers la droite en direction de Saint-Malon-sur-Mel. La dernière partie du trajet est située en **forêt de Paimpont**, reste de l'antique forêt de Brocéliande et terre d'élection des Chevaliers de la Table Ronde, de Lancelot du Lac, de l'Enchanter Merlin et de la Fée Viviane. Suivre la D.59 jusqu'à son carrefour avec la D 71. Tout de suite après le carrefour on trouve les maisons de la **Ville Moisan**. Après le premier bâtiment un chemin carrossable descend sur la gauche et conduit à la carrière de la Marette ouverte dans la zone du contact **Briovérien - Paléozoïque (4)**. Les sédiments rouges cambro-trémadociens en contact discordant avec les schistes et conglomérats briovériens redressés sont visibles sur le front de taille.

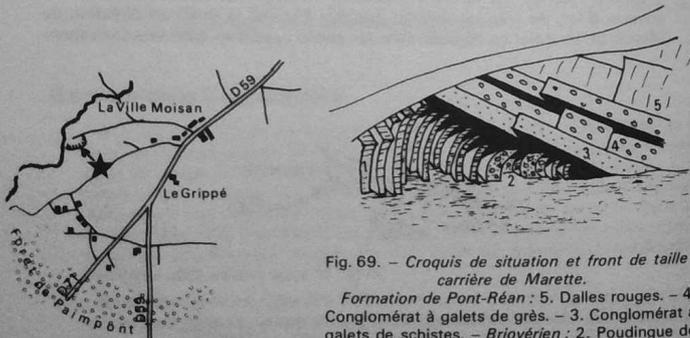


Fig. 69. - Croquis de situation et front de taille : carrière de Marette.

Formation de Pont-Réan : 5. Dalles rouges. - 4. Conglomérat à galets de grès. - 3. Conglomérat à galets de schistes. - Briovérien : 2. Poudingue de Gourin. - 1. Schistes et grès.

**Le Briovérien.** A gauche affleurent des sédiments très caractéristiques du Briovérien du Pays de Rennes : schistes gris ou verts, grès et greywackes verts en petits bancs, conglomérat à galets de quartz (**poudingue de Gourin**).

**Le Paléozoïque.** Le front de taille est ouvert en grande partie dans les sédiments caractéristiques du **Membre de Montfort** :

- **Conglomérat de base** : les premiers bancs sont constitués par un conglomérat à petits galets de schistes puis vient la masse du poudingue rouge à galets de grès si caractéristique de la base du Paléozoïque en Bretagne centrale. A la Marette des néocrystallisations de quartz donnent à ce conglomérat un faux aspect de brèche.

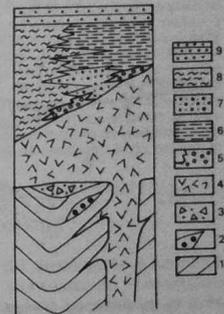
- **Grès rouges** : au-dessus du poudingue de base viennent des grès rouges en gros bancs où une schistosité mal exprimée donne un débit caractéristique en dalles. En poursuivant à pied le chemin au-delà de la carrière on trouve, de l'autre côté du valon, la Fontaine de Jouvence dont l'eau procurait une éternelle jeunesse et plus haut dans la lande l'emplacement du Tombeau de Merlin où Viviane enfermait l'Enchanter.

### Volcanisme de Réminioc (fig. 70)

La suite du circuit conduit dans la région de Réminioc où un important volcanisme aérien a précédé la transgression paléozoïque. A la fin du cycle cadomien des produits volcaniques acides ont recouvert la région au cours de deux épisodes successifs d'émergence.

Fig. 70. - Volcanisme de la région de Réminioc.

9. Formation du grès armoricain. - Formation de Pont-Réan : 8. Membre de Tréal. - 7. Membre de Courouët. - 6,5. - Membre de Montfort. - 4. Formation de Marsac. - 3. Formation de La Grée Mareuc. - Briovérien : 2. Poudingue de Gourin. - 1. Schistes et grès.



- le premier n'est plus représenté que par une brèche d'extension limitée, témoin d'un volcanisme keratophyrique (**formation de la Grée Mareuc**);
- le second et le plus important comprend des produits d'explosion (brèches et tufs) et des laves aériennes de type dacitique (**formation de Marsac**).

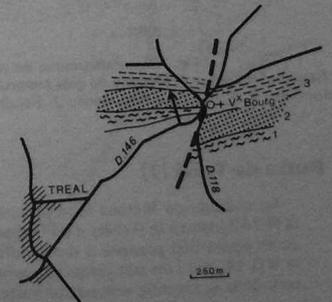
Ces deux épisodes ont été suivis pendant le développement de la transgression paléozoïque par une troisième manifestation essentiellement explosive (**membre de Tréal de la formation de Pont-Réan**).

### La butte de Vieux Bourg (fig. 71)

A la sortie de la carrière de la Marette, rejoindre la Ville Moisan et reprendre à droite la D 71 puis la D 59 en direction de Plélan-le-Grand. A Plélan, traverser la N 24 et poursuivre sur la D 59 en direction de Guer. A Guer prendre la N 776 en direction de Malestroit. Traverser Monteneuf puis à Réminioc prendre la D 118 en direction de Carentoir. Traverser Vieux Bourg et prendre à droite la D 146 vers Tréal. Après le carrefour la route est dominée sur la droite par une butte constituée par le **membre de Tréal** surmonté par la formation du **grès armoricain**. Arrêter la voiture sur le bord de la route et grimper sur la droite vers le sommet de la butte (5). On rencontre rapidement des affleurements d'une roche verte à éclat nacré, contenant des gros quartz volcaniques millimétriques : ce sont les **tufs et les cinérites du membre de Tréal**. L'étude du secteur de Tréal montre que le **membre de Tréal est un équivalent latéral des grès rouges du membre de Montfort**.

Fig. 71. - Croquis géologique : environs de Vieux-Bourg.

3. Formation de Traveusot. - 2. Formation du grès armoricain. - 1. Membre de Tréal.



## Le Château de Marsac (fig. 72)

Faire demi-tour et reprendre la D 118 à droite. Traverser Carentoir, prendre la N 773 en direction de Guer. A 2,5 km de Carentoir prendre à droite la D 14 en direction de Maure-de-Bretagne, traverser le lieu-dit Marsac et arrêter la voiture dans la descente dès que le château de Marsac est en vue sur la gauche.

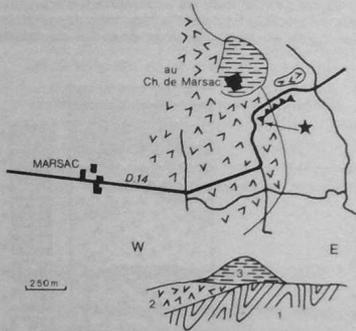


Fig. 72. - Croquis géologique des environs du Château de Marsac.

3. Formation de Pont-Réan. - 2. Formation de Marsac. - 1. Briovérien.

Le parement de la route est taillé dans les laves keratophyriques de la formation de Marsac (6). En continuant à descendre au long de la route on atteint le contact entre les laves et les schistes briovériens. Le château de Marsac est construit sur les grès rouges du Membre de Montfort qui au niveau du château reposent sur les volcanites de la formation de Marsac. Les volcanites du Membre de Marsac ont un chimisme qui varie entre un pôle keratophyrique sodique et un pôle dacitique.

On se rend ensuite dans la région de Saint-Just (fig. 73).

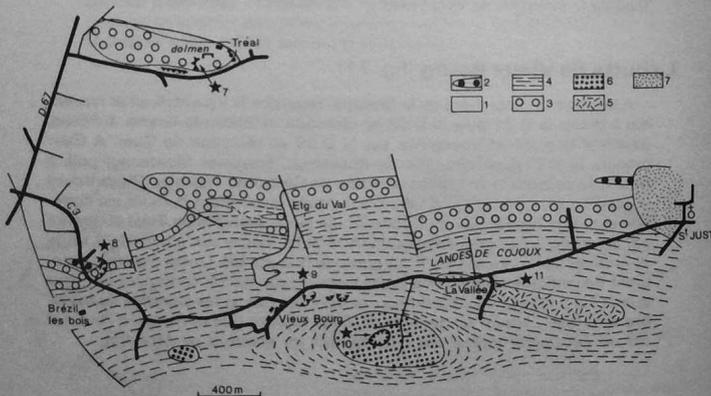


Fig. 73. - Paléozoïque de la région de Saint-Just.

7. Sables pliocènes. - 6. Membre du grès armoricain inférieur. - 5. Membre de Tréal. - Membre de Montfort: 4. ? - 3. ? - Briovérien: 2. Poudingue de Gourin. - 1. Schistes et grès.

## Butte de Tréal (7)

Au château de Marsac faire demi-tour et rejoindre Carentoir. Poursuivre la N 773 jusqu'à la Gacilly d'où l'on se dirige vers Sixt-sur-Aff par la N 777. Juste après Sixt prendre à droite la direction de St-Just par la D 55 puis le VO 14 que l'on suit jusqu'au carrefour avec la D 67. Prendre à gauche puis dans la montée une petite route à droite qui conduit au site de Tréal.

Arrêter la voiture à la première route à droite. La route est dominée vers le Nord par la **butte de Tréal** constituée par un lambeau de Paléozoïque reposant à plat sur les schistes briovériens et formant une sorte de butte témoin détachée en avant du rebord septentrional des formations paléozoïques. En montant au flanc de la butte vers le dolmen situé à son sommet on rencontre d'abord les **schistes tendres du Briovérien** dans le parement de la route puis on longe un escarpement rocheux constitué par le **poudingue de base de la formation de Pont-Réan** caractérisé par l'abondance de très gros galets de grès dont on notera l'allongement dû aux déformations tectoniques.

**Carrière de Bézil-les-Bois** (fig. 73). - A Tréal faire demi-tour et rejoindre la D 67 que l'on prend à gauche sur environ 500 mètres. Prendre alors à gauche la C 3 en direction de Saint-Just. La carrière de Bézil-les-Bois (8) étant difficile à repérer cette route devra être parcourue lentement. Après une courbe sur la droite la route amorce un virage assez accentué à gauche. Avant le virage une route secondaire monte à gauche: garer la voiture dans le croisement et reprendre la route de Saint-Just à pied jusque dans le virage. La route s'encaisse et des affleurements apparaissent sur la gauche. A ce niveau on pénètre dans le bois en suivant les affleurements rocheux constitués par le **poudingue de base du Paléozoïque**. On remarquera ici parmi les galets de grès caractéristiques de nombreux galets constitués par du **poudingue de Gourin remanié**. On atteint ensuite le front de taille ouvert dans les **schistes et grès briovériens redressés**. Au milieu du front de taille un **banc vertical de poudingue de Gourin** fait saillie. Toute la partie supérieure du front de taille est occupée par le **conglomérat paléozoïque subhorizontal**.

## Le Vieux Bourg de Saint-Just (fig. 73)

Poursuivre la route en direction de Saint-Just (9). Juste après le carrefour avec la route conduisant au Vieux Bourg de Saint-Just de nombreuses exploitations sont ouvertes en bordure de route dans les **schistes et grès rouges du Membre de Montfort**. Peu après les dernières exploitations une route carrossable monte à droite jusqu'au sommet de la butte couronnée par un mince placage de Grès armoricain horizontal. Une carrière (10) ouverte à droite de la route permet d'observer ces Grès blancs riches en traces du type Bilobite et Vexillum.

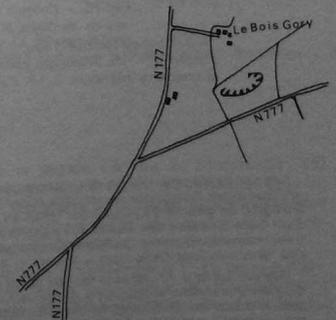
## La Vallée

Poursuivre la route vers Saint-Just et prendre à droite la route de la Vallée (11). Arrêter la voiture dans le carrefour situé juste avant les maisons de la Vallée. La route est entaillée dans des tufs fins et des cinérites intercalées ici dans les schistes et grès rouges du Membre de Montfort. **Ces volcanites correspondent vraisemblablement à une intercalation du Membre de Tréal dans le Membre de Montfort.**

Depuis la butte de Tréal jusqu'à Saint-Just le circuit se déroule dans une région qui possède l'un des ensembles mégalithiques les plus intéressants de Bretagne: alignements et tumulus des landes de Cojoux, atelier mégalithique de Séveroué, sépultures circulaires de Grémel.

## Carrière du Bois-Gory (fig. 74)

Fig. 74. - Croquis de situation: Carrière de Bois-Gory.



Traverser Saint-Just et rejoindre la N 177 que l'on prend à gauche en direction de Rennes. A 6 km du carrefour prendre à droite la N 777 en direction de Bain-de-Bretagne et immédiatement après la première route à gauche qui conduit à la carrière du Bois-Gory (11). Cette carrière est ouverte dans une lentille de **poudingue de Gourin**. Ce conglomérat briovérien à gros galets de quartz et de phanite noir est ici altéré et la transformation du ciment est suffisamment poussée pour que l'on puisse aisément séparer les galets les uns des autres. L'étude du matériel fourni par la carrière du Bois-Gory a montré que les lentilles de poudingue de Gourin pouvaient être considérées comme des épandages fluvio-glaciaires de matériel grossier.

La première partie du circuit consacrée essentiellement à l'étude du Briovérien et de la base du Paléozoïque s'achève ici. La seconde partie se rapporte à l'étude de la **série stratigraphique du Paléozoïque des syndicaux du Sud de Rennes** (fig. 67) et de quelques formations tertiaires.

### Saint-Malo-de-Phily (fig. 75 et 76)

Reprendre la N 777 jusqu'à Guipry, prendre sur la gauche la D 77 en direction de Saint-Malo-de-Phily. Après le pont sur le Rublard prendre la D 49 jusqu'à une grande carrière (13) ouverte sur le côté Nord de la route dans les sables pliocènes (Puits de service d'eau).

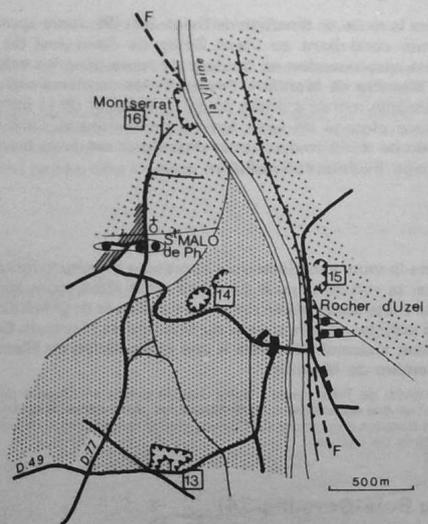


Fig. 75. - Croquis de situation : région de Saint-Malo-de-Phily.

13. Puits du Service d'eau. - 14. Carrière dans les sables pliocènes. - 15. Ancienne carrière ouverte dans les grès armoricains inférieurs. - 16. Carrière de Montserrat.

Les sondages pour l'étude des réserves aquifères ont traversé 60 mètres de sable azoïque avant d'atteindre les schistes briovériens bien au-dessous du lit de la Vilaine. Il s'agit d'un gisement « piégé » par failles au pied des hauteurs paléozoïques. Remarquer dans la masse des sables des « galets » d'argile blanche (**kaolinite**) qui proviennent vraisemblablement de l'altération de galets de schistes ou de grès sous l'action des eaux circulant facilement à travers le sable.

Revenir sur la D 77; on peut monter jusqu'au centre du bourg où affleurent les poudingues briovériens ou tourner à droite vers la gare de Pléchâtel. Après le virage une ancienne carrière (14) (côté nord de la route) montre les **sables pliocènes reposant sur les grès armoricains** (gros galets à la base) à 15 m au-dessus du lit actuel de

la Vilaine. C'est un des nombreux exemples de **colmatage d'une vallée antépliocène « suspendue »** à mi-pente du versant actuel. On peut aussi voir de volumineux blocs de grès tertiaires épars, dont la position originelle n'a pu être précisée. Descendre vers la gare et arrêter la voiture juste avant le pont qui enjambe la rivière.

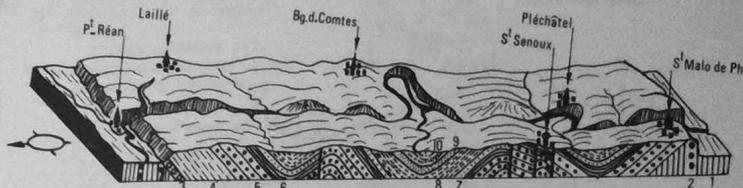


Fig. 76. - La vallée de la Vilaine entre Pont-Réan et Saint-Malo-de-Phily.

10. Formation de Riadan. - 9. Formation du Chatellier. - 8. Formation de Traveusot. - Formation du Grès armoricain : 7. Membre du Grès armoricain supérieur. - 6. Membre de Courouët. - 5. Membre du Grès armoricain inférieur. - Formation de Pont-Réan : 4. Dalles rouges. - 3. Conglomérats. - Briovérien : 2. Poudingue de Gourin. - 1. Schistes et grès.

Ici la vallée de la Vilaine recoupe la zone du contact entre le Briovérien et le Paléozoïque (fig. 76). Traverser le pont et prendre à gauche le long de la voie ferrée. La route entaille tout d'abord des **schistes briovériens** qui ont une schistosité bien marquée leur donnant un débit ardoisiers. Le **poudingue de Gourin** en bancs verticaux arme ces schistes et c'est cet ensemble résistant qui constitue le **Rocher d'Uzel** (fig. 77). Les affleurements en bordure de route disparaissent bientôt mais peu après on rencontre un petit escarpement constitué d'un conglomérat à galets de quartz et pâte schisteuse rouge bientôt suivi dans le talus de la route par des bancs de grès blanc appartenant à la formation du Grès armoricain. Au Rocher d'Uzel, la formation de Pont-Réan est donc absente et c'est la **formation du grès armoricain qui est à la base de la série paléozoïque**. En poursuivant on rencontre une carrière désaffectée ouverte dans les Grès armoricains inférieurs (15). Ces grès et quartzites blancs parfois psammitiques montrent de très belles stratifications entrecroisées et livrent d'assez nombreuses traces de type *Bilobite* et *Vexillum*.

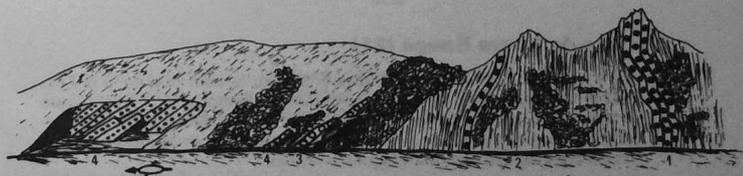


Fig. 77. - Le Rocher d'Uzel.

4. Formation du Grès armoricain. - 3. Conglomérat de base du Paléozoïque. - Briovérien : 2. Schistes et Grès. - 1. Poudingue de Gourin.

Sur l'autre rive de la Vilaine la grande carrière de Montserrat (16) (fig. 75), actuellement exploitée est ouverte à un niveau stratigraphique un peu plus élevé puisqu'elle entaille le **membre de Congrier**. En suivant le bord de la Vilaine en direction du Nord on rencontre des schistes noirs qui correspondent à la base de la **formation de Traveusot**.

Revenir à la voiture, traverser la Vilaine et prendre la D 42 jusqu'à Bain-de-Bretagne. Avant de poursuivre vers le Nord l'étude du Paléozoïque, il est possible d'étudier d'intéressantes **formations latéritiques** entre Bain-de-Bretagne et Chateaubriant (17 à 21) (fig. 78).

## Carrière de Rougé

Cette carrière (17) située à 2,8 km au Nord du bourg côté Est de la N 163, est connue sous le nom de « minière de Rougé » par opposition à la mine de « Bonne Fontaine », (1 km au Nord) qui exploitait jusqu'à ces dernières années le minerai de fer oolithique interstratifié dans la formation du Grès armoricain.

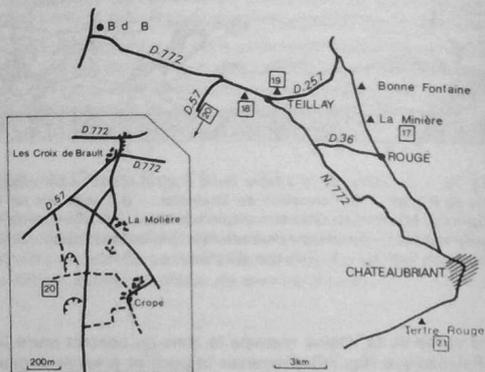


Fig. 78. - Croquis de situation : Formations latéritiques de Châteaubriant, Rougé, Teillay.

La minière est actuellement en grande partie noyée. On peut néanmoins voir dans sa partie Sud, la roche mère (Grès armoricain et schistes intermédiaires) entièrement kaolinisée (latérite) se présentant sous forme d'une argile blanche, ocre, rouge ou rubanée. Ce kaolin est surmonté par une cuirasse ferrugineuse discontinue constituée de goëthite et de traces d'hématite. Dans la zone Nord, on peut observer immédiatement au-dessus de l'eau, une cuirasse colluviale d'environ 1,50 m d'épaisseur qui repose sur du kaolin sédimentaire. Cette carrière exploitait uniquement le minerai de fer. De nombreuses autres carrières de ce type, la plupart abandonnées sont visibles dans toute la région. On peut voir en particulier : les carrières de Teillay (18, fig. 78) côté sud de la D 772, à l'Ouest du bourg, et immédiatement à l'Est, par un chemin sur le côté nord de la D 257 (19), les carrières de Crope (20) au sud du carrefour de la D 772 et de la D 57.

## Carrière du Tertre Rouge (21)

A 4,2 km au Sud-Ouest de Châteaubriant sur le bord Sud de la N 771. Il est préférable de passer par Châteaubriant et prendre la N 771 plutôt que de passer par Saint-Aubin-des-Châteaux. Il s'agit en réalité d'une exploitation d'argile gris bleu (presque noire quand il pleut) sillonnée localement de filets blancs ou tachetée de plaques blanches.

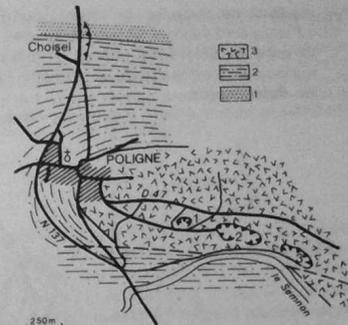
Cette argile, constituée de kaolinite associée à une petite quantité d'argile micacée, provient de l'altération des schistes à Calymènes sur 13 à 14 m d'épaisseur (on retrouve parfois dans ces argiles des pygidiums plus ou moins pyritisés) et, par endroits, elle a conservé l'allure feuilletée du schiste. Des oxydes de fer se trouvent soit sous forme de passées diffuses, soit au contraire concentrés dans une « zone à limonite » de direction Est-Ouest, particulièrement bien visible. Au S.-E. de la carrière, une poche longue de 20 m et profonde de 5 m au minimum, entaille l'argile grise : elle est remplie par une argile blanche surmontée d'une argile verte sur laquelle repose un sable ocre argileux. Cet ensemble correspond à un dépôt dont l'âge ne peut être fixé en l'absence de fossiles.

Les arrêts suivants (22 à 28) sont consacrés à l'examen du Paléozoïque au Nord de Bain

## Butte de Poligné (fig. 79 et 80)

A Bain-de-Bretagne prendre la N 137 jusqu'à Poligné puis s'engager sur la D 47 en direction de Pancé. A la sortie de Poligné dans le virage une petite route part à droite dans le bois qui couronne la Butte. La suivre

Fig. 79. - Croquis de situation : 22. La Butte de Poligné. - 23. la carrière Choisel.

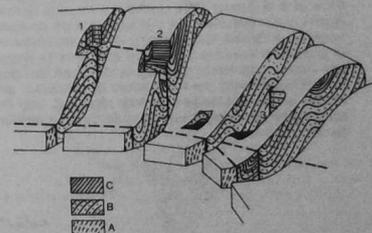


3. Grès culminant. - 2. Formation de Riadan. - 1. Formation de Chatellier.

jusqu'au terre-plein qui la termine et laisser la voiture. Revenir en arrière à pied jusqu'à la petite carrière du tertre qui s'ouvre à droite (22-1). Elle est ouverte dans les quartzites blancs qui constituent la base des formations siluriennes et qui sont rapportés au Llandovery. Revenir à la voiture et au bout du chemin descendre sur la gauche dans la carrière supérieure du Tertre Gris ouverte dans les ampélites du Llandovery (22-2). Ces roches argileuses noires très riches en matière organique contiennent une abondante faune de graptolites. On peut descendre ensuite dans la carrière inférieure (22-2) qui montre le contact entre les ampélites et les quartzites Llandoveryens. En descendant le flanc de la Butte jusqu'au cours du Semnon on rencontre un chemin qui conduit vers la gauche jusqu'à la grande carrière du Gué (22-3) ouverte dans les quartzites blancs.

Fig. 80. - Emplacements et coupes des carrières : Butte de Poligné.

1. Carrière du Tertre. - 2. Carrière du Tertre-gris. - 3. Carrière du Gué. Silurien : c. Ampélites. - b. Grès culminant. - Ordovicien : a. formation de Riadan.



C'est la combustion spontanée des déblais de la carrière du Tertre Gris qui, dégageant une épaisse fumée, a accrédité dans la région l'idée que la butte de Poligné était constituée par un volcan.

## Choisel (23, fig. 79)

Rejoindre Poligné et avant l'église prendre la direction de Rennes. On débouche ensuite sur la N 137. Arrêter la voiture peu après le carrefour au niveau de la route qui conduit à Choisel. Le parement Est de la route montre d'abord les schistes noirs de la formation de Riadan puis les grès verts de la formation de Chatellier.

## La Pierre au Diable (24, fig. 81)

Suivre la N 137 en direction de Rennes. A 12 km de Poligné prendre à droite la D 39 qui conduit à Orgères. Traverser l'agglomération jusqu'au cimetière, tourner à droite (D 286) en direction de Chanteloup, puis dans le bas de la côte, prendre à droite la petite route qui conduit à la ferme du Noyer. Poursuivre à pied par un chemin mal entretenu longeant un ruisseau. Ce chemin devient très étroit puis débouche sur une sorte de clairière

au fond de laquelle un chemin conduit sur la gauche à la carrière de la « Pierre au Diable ». La partie gauche du front de taille montre les **schistes et grès du Briovérien** plissés et redressés. Ces plis sont tranchés par une surface à pendage Sud sur laquelle reposent les **conglomérats de la base de Paléozoïque**.

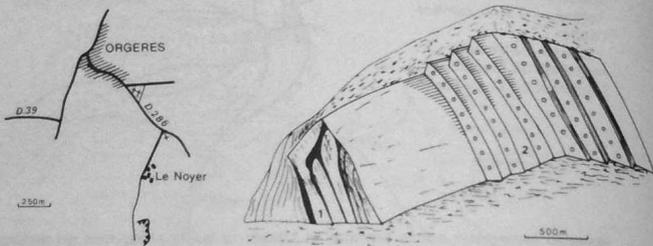


Fig. 81. - Croquis de situation et front de taille : La Pierre au Diable (point 24).

2. Conglomérats de base du Paléozoïque. - 1. Schistes briovériens.

### Carrières de Benioc (fig. 82)

Reprendre la voiture et rejoindre Orgères où l'on emprunte la D 39 jusqu'à Laillé. La route descend ensuite vers la Vilaine et entaille les schistes noirs de la partie inférieure de la **Formation de Traveusot**.

Après avoir traversé la Vilaine prendre la première route à gauche. Traverser la Perrière et à la Basse-Ville prendre à gauche la route qui conduit aux carrières de Benioc. Après avoir dépassé les installations de concassage laisser la voiture sur un petit terre-plein à droite du chemin, et en escaladant une petite pente assez raide gagner la première carrière (25). Elle est ouverte dans le **Grès armoricain inférieur** constitué par des bancs épais de grès et de quartzite gris ou bleu. Sur la droite une accumulation d'hydroxyde de fer traduit la présence en profondeur de la **couche de minerais de fer qui caractérise l'Arenig régional**. Les fractures sont nombreuses et affectent une **voûte anticlinale** bien visible dans la **carrière de la Corbinais** située de l'autre côté de la Vilaine.

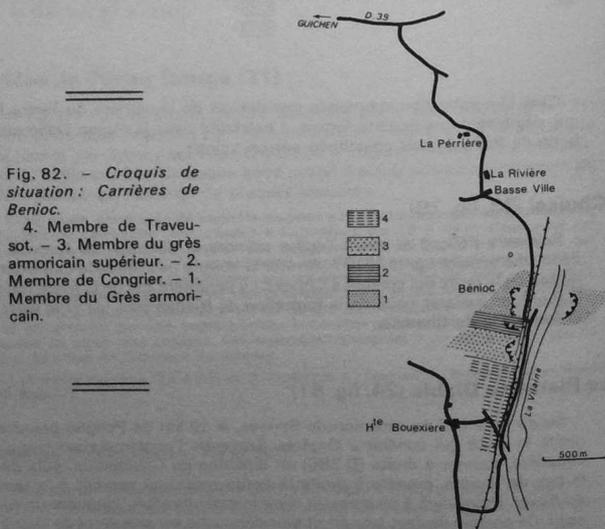


Fig. 82. - Croquis de situation : Carrières de Benioc.

4. Membre de Traveusot. - 3. Membre du grès armoricain supérieur. - 2. Membre de Congrier. - 1. Membre du Grès armoricain.

Reprendre la voiture et s'arrêter juste avant le passage sous la voie ferrée. Une petite carrière est ouverte dans les schistes et grès gris du Membre de Congrier. Prendre à pied le petit chemin qui suit la voie ferrée. Il débouche bientôt dans une carrière ouverte dans les **grès blancs psammitiques** du Grès armoricain supérieur. Ces grès sont riches en **pistes variées** et renferment fréquemment des lits noirs constitués essentiellement de **fragments de tests de Lingules**. Reprendre la voiture, passer sous la voie ferrée et suivre à droite le chemin qui longe la Vilaine et dont le parement est taillé dans les schistes noirs de la formation de Traveusot.

### Carrière des Landes (fig. 83)

Peu après le passage à niveau prendre à droite la route qui par la Haute-Bouexière conduit à Guichen, puis la N 177 en direction de Rennes. A l'entrée de Pont-Réan prendre à gauche la N 776 vers Guer. A 200 m du carrefour le premier chemin à droite conduit à la carrière des Landes (26). Cette exploitation actuellement abandonnée est ouverte sur le **bord septentrional des Synclinaux du Sud de Rennes au niveau du contact Briovérien/Paléozoïque**. La partie gauche du front de taille montre les **schistes et grès gris briovériens** dans lesquels sont intercalés de gros bancs de **poudingue de Gourin**. Sur la tranche de cette série très redressée repose, pendant à 45° vers le Sud, les **assises de base de la formation de Pont-Réan** débutant par un conglomérat à gros galets de grès. Par suite du lessivage par les eaux superficielles qui a entraîné une réduction du fer, la teinte habituellement rouge des sédiments cambro-trémadociens a ici localement viré au vert.

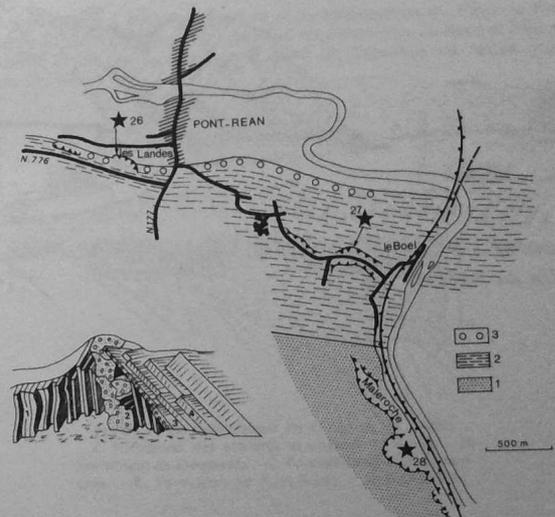


Fig. 83. - Croquis de situation : 26. Carrière des Landes. - 27. Le Boël. - 28. Carrières de Maleroche.

Formation de Pont-Réan : 4. Dalles vertes et rouges. - 3. Conglomérat - Briovérien. - 2. Poudingue de Gourin. - 1. Schistes et grès.

### Le Boël et Maleroche (fig. 83)

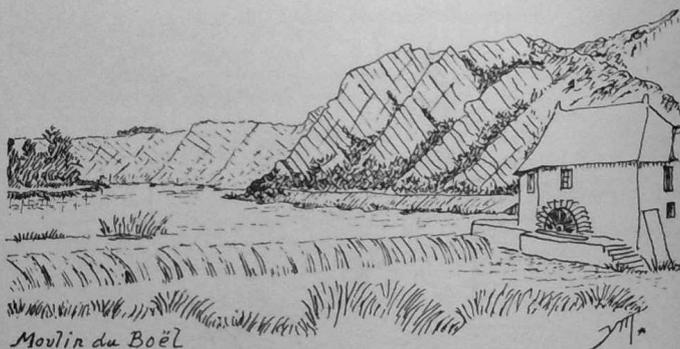
Faire demi-tour et reprendre la N 177 à gauche puis immédiatement la route qui vers la droite conduit au Moulin du Boël et à la carrière de Maleroche (27). De nombreux escarpements rocheux permettent d'étudier les **schistes et grès rouges de la Formation de Pont-Réan**. Au Moulin du Boël, belle vue sur la vallée de la Vilaine et vers l'amont sur le décrochement qui permet à la rivière d'entailler les unités paléozoïques.

On peut terminer le circuit par la visite de l'exploitation de **Maleroche (28)** (la route est carrossable jusqu'au bureau où l'on demandera l'autorisation de visite). L'exploitation principale est ouverte dans le **Grès armoricain inférieur**. Les bancs de quartzites dionales du front de taille apparaissent des bancs de schistes noirs qui annoncent le **membre de Congrier** et qui ont livré une microfaune (*Chitinozoaires*) caractéristique de l'**Arenig**. Immédiatement au-dessus des premiers bancs schisteux on rencontre sur environ 2 m le **minerai de fer oolithique caractéristique de l'Arenig de Bretagne centrale**.

Rejoindre Rennes par Pont-Réan et la N 177.

**Tertiaire et Quaternaire du Bassin de Rennes.** – A l'Ouest de Chartres-de-Bretagne le « calcaire grossier de Rennes » (Stampien) a été exploité autrefois dans les carrières de Lormandière et des Grands Fours aujourd'hui abandonnées et d'accès dangereux. Les calcaires miocènes (à *Lithothamnium*) et le Pliocène peuvent être retrouvés dans de petites excavations ou anciens fronts de taille notamment au Sud du bourg de Chartres.

La **carrière du Houx** (rive gauche de la Vilaine, à l'ouest de l'aérodrome et de la D 434) est une des nombreuses exploitations ouvertes dans les **alluvions de la Vilaine** qui recouvrent les **sables pliocènes**. Suivant la hauteur de la nappe aquifère on peut parfois observer le **faciès redonien**, le **calcaire oligocène** et des **niveaux d'argile noire**.



Moulin du Boël

### III. LE DOMAINE SUD-ARMORICAIN

#### ITINÉRAIRE 12

#### LE PAYS DE REDON

L'itinéraire met en évidence les caractères qui différencient les formations paléozoïques du Pays de Redon et celles des synclinaux cambro-siluriens du sud de Rennes examinés au cours de l'it. 11<sup>1</sup>.

Cartes topographiques IGN

1/50 000 Redon, Pipriac, Malestroit.

Carte Michelin 63

Carte géologique

1/80 000 Redon.

#### Structure – sédimentation paléozoïque

Les formations qui constituent le socle paléozoïque du Pays de Redon sont assez différentes de celles que l'on rencontre plus au Nord et elles sont souvent moins bien connues par suite de l'absence de restes organiques (fig. 84 et 85).

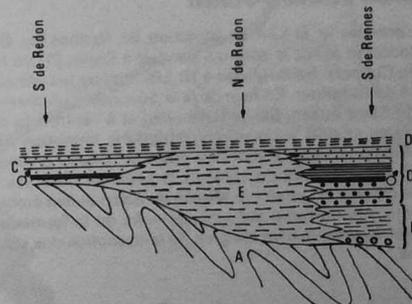


Fig. 84. – Le Paléozoïque de la région de Redon.  
E. Formation des schistes et arkoses de Bains. – D. Formation de Traveusot. – C. Formation du Grès armoricain. – B. Formation de Pont-Réan. – A. Briovérien.

L'**anticlinal de Lanvaux** : situé au Nord de Redon se développe depuis Baud à l'Ouest jusqu'à la région d'Angers vers l'Est. La zone axiale est occupée par le **granite de Lanvaux**. Ce massif est en réalité très complexe et montre plusieurs types de granites tant sur le plan de la nature pétrographique ou de la composition minéralogique que sur celui des données géochronologiques : 530, 450, 420 M.A. La **couverture sédimentaire toujours en contact anormal avec le granite** débute par des grès ocre à grain grossier, parfois feldspathiques et fréquemment associés à des schistes très fins : ils constituent la **formation de Bains-sur-Oust**. Celle-ci est surmontée par des schistes noirs rapportés à la **Formation de Traveusot**. La position stratigraphique de la **Formation des schistes et arkoses de Bains** est donc peu précise et on considère généralement qu'elle correspond à une sédimentation d'âge *cambro-arenigien*. Quant à ses rapports précis avec le granite de Lanvaux ils sont actuellement inconnus car les contacts sont partout de nature tectonique.

1. Rédigé par J.-J. CHAUVEL avec la collaboration de J. ESTÉOULE-CHOUX pour le Tertiaire.

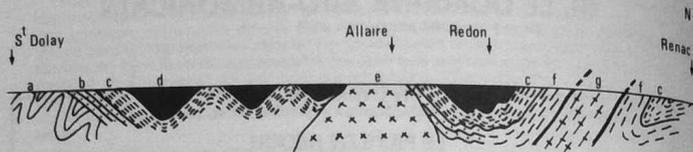


Fig. 85. - Coupe schématique de Renac à Saint-Dolay.

g. Granite de Lanvaux. - f. Formation des Schistes et Arkoses de Bains. - e. Granite d'Allaire. - d. Ordovicien supérieur et Silurien. - c. Formation de Traveusot. - b. Formation du Grès armoricain. - a. Briovérien.

La zone synclinale de Redon - Saint-Gildas-des-Bois correspond à la terminaison occidentale du **Synclinorium de Saint-Julien-de-Vouvantes**. Si sur son flanc Nord les formations de base du Paléozoïque ont des caractères particuliers par contre sur le flanc Sud on retrouve des sédiments qui présentent des analogies certaines avec la région de Rennes tout au moins pour ce qui concerne la base du Paléozoïque. Les sédiments cambro-trémadociens sont absents et la série paléozoïque débute par la **Formation du Grès armoricain**. La division en trois membres successifs, qui caractérise la région au Sud de Rennes, est ici absente mais les niveaux de minerai de fer sont présents. La **Formation de Traveusot** présente ici est surmontée par des schistes et grès roses ou violacés avec niveaux de *radiolarites* qui représentent la *partie supérieure de l'Ordovicien* et sans doute une partie du *Silurien*. La terminaison occidentale de cette zone synclinale est recoupée par le massif de granite d'Allaire.

Le circuit organisé au départ de Redon permet d'observer le granite de Lanvaux et le granite d'Allaire ainsi que les différents types de sédiments paléozoïques.

### Renac - Moulin de Saint-Julien

A Redon prendre la D 177 en direction de Rennes (fig. 86). A environ 11 km de Redon et avant la côte qui conduit à Renac (1) on trouve à droite la route de la Chapelle Saint-Melaine (D 56). Arrêter les véhicules sur le terre-plein situé au carrefour. En face de la D 56 s'ouvre un chemin qui conduit au Moulin de Saint-Julien. Sur le terre-plein et à l'entrée du chemin affleurent les schistes et grès feldspathiques (a) de la **formation des schistes et arkoses de Bains**. Les bancs sont peu épais et comme presque partout sur le flanc nord de l'anticlinal de Lanvaux la série est déversée vers le Nord. En suivant le chemin on atteint le **Moulin de Saint-Julien** établi au pied d'un bel escarpement qui montre les schistes noirs de la **formation de Traveusot** (b) géométriquement sous les grès de la formation des schistes et arkoses de Bains.

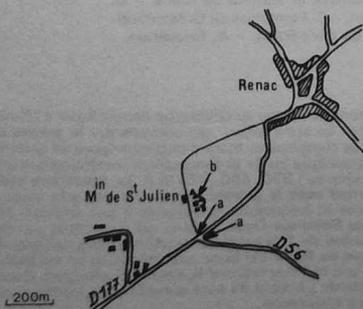


Fig. 86. - Croquis de situation : Renac - Moulin de Saint-Julien.

a. Schistes et grès feldspathiques. - b. Escarpements dans les schistes noirs.

### Bassin tertiaire de Langon : carrière de Port-de-Roche

A Renac, prendre la D 55 jusqu'à Langon puis la D 56 en direction du Port-de-Roche (2) : la carrière se trouve de part et d'autre de la route, juste avant le croisement de la D 56 avec la D 54. On peut y observer 5 à 6 m de **sable pliocène** à stratifications obliques surmonté par 5 à 6 m d'**alluvions** très hétérogènes : lits de graviers alternant avec des lits sableux, argiles bariolées. Dans le fonds de la carrière et suivant la profondeur d'exploitation des sables, des **argiles vertes oligocènes** sont plus ou moins bien visibles sous le Pliocène.

Entre Port-de-Roche, Sainte-Anne-sur-Vilaine et Langon des sondages ont montré l'existence sous les sables pliocènes de **dépôts oligocènes** (calcaires, marnes, argiles) jusqu'à 35 m de profondeur. Le substratum n'a pas été atteint. Des sondages électriques ont montré qu'il serait localement à plus de 200 m.

### Le Port-Corbin

Au Moulin de Saint-Julien faire demi-tour et reprendre la D 177 en direction de Redon puis à droite la route de Bains-sur-Oust (fig. 87). A Bains prendre la D 60 en direction de La Gacilly. Au carrefour avec la D 873 aller à droite vers La Gacilly puis à environ 2 km à gauche (D 60) en direction de Glénac. Avant d'atteindre le pont sur l'Aff on laisse à gauche la route de Port-Corbin et on trouve, dans le dernier virage avant le pont, un chemin sur la gauche. Laisser les véhicules à l'entrée, et descendre le long du chemin qui suit la falaise bordant l'Aff. Dans cette falaise de nombreuses carrières sont ouvertes dans les **grès grossiers et feldspathiques de la formation de Bains-sur-Oust** (3).

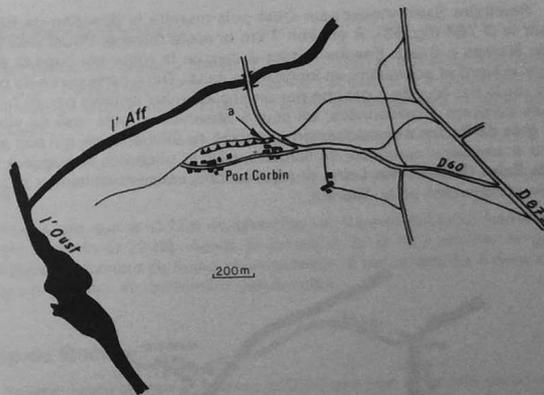


Fig. 87. - Croquis de situation : Le Port-Corbin.

a. Escarpements dans les arkoses grossières.

### Moulin de Vaulaurent

Reprendre les véhicules, traverser l'Aff et poursuivre jusqu'à Glénac. Gagner ensuite Saint-Martin-sur-Oust par la D 149 puis la D 777. A Saint-Martin prendre la D 14. A environ 2 km (4) dans dans le virage du Moulin de Vaulaurent une carrière est ouverte sur la gauche au contact entre la **formation de Bains-sur-Oust** et la **formation de Traveusot**. Des grès grossiers arkosiques représentant le sommet de la formation des schistes et arkoses de Bains sont surmontés par des grès fins à intercalations de schistes noirs; puis par des schistes zonés et enfin par des schistes noirs massifs correspondant à la base de la formation de Traveusot.

### L'île aux Pies

Rejoindre Saint-Martin-sur-Oust puis Saint-Gravé par la D 177 et Peillac et Saint-Vincent-sur-Oust par la D 764 (fig. 88). A Saint-Vincent prendre la

route de l'île aux Pies qui permet d'accéder aux rives de l'Oust (5). Ici l'Oust recoupe le **granite de Lanvaux** dans une cluse encaissée bordée de magnifiques escarpements rocheux. Le granite s'y montre sous son faciès le plus typique : c'est un granite à structure orientée riche en feldspath et où la biotite est concentrée en nids.

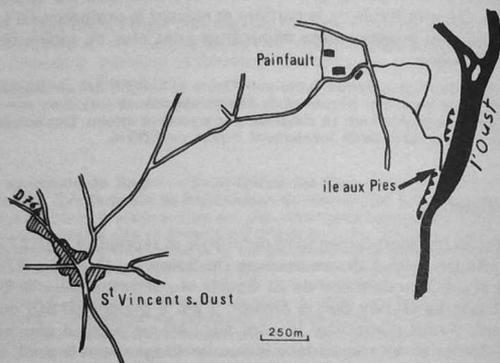


Fig. 88. - Croquis de situation : l'île aux Pies.

## Redon

Rejoindre Saint-Vincent-sur-Oust puis prendre la direction de Redon (6) par la D 764 (fig. 89). A environ 7 km la route traverse l'Oust puis le canal de Nantes à Brest. Ensuite laisser à gauche la route qui conduit à Redon par le Nord et poursuivre en longeant le canal. Dans cette partie du parcours la route est bordée à gauche par un escarpement entaillé par de nombreuses carrières abandonnées; on peut y observer un grès rosé ou violacé, le « **grès de Redon** » classiquement rapporté au *Silurien* mais qui doit appartenir à une série complexe de schistes, grès et phanites analogue à la **série de Saint-Georges-sur-Loire**, et représentant vraisemblablement le *sommet de l'Ordovicien et le Silurien*.

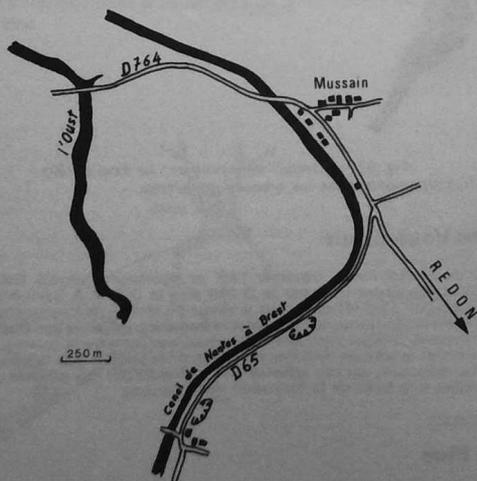
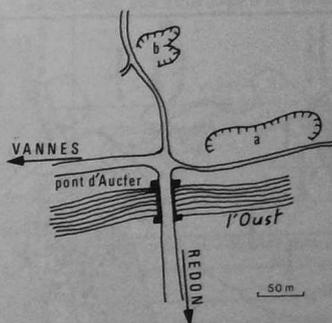


Fig. 89. - Croquis de situation : Environs de Redon.

## Aucfer

Traverser l'agglomération redonnaise et prendre la direction de Vannes (7) par la D 775 (fig. 90). La route traverse en chaussée le marais puis enjambe l'Oust. Immédiatement après le pont une grande carrière (a) est enjambée dans des quartzites très résistants que l'on peut rapporter au **grès armoricain**. Laisser les véhicules sur le terre-plein de la carrière et prendre à pied la route qui en face du pont conduit à Saint-Jean-la-Poterie. Une carrière ouverte (b) sur la droite montre les schistes noirs de la **formation de Traveusot** dans lesquels la mise en place du **Granite d'Allaire** a développé de nombreuses *baguettes d'andalousite*.

Fig. 90. - Croquis de situation : Pont d'Aucfer. a. Quartzites. - b. Schistes à andalousite.



## Saint-Jean-la-Poterie

Les sables et l'argile à Nassa (Pliocène) étaient exploités à la sortie du bourg de Saint-Jean-la-Poterie, près de l'actuel Stade Municipal (8). On peut encore trouver des lambeaux d'argile remaniés dans le talus bordant le stade.

## Gléré

Poursuivre sur la D 775 en direction de Vannes jusqu'au carrefour de Gléré avec la D 20 (9). Après le carrefour la D 775 entaille le **granite d'Allaire** en donnant de beaux escarpements. C'est un granite à deux micas, à grain grossier et localement porphyroïde.

## Etang du Rocher

Revenir jusqu'au carrefour avec la D 20 que l'on emprunte un court instant avant de prendre à gauche la route de Rieux et du Pont-de-Cran. Traverser la Vilaine au Pont-de-Cran et poursuivre jusqu'à Saint-Dolay où l'on prend la D 34 en direction de Sévérac. A environ 4 km de Saint-Dolay la route longe la queue de l'étang du Rocher (10). Sur la gauche deux carrières sont ouvertes dans les **Grès armoricains**. Ici ce sont des grès bleutés très riches en magnétite et hématite bien cristallisées et qui ont acquis un débit en feuillets d'origine tectonique. Le retour à Redon peut se faire par Sévérac, Fégréac et Saint-Nicolas-de-Redon.

LE PALEOZOIQUE  
DU DOMAINE LIGERIE  
EN ANJOU

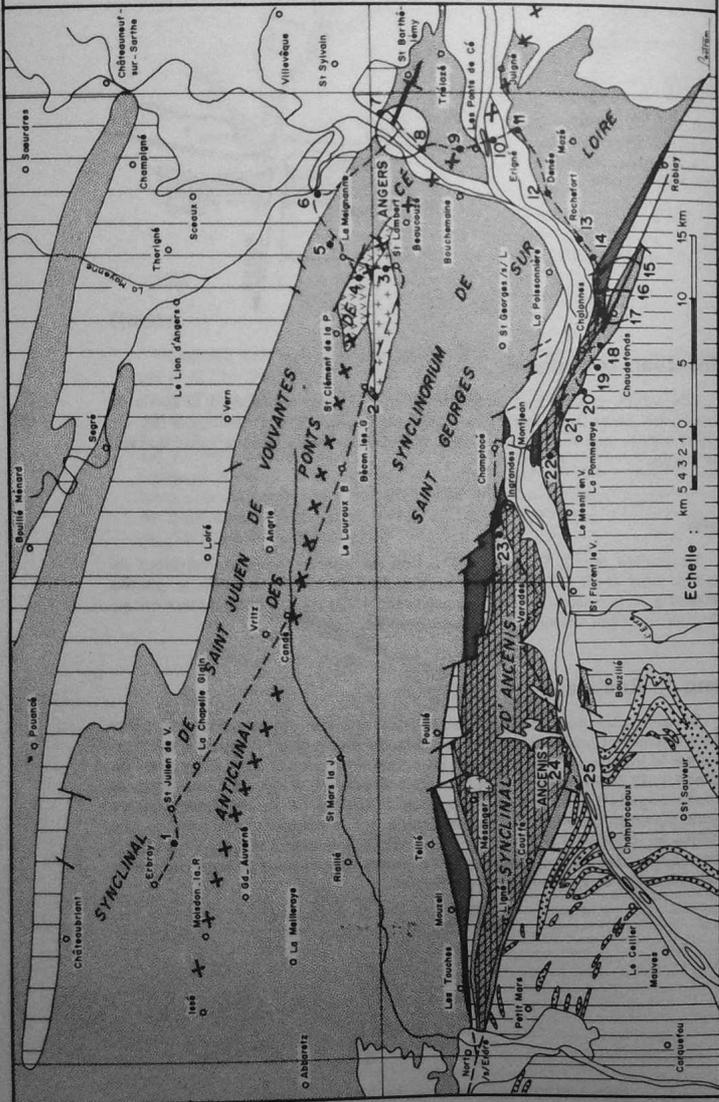
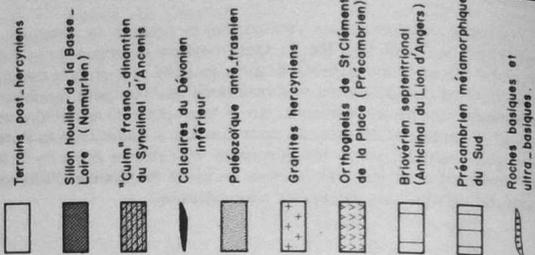


Fig. 91. - Carte géologique du Paléozoïque ligérien en Anjou. 1 à 25 : itinéraire.

ITINÉRAIRE 13

LE PALÉOZOÏQUE DU DOMAINE  
LIGÉRIEN EN ANJOU  
D'ERBRAY A ANGERS ET A ANCENIS

Cet itinéraire 1 permet d'étudier un vaste ensemble synclinorial d'âge paléozoïque qui affleure médiocrement entre le Briovérien peu ou pas métamorphique de l'anticlinal du Lion-d'Angers (arrêts 6 et 7) et l'anticlinorium métamorphique des Mauges (arrêts 19 et 20). Il se raccorde aux itinéraires 9 et 10 du Guide Val-de-Loire.

- Cartes topographiques IGN
  - 1/100 000 Segré, Angers.
  - 1/50 000 Saint-Mars-la-Jaille, Segré, Le Lion-d'Angers, Angers, Chalonnes-sur-Loire, Ancenis.
- Carte Michelin 63
- Cartes géologiques
  - 1/80 000 Château-Gontier, Ancenis, Angers.
  - 1/50 000 Chalonnes-sur-Loire, Angers (à paraître en 1976), Ancenis (à paraître en 1978).

Les unités tectoniques entrant dans la constitution de ce domaine sont les suivantes, du Nord au Sud (fig. 91 p. 156 et 92; la fig. 92 concerne les seules unités méridionales).

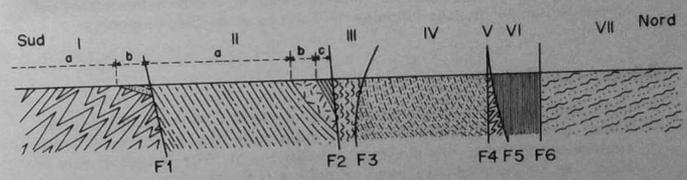


Fig. 92. - Unités méridionales du domaine ligérien en Anjou.  
Ia. « Briovérien » des Mauges. - Ib. son « revêtement » (formation du Moulin de Château-panne), Ordovicien inférieur. - II. Synclinal de Château-panne - Chateaufonds : a. Schistes et grès anté-dévonien. - b. Calcaire de Chalonnes (passage Emsien-Eifelien). - c. Schistes et grès à Psilophytes (Eifelien inférieur?). - III. Horst du Tombeau Leclerc (principalement Silurien et Dévonien inférieur). - IV. « Culm » frasno-dinantien. - V. Horst briovérien de Pouillé - Ardenay. - VI. Sillon houiller de la Basse-Loire (Namurien). - VII. Série synclinoriale, volcano-sédimentaire, de Saint-Georges-sur-Loire, principalement silurienne. - F<sup>1</sup> à F<sup>6</sup>. Failles directionnelles hercyniennes.

**Synclinorium de Saint-Julien-de-Vouvantes (ou d'Angers).** Sur son flanc nord (arrêts 5, 7) la succession stratigraphique est comparable à celle des synclinaux du Sud de Rennes (it. 11) : « série pourprée » cambro-trémadocienne (souvent absente), « trilogie arémigienne » (Grès armoricain inférieur à minéral de fer, « Schistes intermédiaires », Grès supérieur), **Schistes d'Angers** (Llanvirn à Caradoc), **groupe d'Avrillé** (atteignant le Silurien). Des **affleurements dévonien très discontinus**, surtout calcaires, jalonnent l'axe du synclinorium entre Erbray (arrêt 1) et Angers (arrêt 7).

**Anticlinale des Ponts-de-Cé.** Au cœur du pli, les **Orthogneiss de Saint-Clement-de-la-Place** (arrêt 4), attribués au Précambrien, sont considérés comme la réapparition orientale du Granite gneissique de Lanvaux. Ils sont surmontés, probablement en discordance, par les **Schistes et arkoses de Bains** (Cambro-Arenig, arrêt 9) qui passent graduellement aux **Schistes d'Angers** (arrêt 8).

1. Itinéraire rédigé par P. CAVET et H. LARDEUX.

**Le Synclinorium de Saint-Georges-sur-Loire** est occupé par un puissant complexe subsident, d'âge ordovicien supérieur à dévonien inférieur; on y distingue commodément les Schistes de Bouchemaine et d'Erigné (au Nord, arrêts 11) et le Complexe volcano-sédimentaire de Saint-Georges-sur-Loire (au Sud, arrêts 12 à 14).

**Le Sillon houiller de la Basse-Loire** se présente comme un fossé tectonique plus ou moins disloqué, étroit et allongé, rempli de Namurien productif (arrêts 16 et 17).

**Le Horst de Pouillé - Ardenay** ramène à l'affleurement le Précambrien métamorphique des Mauges.

**Synclinal d'Ancenis.** Les deux flancs de ce bassin sédimentaire sont formés par le Paléozoïque anté-frasnien (arrêts 18, 20, 21, 25), surtout schistogréseux et peu puissant, mais contenant, sur le flanc sud et en rive gauche de la Loire, des lentilles calcaires récifales de la zone de passage du Dévonien inférieur au Dévonien moyen (arrêt 21). Au cœur du pli, le « Culm frasno-dinantien », marin à la base, présente un développement remarquable (arrêts 22, 23, 24).

**Deux batholites de granites hercyniens post-tectoniques** affleurent sur le territoire étudié : celui de **Bécon** (arrêts 2 et 3) et celui de **Mésanger**.

## Erbray

A Erbray, emprunter la D 40 en direction de Saint-Julien-de-Vouvantes; s'arrêter au bout de 2 km, à droite, devant les installations industrielles de la « MEAC », où l'on demandera l'autorisation de visiter la **carrière de La Ferrière (1)**.

On y exploite, au cœur du synclinorium de Saint-Julien-de-Vouvantes, un **calcaire d'âge dévonien inférieur**, rendu célèbre par la monographie de Ch. Barrois (1889). Les rapports des calcaires d'Erbray avec les formations schisto-gréseuses qui les renferment sont encore mal connus. L'épaisseur du calcaire atteint environ 150 m; il s'agit d'un **édifice lenticulaire complexe, de type récifal** et qui, pour certains, serait renversé tectoniquement. La plus grande partie des calcaires est massive et constituée de débris de Crinoïdes. Dans les bancs situés au Nord de l'actuelle exploitation, on peut récolter une faune abondante et variée : nombreux Brachiopodes (*Spirifer*, *Rhynchonella*...), Polypiers, Bryozoaires, Trilobites, etc.; un niveau remarquable est constitué par de grosses colonies de Tabulés et de Stromatopores.

## Bécon-les-Granits

Par la D 40, puis la N 163 on gagnera, vers le S.-E., Saint-Julien-de-Vouvantes, puis Candé. 4 km avant d'atteindre cette localité on voit la crête schisteuse, dénudée, des anciennes ardoisières de Vritz se profiler vers le Nord. Les mêmes schistes bleus esquilleux (« schistes à barrettes ») sont bien visibles à l'entrée (faubourg de la Grée Saint-Jacques) et à la sortie de Candé (2). Ils représentent ici, *sur le flanc sud, étalé et ondulé, du synclinorium de Saint-Julien-de-Vouvantes*, la **formation des Schistes d'Angers** (Ordovicien « moyen »), exploitée plus à l'Est, dans la même position tectonique, aux ardoisières de La Pouëze et de Trélazé (voir guide **Val-de-Loire**, it. 9 et 10).

Poursuivre vers le S.-E., en direction d'Angers, par la N. 163. Entre le Louroux-Béconnais et Bécon-les-Granits, la route suit en direction vers le S.-E. une « dorsale » schisto-gréseuse attribuée à tort, sur la feuille géologique Chalonnais à 1/50 000, aux « **Schistes et arkoses de Bains** »; on a déjà, en fait, atteint la partie septentrionale du synclinorium de Saint-Georges-sur-Loire. A Bécon, tourner à droite en face de l'église et suivre, sur moins de 100 m, la N 161 bis vers Saint-Georges; prendre à droite, en direction des carrières; après un virage à droite (600 m plus loin), laisser à gauche une grande carrière inondée et s'arrêter au bout de 200 m devant les ateliers de sciage et de polissage, où l'on demandera l'autorisation de visiter l'exploitation du **Granite hercynien de Bécon**.

La roche, d'un gris-bleuté, *non orientée* et à grain moyen, contient du feldspath potassique, des plagioclases zonés, du quartz et de la biotite; la muscovite et l'apatite sont accessoires. Des filonnets d'aplite et de quartz, localement minéralisés en molybdénite et chalcopryrite, recourent le granite.

## La Fessardière (Saint-Lambert-la-Potherie)

De Bécon, toujours par la N 163 en direction d'Angers, gagner le carrefour des Landes (8 km); prendre, à gauche, la D 105 vers Saint-Lambert-la-Potherie; dans l'agglomération, tourner brusquement à gauche, 200 m après l'église, vers la Meignanne et s'arrêter au bout de 800 m au carrefour de la Fessardière (3).

On a là de beaux affleurements du **Granite de Bécon**, mais sous le faciès écrasé qui caractérise les affleurements orientaux du batholite. Du fait de l'écrasement, la roche a acquis une foliation N.-E.-S.-W. à pendage N.-W., soulignée par l'orientation des biotites.

## Carrière de Rome (La Meignanne)

Rep partir vers le Nord par la D 105; constater que le **Granite de Bécon** est encore présent 900 m plus loin, à la jonction du chemin du Grand-Minguet, dans la tranchée de la route et aussi, sous forme de « chicots », rocheux, dans les prés à gauche. Au bout de 700 m, d'autres « chicots », orthogneissiques cette fois, commencent à pointer çà et là dans les champs. La route continue à s'élever sur une distance de 400 m, jusqu'au point culminant (Moulin de la Coudre) (4). On est là au **cœur de l'anticlinal des Ponts-de-Cé**, occupé par les **Orthogneiss de Saint-Clément-de-la-Place** qui forment nettement relief par rapport à leur enveloppe de « Schistes et arkoses de Bains » au sein de laquelle ils auraient été introduits tectoniquement aux temps hercyniens. Après une descente de 800 m, prendre à gauche une petite route qui, remontant vers le S.-W. sur les orthogneiss, atteint en 600 m l'**ancienne carrière de Rome**.

On y observe un **orthogneiss** (granite écrasé métamorphique) à muscovite et biotite, présentant des rubanements quartz-feldspathiques et un étirement des porphyroclastes de feldspaths potassiques. Cette foliation est peu distincte, car le débit est principalement linéaire (linéation W.-N.-W.-E.-S.-E. plongeant faiblement vers l'WNW). On assimile habituellement les Orthogneiss de Saint-Clément-de-la-Place à un granite précambrien, formant le socle des Schistes et arkoses de Bains, métamorphisé et déformé en même temps que ces derniers à l'époque hercynienne.

## La Métairie (La Meignanne)

Gagner **La Meignanne** par la D 105 (1,4 km). A l'église, prendre à droite, par la D 103, vers Juigné-Béné et Feneu; au bout de 2 km emprunter, à gauche, le chemin qui conduit en 160 m à la ferme de la Métairie (5).

Des schistes, rapportés à l'Ordovicien moyen et supérieur, renferment des *nodules souvent fossilifères* (« **Schistes à Calymènes** ») que l'on peut récolter à la surface des champs, en particulier après les labours. Ces nodules appartiennent à deux horizons d'âge différent et répétés tectoniquement. Les nodules du *Llandello*, généralement argilo-siliceux et bleuâtres, livrent une riche faune de Trilobites (*Nesouretus tristani*, *Eodalmantina macroptalma*, *Zeliskella lapeyreii*). Ceux du Caradoc, plus rares, sont plus gréseux et généralement rougeâtres; ils renferment des Trilobites Trinucleidae (*Onnia grenieri*) et Dalmantidae.

## Juigné-Béné

Reprendre la D 103 vers le Nord, traverser, après 1,5 km, la N 162; au bout de 2,4 km de descente, s'arrêter à Juigné, en face de l'ancien pont sur la Mayenne (6). Le **Briovérien de l'anticlinal du Lion d'Angers** est ici bien exposé en falaise. Il est représenté par des schistes olivâtres non métamorphiques dont la schistosité principale, dirigée N 100° E, plonge de 60 à 80° vers le Nord.

## Tranchée des Granges (Angers)

(Voir guide **Val-de-Loire**, fig. 75, p. 110). Gagner Angers par Montreuil-Belfroy et Avrillé; traverser la Maine au Pont de la Haute-Chaine, et se rendre à la Tranchée des Granges, en lisière nord de l'agglomération (7). On y étudiera la succession ordovicienne classique du flanc nord du synclinorium Saint-Julien-de-Vouvantes - Angers.

## Château du Roi de Pologne (Angers)

Revenir au centre d'Angers et se rendre sur la place de l'Académie (place de l'église Saint-Laud); partir, vers le S.-W., par l'avenue de la Blancheraie; au bout de 100 m prendre, à droite, la rue de l'Esivière jusqu'à la place Monseigneur Rumeau (250 m). Descendre à pied jusqu'au Château du Roi de Pologne, sur le quai de rive gauche de la Maine, par la ruelle Pitre-Merlaud (8). Dès le départ on observe, d'abord en direction, puis en coupe, les alternances schisto-gréseuses, à pendage N.-N.-E., souvent colorées en rouge par l'hématite, du passage « **Schistes et arkoses de Bains** » – « **Schistes d'Angers** »; noter l'aspect fibreux (débit « en allumettes »), dû à une linéation d'allongement présente dans tout l'anticlinal des Ponts-de-Cé. Vers le N.-N.-E., on atteint graduellement les Schistes d'Angers proprement dits, bien exposés en falaise jusqu'au Château du Roi René (dont ils forment le soubassement), et au-delà vers le Nord.

## Chemins de Sainte-Anne et des Trois-Paroisses (Angers, Les Ponts-de-Cé)

Rejoindre la place de l'Académie par la rue Kellermann, puis gagner la place André-Leroy (direction « Sud Loire ») par le boulevard du Roi-René. Prendre alors à droite la D 161 vers Cholet et continuer sur 2,4 km jusqu'à l'embranchement (à gauche) de la rue Ch. Détriché, c'est-à-dire jusqu'à une station « Total », à droite. Pendant ce trajet, qui s'est effectuée en direction S.-S.-E., un peu obliquement par rapport à l'axe de l'anticlinal des Ponts-de-Cé, on a roulé continuellement sur les **Schistes et arkoses de Bains**. Ce complexe, attribué au « Cambro-Arenig », et dont les horizons supérieurs ont été étudiés à l'arrêt précédent, est ici médiocrement exposé en tranchée de chaque côté de la grande route (meilleurs affleurements à l'Est), entre le point de station et le prochain carrefour vers le Sud (chemins de Sainte-Anne et des Trois-Paroisses) (9).

Sous un **pavage de cailloutis quaternaires éolisés**, on observera des alternances de schistes altérés, ocres à rouges, plus ou moins gréseux et psammitiques, et de **micropoudingues feldspathiques** (« arkoses ») à **quartz étirés**. De telles alternances peuvent être tenues pour très caractéristiques de toute la longue et étroite zone anticlinale Lanvaux – Les Ponts-de-Cé.

## Saint-Maurille (Les Ponts-de-Cé)

On atteint rapidement, par la N 161, la plaine de la Loire, large ici de 3 km, et dont les alluvions masquent la terminaison, périclinale vers l'Est, de l'anticlinal des Ponts-de-Cé; 300 m après le pont de Dumnacus, (sur le bras principal), marquer l'arrêt, à Saint-Maurille (10). L'agglomération occupe un petit îlot rocheux émergeant de la plaine alluviale et formé par les **Schistes d'Angers du flanc sud de l'anticlinal des Ponts-de-Cé** (bande « Beaucouzé – La Baumette – Saint-Maurille – Juigné-sur-Loire »). Ces schistes bleus, sub-ardoisiers, dont la schistosité plonge faiblement au S.-W., sont bien visibles sous l'église et dans les rues adjacentes.

## Érigné

A Érigné (1 km plus au Sud), on cherchera à stationner à proximité de la jonction de la route de Cholet avec la route de Niort (11). Un coup d'œil vers le Nord montre les alternances schisto-gréseuses du Rocher d'Érigné, couronné par le « Château »; au-dessus, des schistes gris à pendages faibles (30° S.-S.-W.), sont bien visibles au carrefour même. Ils admettent, 50 m plus au Nord (chemin de la Corderie), une mince intercalation volcanique de teinte claire. L'ensemble est attribué, sous le nom de « **Schistes de Bouchemaine et d'Érigné** » (Ordovicien supérieur à Silurien) aux affleurements septentrionaux du synclinorium de Saint-Georges-sur-Loire.

## Environs de Denée

Quitter Érigné par la route de Cholet (N 161); après 350 m, prendre à droite la D 751 vers Chalonnes. Les Schistes de Bouchemaine et d'Érigné, avec zones sub-ardoisières (falaise de la Roche de Mûrs), passées schisteuses violacées et minces intercalations gréseuses, affleurent çà et là jusqu'au

delà de Mûrs. On pénètre bientôt dans la partie méridionale du synclinorium, rapportée au **Complexe volcano-sédimentaire de Saint-Georges-sur-Loire**, d'âge principalement silurien, surtout schisteux avec grès, phanites et roches volcaniques acides et basiques. 150 m après l'embranchement de la route de Mozé (V O 6) (700 m avant Denée), on pourra voir, à gauche, dans le talus, des affleurements de « **microgranite – rhyolite** » plus ou moins schistosés (12). A la sortie SW de Denée, des schistes d'un rouge violacé panaché de vert, fissiles et luisants, dirigés Nord 110° E., à pendage Sud 50°, affleurent à proximité d'un calvaire et d'une station d'essence.

## Pic Martin (Rochefort-sur-Loire)

Traverser Rochefort (4,5 km); 100 m au-delà du panneau de fin d'agglomération, prendre, à gauche, une petite route conduisant au parking du Pic Martin. Ce piton est formé par un **dyke de « microgranite-rhyolite »** appartenant au cortège volcanique acide du **Complexe de Saint-Georges**. La roche, très diaclasée, est parcourue par des filons sinueux de quartz blanc; on y reconnaît des quartz automorphes et des feldspaths altérés beiges et roses, dans une pâte chloriteuse (13).

Un coup d'œil vers le Sud montre, à nos pieds, une dépression large de 700 m : c'est le « **graben de Rochefort** », effondré au sein du Complexe de Saint-Georges, et occupé par des **schistes et grès continentaux** (difficilement visibles) à **flore westphalienne**. La faille limitant au S.-W. ce fossé tectonique est soulignée, sur près de 2 km, par un escarpement très net.

## Corniche du Louet

900 m plus loin, au-delà de la faille dont il vient d'être question, on retrouve le **Complexe de Saint-Georges**. Après 1,8 km d'une montée étroite et sinueuse (« Corniche du Louet »), s'arrêter dans un grand virage, 50 m avant la borne « Chalonnes 7 km »; repartir à pied en sens inverse de manière à étudier, en descendant, le talus très escarpé de droite (14). Noter dès le départ (borne hectométrique n° 9) la présence de minces intercalations de **roches vertes** : roches volcaniques basiques (**spilites**, c'est-à-dire « basaltes sodiques ») et leurs tufs. On ne voit plus guère ensuite que des schistes, le plus souvent d'un rouge violacé, parfois gris, plus ou moins fissiles et luisants, localement un peu gréseux. Au bout de 400 m, entre les bornes hectométriques n° 6 et n° 5, on remarque, au sein de ces schistes, une **intercalation, puissante de 3 à 4 m de phanites** (microquartzites graphiteux) en lits centimétriques, à la fois redressée à la verticale et affectée d'ondulations décimétriques à axe horizontal.

## Point de vue de la Haie-Longue

Au départ, on franchit en moins de 200 m la faille, invisible ici, qui sépare le synclinorium de Saint-Georges-sur-Loire du long et étroit **Sillon houiller de la Basse-Loire**, rempli de Namurien productif (schistes, grès et psammitiques, conglomérats, veines de houille, tufs rhyolitiques), que l'on suit désormais en direction jusqu'à Chalonnes; stationner à droite, au bout de 600 m, près du monument à la mémoire de René Gasnier (15); de là s'étend, vers le Nord, un beau **panorama** sur la plaine de la Loire et du Louet (table d'orientation). De l'autre côté de la route, derrière un oratoire, affleure un **poudingue intraformationnel** à galets (1 à 30 cm) de quartz, grès, schistes et phanites.

## Les Malécots (Saint-Aubin-de-Luigné)

Traverser la Haie-Longue et continuer, sur 1,2 km, toujours par la D 751 jusqu'à l'**ancienne mine de houille des Malécots**, abandonnée depuis 1964, et dont l'emplacement est bien marqué par un ancien **terril** aplani, visible sur la droite à 150 m de la route (16). Ce teruil fournit un bon échantillonnage des différents faciès du houiller productif; on récolte par ailleurs des **fossiles végétaux d'âge namurien** (« *Calamites* », « *Fougères* », « *Lépidodendrales* »). De l'autre côté de la route et à moins de 100 m plus à l'Ouest,

une tranchée large et profonde, longue de près de 200 m, entame « directionnellement » une intercalation de « **Pierre carrée** » (N. 160° E., pendages 70-75° E.-N.-E.).

Cette roche, ainsi nommée en raison de sa cassure parallélépipédique, est un **tuf volcanique acide**, à granulométrie variable, déposé en milieu lacustre et localement riche en fossiles végétaux. La face N.-E. de la tranchée montre de gros blocs pyroclastiques, emballés dans des cendres fines. Au fond de la carrière, on voit de belles « **figures de charge** » et des structures « **micro-entrecroisées** ». La face S.-W. permet d'observer des **trons couchés de Lépidodendrales**; d'autres trons, visibles en section sur les plans de stratifications ont été enfouis sur place sous les cendres.

### Carrière du Roc (Chalennes)

1 200 m plus loin, s'arrêter en face de la Carrière du Roc où l'on exploitait, pour le macadam, une autre intercalation de « **Pierre carrée** ». (17). La direction (N. 130° E.) est ici parallèle à la route; les pendages défavorables (25° N.-E.) expliquent que l'exploitation, devenue dangereuse, ait été abandonnée. On remarquera deux petites failles de tassement dans la partie ouest du front de taille; une **mince passée de houille** est visible vers le centre de la carrière.

### Les Fresnaies (Chalennes)

On gagne ensuite Chalennes (4 km) où l'on quitte le Namurien, toujours présent sous les alluvions de la Loire, pour entrer, par faille, dans la **terminaison orientale du synclinal d'Ancenis**. Sur la place de l'Hôtel de Ville, prendre en direction de Chemillé, la route N 161 bis; 850 m plus loin, à un carrefour à mi-côte, prendre à droite et stationner 30 m au-delà (18).

Les reliefs visibles à l'arrière plan au Sud sont formés par le « **Briovérien** » métamorphique (voir arrêt suivant). Une faille E.-W. les sépare de schistes et grès attribuables à l'Ordovicien (et au Silurien?), mais affleurent mal ici. Les schistes bruns micacés très tourmentés, à cassure cupuliforme, qui les surmontent et que l'on observe depuis le point de station jusqu'au carrefour, contiennent de gros nodules gréseux à rares Tentaculites; ils appartiennent à la **zone de passage Dévonien inférieur - Dévonien moyen**. A 100 m au N.-E. du carrefour, au-delà d'une faille, non observable ici, on entre dans le horst du Tombeau Leclerc, large d'environ 150 m, où le Silurien fossilifère présente un beau développement. Des schistes fissiles de teinte brune, à pendages nord, visibles dans un chemin E.-W. en face du Pavillon isolé des Fresnaies, fournissent des empreintes de *Monograptus latus*, indiquant le **Wenlock** (Silurien moyen).

En longeant, sur 150 m, à partir de ce point, vers le N.-W., une limite de pré, on atteint un talus orienté sensiblement E.-W. où affleurent des **phanites à Graptolites du Llandovery** (Silurien inférieur). Ces microquartzites graphiteux, finement stratifiés, à pendage 45° N., livrent en abondance *Monograptus lobiferus*, *M. convolutus*, *Rastrites sp.*, *Climacograptus sp.*, *Retiolites*. Revenir au Pavillon et prendre, sur 300 m vers le N.-E., le chemin des Fresnaies; on se trouve alors au-delà de la faille nord du Horst du Tombeau Leclerc; les **schistes rouges du Culm** affleurent aux environs du carrefour situé une centaine de mètres à l'Ouest de l'entrée du château.

### Ruisseau d'Armangé (Chalennes)

Repartir en direction de Chalennes; après 400 m, prendre à gauche (vers le S.) le long du cimetière, et remonter la vallée du ruisseau d'Armangé par sa rive gauche. Au bout de 750 m (100 m en amont d'un petit pont) on atteint de bons affleurements, exploités en petites carrières, du « **Briovérien** » épimétamorphique des Mauges (19).

Il s'agit de **schistes sériciteux et chloriteux** très fracturés, de teinte assez sombre, à rythmes schisto-gréseux millimétriques, affectés de plissements intenses, et dont la linéation souligne les axes de plis. Il existe également des intercalations, souvent puissantes, de grès albitiques gris clair. Le contact faillé de ce Briovérien avec les schistes fissiles et micacés du Paléozoïque, ici très redressés, a été observé un peu plus au N. (100 m en aval du petit pont), dans le talus de la route.

### Ruisseau de la Guinière (Chalennes)

Traverser Chalennes (construite sur le Culm frasnno-dinantien) par la D 751 en direction de Saint-Florent-le-Vieil. Prendre à gauche, au bout de 1,7 km, la route du hameau de la Guinière. Stationner à côté du panneau de localité et prendre le chemin à droite d'un hangar au toit de tôle ondulée (20). Au bout de 150 m, tourner à gauche et emprunter le chemin creux qui, après une grande courbe à droite, longe vers l'aval l'escarpement de

rive droite du ruisseau de la Guinière. Au cours de ce trajet, long de 300 m, on recoupe un « **Briovérien** » épimétamorphique tout à fait typique, avec linéation et plissements. Quelques mètres avant un mur de vigne barrant le chemin vers le Nord, on voit reposer, **en nette discordance sur le Briovérien**, un ensemble finement stratifié (direction N. 70° E., pendage 45° N.-N.-E.), et exempt de tout métamorphisme; les faciès sont d'abord plus gréseux, voire bréchiques tout à fait à la base; puis on n'observe plus que des schistes beiges micacés. Cette « **formation du Moulin de Châteaupanne** » (dont la localité-type se trouve à 2 km vers l'E.-N.-E.) a fourni ici-même, et dans plusieurs autres gisements, de gros Conodontes et de très petits Brachiopodes inarticulés. Ces fossiles conduisent à envisager un **âge arénigien pour la transgression paléozoïque** sur les Mauges briovériennes, préalablement plissées et métamorphisées, puis arasées, dans le cadre d'une orogénèse (« cadomienne »?) de la fin du Précambrien.

Le même contact discordant peut être observé dans une vigne, une vingtaine de mètres plus au Nord. De telles répétitions tectoniques sont de règle dans la région; *elles illustrent le style particulier, en « panneaux de socle basculés », qui caractérise le bord sud du synclinal d'Ancenis entre Montjean et Chateaufonds.*

### Carrière de Chateaupanne (Montjean)

(Pour visiter, demander l'autorisation à l'Entreprise Denéchère de Chalennes-sur-Loire). Quitter la Guinière par la même route en passant au Bordage Blandin, puis aux Aireaux de Grésigné où une rupture de pente souligne le contact faillé entre le « **Briovérien** » des Mauges (au Sud) et le « **Paléozoïque anté-frasnien** » du flanc sud du synclinal d'Ancenis. On atteint en moins d'un kilomètre la D 751 que l'on suit vers l'Ouest sur 2 km avant de prendre, à droite, la route de la **carrière de Chateaupanne (21)**. Laisser la voiture sur le terre-plein d'accès, et amorcer la descente vers le Nord; on observe alors un **contact faillé**, très redressé (65° S.) entre des schistes bruns, d'âge indéterminé, et les calcaires (exploités ici comme matériaux routiers). La carrière se présente comme une vaste excavation à plusieurs palliers, large de 200 m au moins et allongée d'E. en W. sur plus de 700 m.

Elle est ouverte dans l'une des nombreuses **lentilles du Calcaire de Chalennes**, disposées en chapelet, sur ce flanc du synclinal, depuis Liré à l'Ouest, jusqu'à l'Est de Chateaufonds, et que leur faune de Polypiers récifaux permet de rapporter à la zone de passage du Dévonien inférieur au Dévonien moyen (Emsien - Eifelien). La paroi nord montre des poches karstiques remplies de sables marins, ocre, d'âge miocène - pliocène. On gagnera d'abord la partie gauche (occidentale) pour observer en place, dans des calcaires massifs, des colonies de Polypiers récifaux (surtout Tabulés, Stromatopores et *Amphipora*).

Emprunter ensuite, vers l'Est le chemin d'exploitation qui longe d'abord la limite sud du calcaire puis décrit une boucle à 180°, contournant ainsi toute la partie orientale de la carrière. Les calcaires, dont on observe ici la base, non récifale, se présentent en bancs réguliers à pendage 40-45° N., et sont affectés par de nombreux décrochements N.-S. On les voit localement reposer, en contact apparemment normal, sur un mince niveau schisto-gréseux à menus débris végétaux (Silurien? Dévonien inférieur?), lui-même superposé à des schistes sombres, micacés, peu fissiles, attribués à l'Ordovicien supérieur et ayant livré des *Dicellograptus*.

Peu après la boucle à 180°, emprunter, vers l'Ouest, un chemin qui suit approximativement le contact entre le Calcaire de Chalennes et les « **Schistes et Grès à Psilophytes** » qui les surmontent en concordance. Ce nouvel ensemble est observé ici dans une profonde carrière E.-W. abandonnée; mais son étude sera plus aisée si l'on poursuit encore vers l'Ouest sur 300 m, jusqu'au chemin creux qui donne accès, à partir du Nord, à la partie centrale de la carrière en exploitation. On y voit des alternances décimétriques à centimétriques, à pendage nord, de schistes plus ou moins gréseux et de grès feldspathiques; ces derniers contiennent de mauvais débris flottés de végétaux vasculaires attribués au groupe primitif des Psilophytes. De tels dépôts témoignent du triomphe, vers le début de l'Eifelien, des apports détritiques terrigènes sur la sédimentation carbonatée. Ils annoncent en même temps la **longue période d'émergence** qui devait connaître la région avant le début du Frasnien dans le cadre d'une phase « bretonne » de l'orogénèse hercynienne.

### Sud de Montjean

Gagner, par la D 751, le Sud de Montjean (3 km) et prendre, à gauche, la D 151 en direction de la Pommeraye jusqu'au carrefour de « **Sans-Besoin** » (300 m) (22). On y aura, vers le Nord, une **belle vue sur la butte de Montjean**, orientée E.-W. et formée par le Namurien du Sillon houiller de la Basse-Loire, ici en contact faillé, au Sud, avec le puissant complexe subsidant, surtout continental ou laguno-saumâtre, du **Culm « frasnno-dinantien »**

du **Synclinal d'Ancenis**. Des alternances schisto-gréseuses, bien caractéristiques de ce complexe, peuvent être étudiées ici-même ainsi que dans un chemin creux parallèle à la D 151 et situé 175 m plus à l'Est, le long des bâtiments de la Bogaterie. Les faciès schisteux livrent ici des **empreintes végétales** typiquement dinantiennes, avec, entre autres espèces, *Sublepidodendron roberti*.

### Le Vieux Bray (Montrelais)

Traverser la Loire à Montjean et rejoindre en 3 km, par la D 15, la route N 23 que l'on suit vers l'Ouest sur 10 km jusqu'au carrefour de la route venant de Montrelais; tourner à droite (vers le N.) puis encore à droite, à une fourche, au bout de 650 m; 700 m plus loin, après avoir laissé à gauche la ferme du Vieux-Bray, on atteint le fond de la Vallée du Tombereau; stationner à gauche, 15 m avant le ponceau (23).

Le **Poudingue d'Ingrandes**, ancien dépôt torrentiel sous-lacustre de la fin du Culm (Viséen?), présente un développement considérable, entre Ingrandes et Varades, au cœur du synclinal d'Ancenis. Il forme ici les escarpements de rive gauche du Tombereau et peut être étudié en remontant, vers le Nord, la route de la Peignerie; les couches présentent ici une direction aberrante (N. 160° E.), et plongent de 80° vers l'E.-N.-E. La formation est à la fois grossière et hétérométrique; ses galets sont formés surtout de grès feldspathiques du Briovérien et, plus accessoirement, de quartz, de quartzites ordoviciens et de schistes divers; la matrice est argilo-sableuse. Ces puissantes décharges détritiques auraient été principalement alimentées, vers la fin du Dinantien, par des reliefs septentrionaux, et en particulier par le horst briovérien de Pouillé, alors en voie de surrection.

### L'Ecochère (Saint-Géréon)

Gagner, en 18 km par la N 23, le centre d'Ancenis; de là, emprunter vers l'Ouest, sur 1,7 km seulement, l'ancienne route de Nantes; s'arrêter en face d'un mur orné d'un vaste placard publicitaire et attenant à une maison isolée flanquée d'un grand cyprès (24). En quelques mètres on accède, à gauche (Sud de la route) à un tas de déblais, surmonté d'une croix, marquant l'emplacement de l'ancien four à chaux de l'Ecochère. Dans une petite carrière, aujourd'hui transformée en mare, et visible immédiatement en contrebas à droite, on a extrait jadis un calcaire argileux, en plaquettes d'un gris sombre. Ce même calcaire est visible, en très nombreux débris, ici même ainsi que dans les vignes plus à l'Est; il est riche en fossiles (Polypiers simples ou branchus, Brachiopodes) mis en relief par le ruissellement. Ces calcaires forment ici plusieurs minces lentilles W.-N.-W.-E.-S.-E., emballées dans des schistes rouges ou verts, plus ou moins siliceux, à intercalations centimétriques de radiolarites rouges, grisâtres ou jaunâtres, désignées sous le nom de « **lydiennes** ». Ces différents faciès non carbonatés des « **Schistes et Calcaires de l'Ecochère** » peuvent être observés, au moins sous forme de débris, dans les vignes et jardins à l'E. de l'ancien four à chaux. Cet ensemble dont l'âge frasnien a été confirmé par la découverte de rares spécimens de *Manticoceras* (Goniatite) forme, sur ce flanc sud du synclinal d'Ancenis, la base transgressive du « Culm frasnio-dinantien ». Sur l'autre flanc du synclinal, le calcaire de Cope-Choux, de même âge frasnien, a la même signification paléogéographique et structurale.

### Pierre Meslière (Saint-Géréon)

Continuer, vers l'Ouest, par l'ancienne route de Nantes. Au bout de 800 m (50 m avant un hangar en parpaings) on récolte des échantillons fossilifères, voire des **fossiles frasnien** tout dégagés (surtout Tétracoralliaires simples) au Sud de la route, dans une vigne située sur l'emplacement d'une autre lentille du « **Calcaire de l'Ecochère** ».

En moins de 300 m on rejoint ensuite la N 23, que l'on quitte après seulement 300 m, en prenant, à gauche (danger!), une petite route qui conduit en 700 m à la **ferme de Pierre Meslière** (ou « Pierre Melière »), d'où l'on surplombe la vallée de la Loire. On marche directement sur le « **rocher de Pierre Meslière** », pointement pyramidal tout proche, haut d'une dizaine de mètres, formé d'un **quartzite gris très dur**, veiné de quartz, bien stratifié (N. 120° E., pendage 45° N.), avec de belles surfaces listriques (« **miroirs de faille** »). Sur les deux flancs du synclinal d'Ancenis, des quartzites analogues présentent comme c'est le cas ici, un gisement lenticulaire au sein de schistes gris ou bleus, généralement fissiles et micacés, plus ou moins gréseux, nullement métamorphiques. Les schistes en question sont bien visibles non seulement en

débris dans les vignes voisines, mais en place, le long d'un chemin où on les observe en contact méridional avec le quartzite. On peut y récolter, à proximité du rocher de Pierre Meslière, des **nodules gréseux très durs**, dont le grand axe excède rarement 4 ou 5 cm; ces nodules ont livré les mêmes Trilobites (*Ormathops atavus*, *Pricyclopyge binodosa*) qu'aux gisements, beaucoup plus riches, de Beau Soleil (Sud des Touches, sur ce même flanc du synclinal) et de la Fouquelière (N.-E. de Ligné, sur le flanc nord). Ces fossiles conduisent à proposer un **âge llanvirnien** pour la partie inférieure des « **Schistes et quartzites de Pierre Meslière** » qui représentent ici le **Paléozoïque anté-frasnien** (25).

Le contact, probablement faillé, avec le « **Briovérien** » épimétamorphique est assurément tout proche. Il suffira pour s'en assurer, de constater la présence, en nombreux débris dans les vignes, de **schistes sériciteux et chloriteux** ainsi que de **grès albitiques**, à moins de 150 m au Sud du Rocher de Pierre-Meslière. Ce matériel, intensément plissé, affleure en place une cinquantaine de mètres plus bas, dans la tranchée de la voie ferrée Paris-Nantes (descente interdite!).

## ITINÉRAIRE 14

### LE PAYS NANTAIS ET LA NAPPE DE CHAMPTOCEAUX

La région s'étendant au Sud et à l'Est de Nantes est essentiellement constituée de roches métamorphiques et plutoniques. On peut y distinguer deux grands ensembles structuraux (fig. 93) :

- au Sud du « **sillon de Bretagne** », une antiforme gneissique de direction sud-armoricaine,
- à l'Est de Nantes, une entité structurale et pétrographique, la « **nappe de Champtoceaux** » qui s'ennoie au SE sous les micaschistes des Mauges. C'est au Sud de cette « **nappe** » qu'affleure le Gabbro du Pallet dont la partie méridionale est prise en écharpe par le batholite granitique de Clisson-Mortagne.

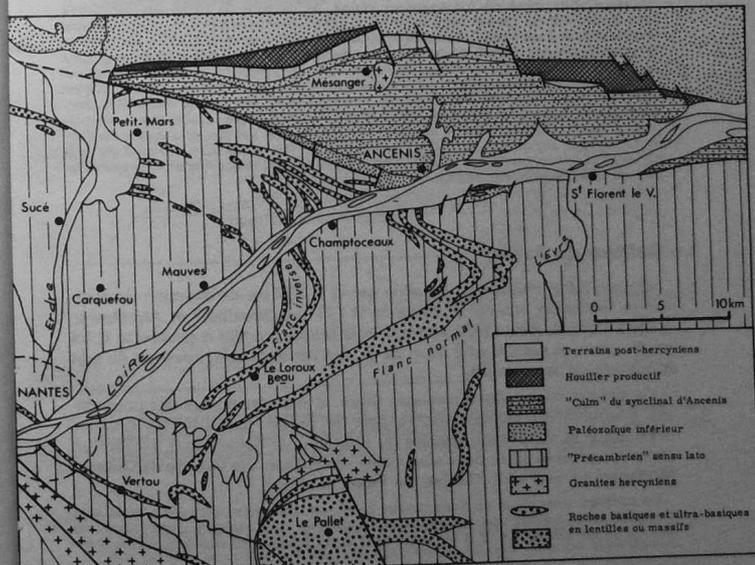


Fig. 93. - Carte géologique sommaire de la « **nappe** » de Champtoceaux et du synclinal d'Ancenis.

Dans cette région au relief peu accentué, la couverture végétale ne permet pas l'observation de coupes géologiques continues, ce qui oblige à se limiter à des visites d'affleurements ponctuels, le plus souvent des carrières<sup>1</sup>. Ce parcours se raccorde à l'itinéraire 11 du guide Poitou-Vendée-Charente.

Cartes topographiques IGN

1/50 000 Nantes, St-Philbert-de-Grand-Lieu, Clisson, Vallet, Ancenis.

Cartes Michelin 63 et 67

Cartes géologiques

1/80 000 Nantes-Ile-du-Pilier, Cholet, Ancenis.

1/50 000 Nantes, Vallet, Ancenis (à paraître en 1978).

## Carrière de la Gerbaudière (St-Philbert-de-Bouaine)

Sortir de Nantes vers le Sud en direction de La Roche-sur-Yon (N 137). On traverse, avant d'arriver aux Sorinières, une zone de granite écrasé (2 km de puissance) correspondant au prolongement méridional de la « zone broyée sud armoricaine ». A cet endroit, aucun accident topographique marqué n'en souligne le passage. A la sortie de Vias on emprunte la N 137 bis. Jusqu'à Saint-Philbert-de-Bouaine, le **socle cristallin** est recouvert, soit d'alluvions récentes, soit de formations sableuses et graveleuses attribuées au **Pliocène marin**. A la sortie Sud de Saint-Philbert-de-Bouaine, prendre à droite la D 74 jusqu'au hameau de la Gerbaudière. La carrière, actuellement en exploitation, se trouve à l'Ouest des habitations et au Nord de la route (1). La rampe d'accès conduisant au fond de la fouille est en grande partie creusée dans des roches métamorphiques acides (**leptynites** et **gneiss à biotite et sillimanite**); ces roches sont tectonisées et recoupées localement de **filons pegmatitiques** qui recèlent parfois de beaux cristaux bleus de **dis-thène**.

La roche exploitée est une lentille hectométrique d'**éclogite** qui, à sa périphérie, et le long des diaclases, est fortement amphibolitisée. L'éclogite non rétro-morphosée (non amphibolitisée) est, ici, une roche sombre, de forte densité, massive bien que rubanée, dont les grenats, parfois centimétriques, sont bien visibles.

L'association minérale (paragenèse) initiale de ce type de roche est constituée essentiellement de **grenat** magnésien et ferrifère (pyrope-almandin), d'un **pyroxène** vert jadeditique (omphacite), de rutile et souvent d'un peu de quartz. Cette paragenèse caractéristique d'un climat de cristallisation de forte pression devient instable lorsque les conditions thermodynamiques évoluent vers des pressions et des températures moins rigoureuses. Les grenats se transforment à leur périphérie en une association intime de fins cristaux de néopyroxène, de quartz et de plagioclase (**kélyphite**), pendant que le pyroxène primaire (omphacite) évolue en une association minérale comparable : le **kélyphitoïde**. Ce stade de l'évolution n'est pas toujours visible car l'hydratation qui accompagne cette rétro-morphose fait apparaître l'amphibole aux dépens des pyroxènes : c'est l'**ouralitisation** qui, si elle est totale, transforme une éclogite en une **amphibolite banale**.

## Le Gabbro du Pallet

Quitter Saint-Philbert-de-Bouaine par la N 137 bis en direction de Nantes; à Geneston prendre à droite la D 117 par Montbert et Aigrefeuille jusqu'à Gorges. Avant de franchir la voie ferrée, prendre à gauche la D 59 en direction de Nantes et à 1 km de là, des carrières sont ouvertes de part et d'autre de la route (2).

Ce site est intéressant à plusieurs titres : d'une part, il offre des possibilités d'observation exceptionnelles pour la région (carrières de grandes dimensions et installation minière du Chardon), et d'autre part, montre un contact complexe entre deux ensembles plutoniques : le **Granite de Clisson-Mortagne** au Sud et le **Gabbro du Pallet** au Nord.

Ce contact, subvertical et d'orientation E.-W., est fortement tectonisé, mais seul le granite semble affecté par ce laminage. On peut en effet observer dans l'ancienne carrière située au Sud de la D 59, une roche acide à structure très orientée, à grain

fin, et où l'on reconnaît de rares cristaux relictuels de feldspath (**mylonite** de granite). Le passage du granite sain à structure équante à la mylonite, s'effectue sur environ 200 m, et n'est visible que dans les galeries, toutes proches, de la mine du Charbon, où le CEA (Division Vendée) exploite les minéralisations uranifères (essentiellement le **pechblende**, UO<sub>2</sub>) liées à l'accident bordier du batholite granitique. Une **bande de roches métamorphiques** acides et basiques est coïncée entre le granite et le gabbro; sa puissance, modeste à l'affleurement (quelques mètres) augmente sensiblement avec la profondeur.

Le massif du « Gabbro du Pallet » affleure largement dans la carrière actuellement en exploitation. Comme le montre la carte géologique, son contour est grossièrement celui d'un parallélogramme d'environ 10 km de diagonales, avec un diverticule qui le prolonge vers l'Est jusque dans la région de Tillières. Sa structure annulaire est soulignée par la disposition d'une lame de granite et des roches métamorphiques qui l'encerclent à l'Ouest et au Nord (carte géologique Vallet à 1/50 000, et fig. 93).

Sur échantillon, la roche est massive, à grain moyen, mais anormalement sombre, même pour un gabbro. Cette particularité est due à la teinte foncée des **pyroxènes** riches en produits ferrugineux de démixtion et surtout à la couleur gris-violacé du **plagioclase** (phénomène de « clouding » et de « maigachitisme »). Cette roche constituée en outre d'olivine et de minéraux accessoires (sphène, apatite, minerais), a subi une histoire plutonique, puis métamorphique complexe (coronitisation) qui conduit, au terme de l'évolution, à des roches d'aspect dioritique, par amphibolitisation des pyroxènes (**ouralitisation**).

## De Gorges à La Varenne et à Ancenis : La Nappe de Champtoceaux

Définie par Cogné (1966), cette unité structurale et pétrographique qui borde le flanc méridional du **synclinal paléozoïque d'Ancenis**, correspond à un vaste pli couché antéhercynien (**cadomien**) déversé vers le Sud (fig. 94). Cette structure aurait été reprise par les plissements hercyniens pour donner une antiforme complexe dont l'axe plonge vers l'Est. Cette « **nappe** » qui chevauche les **micaschistes** épimétamorphiques de Mauves-sur-Loire, est constituée par un matériel ultramétamorphique varié, partiellement rétro-morphosé, voire migmatisé (fig. 93).

Le flanc inverse, fortement laminé, est constitué de roches d'aspect micaschisteux alternant avec des **leptynites** catazonales et des **amphibolites** qui recèlent de très nombreux « boudins » d'**éclogite** de type « Le Cellier », ainsi que des « boules » de **péridotite** serpentinisée.

Sans être de nature pétrographique fondamentalement différente, le cœur de la structure présente néanmoins un aspect particulier, dû à un début de **mobilisation** des roches acides, pouvant atteindre localement des faciès franchement anatectiques.

Enfin, le flanc normal, bien que moins tectonisé que le flanc inverse, lui est très semblable et n'en diffère que par une moins grande importance des éclogites et la présence de nombreuses reliques de gabbros à minéraux réactionnels disposés en couronne (**gabbros coronitiques**).

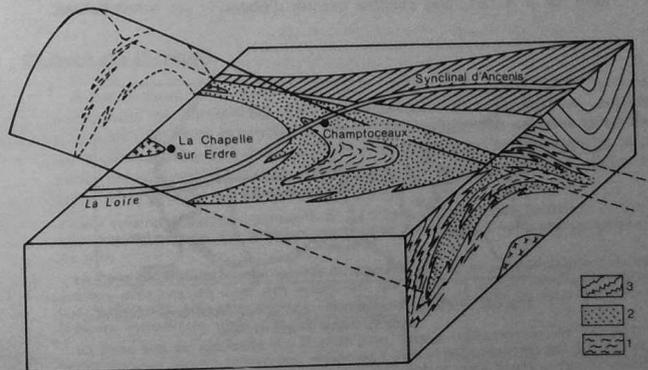


Fig. 94. - Représentation schématique de la « nappe » de Champtoceaux s'enracinant sous le synclinal d'Ancenis (d'après J. Cogné, in *Géologie de la France*, Doin edit., Paris, 1974).  
1. Gneiss anatectiques. - 2. Leptynites et amphibolites. - 3. Micaschistes.

Rejoindre la N 148 bis en direction de Nantes; à la sortie du Pallet prendre la D 7 en direction du Loroux-Bottreau. Au-delà du **Bas-Briacé**, un léger relief de direction S.-W. - N.-E. barre l'horizon; il s'agit d'un puissant niveau de **péridotite serpentinisée** appartenant au flanc normal de la

1. Itinéraire rédigé par J. MARCHAND.

« nappe ». Cette roche ultrabasique affleure, partiellement silicifiée, dans le talus de la D 7, au lieu-dit « La Roche », à 100 m avant l'embranchement de la D 104.

La **silicification** des serpentinites est un phénomène fréquent dans toute la région; elle se développe selon un réseau calqué sur celui de la serpentinisation et individualise des cloisons qui résistent mieux que la serpentine à l'érosion superficielle. Cela conduit à la formation de **quartz « cariés »**, véritables « meuliers de serpentinite ». On récolte de tels échantillons sur tout le sommet de la butte de la Roche.

À la sortie du Loroux-Bottreau, on aborde le « flanc inverse de la nappe »; reprendre la D 7 en direction de la Chapelle-Basse-Mer et de la Varenne; on rejoint la N 751; 1 km avant la Varenne, à la limite de la Loire-Atlantique et du Maine-et-Loire, prendre à droite un chemin de terre qui conduit à la carrière de la **Bréhardière**. Cette carrière, exploitée de façon intermittente pour les dalles que l'on peut en extraire, est ouverte dans un niveau de **leptynite**. Les fronts de taille montrent les belles surfaces structurales de cette roche finement litée. Ces surfaces, légèrement ondulées, présentent localement des boursoufflures causées par la présence de « boudins » sous-jacents d'**éclogite**.

La **leptynite**, outre une foliation bien marquée, montre une linéation minérale (micas) très nette. C'est une roche gris-bleuté, assez sombre, bien qu'elle soit constituée presque exclusivement de **quartz** et de **feldspaths**. Le **mica blanc**, d'origine tardive, est concentré en lits; il souligne la foliation et favorise le débit en dalles. L'aspect des feldspaths relictuels (**mésoperthites**) et la présence de certains minéraux accessoires (**grenat, rutile**) laissent supposer que ces roches ont subi une évolution métamorphique et structurale complexe. Cette supposition est étayée par une étroite association à d'anciens niveaux éclogitiques, actuellement boudinés et dispersés dans les roches acides. Ces éclogites d'un type bien particulier (dit du « **Cellier** ») sont moins « spectaculaires » que celles de la carrière de la Gerbaudière. Elles sont de couleur gris-bleuté à verdâtre, à grains très fins, et le grenat y est à peine visible à l'œil nu. Leur forte densité et la présence fréquente de cristaux millimétriques à centimétriques d'**amphiboles bleutées** sont les critères essentiels permettant une détermination macroscopique.

Du site de la **Varenne**, situé sur un niveau leptynique du flanc inverse de la « nappe », on peut apercevoir vers le Nord les falaises du Cellier, correspondant au prolongement de cette structure sur la rive droite de la Loire. On se dirige ensuite vers Champtoceaux où l'on atteint les **gneiss migmatitiques** qui forment le cœur de la « nappe ». Ces roches mobilisées, essentiellement quartzofeldspathiques (**microcline rose** et **oligoclase**) ont une structure nébulitique et affleurent dans toute la montée de la N 751 avant Champtoceaux.

En se dirigeant vers Ancenis et 3 km avant Drain, on retrouve le flanc normal et en particulier ses roches basiques : entre Drain et Liré (fig. 95), le long de la N 751, une carrière permet d'observer ces **amphibolites**.

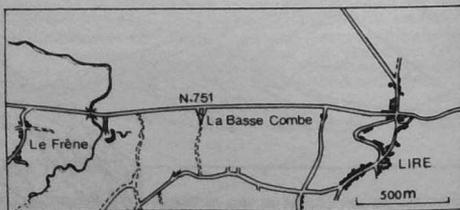


Fig. 95. - Plan de situation : carrière d'ortho-amphibolites ouverte entre Drain et Liré.

Elles sont massives, de couleur gris-vertâtre, veinées de blanc, abondamment diaclasées et recoupées de filons de quartz. Leur localisation, leur structure et leur minéralogie permettent d'affirmer que ces **amphibolites** sont d'anciens **gabbros** ou **dolérites**, ouralitisés, saussuritisés et fortement laminés. Le pyroxène du gabbro initial s'est transformé en amphibole (**ouralitisation**), tandis que le plagioclase basique (labrador) a recristallisé en zoisite et oligoclase (**saussuritisation**). Cette dernière transformation s'accompagne souvent d'une libération de calcium, ce qui explique que les diaclases de cette roche soient fréquemment tapissées de **calcite**. Ces **orthoamphibolites** peuvent subir localement une évolution rétro-morphique plus accentuée et donner des roches à caractères prasinitiques (apparition de l'albite, chlorite).

## ITINÉRAIRE 15

L'ESTUAIRE DE LA VILAINE  
DE PIRIAC-SUR-MER  
À LA POINTE DE PEN-LAN

Les schistes cristallins de la Vilaine sont le prolongement naturel des micaschistes de la presqu'île de Rhuys et des migmatites du golfe du Morbihan. Ils ont les mêmes caractères métamorphiques et structuraux (voir it. 16); leur originalité vient de leurs caractères lithologiques et pétrographiques différents : les micaschistes contiennent des roches basiques et les migmatites contiennent des niveaux ocellés ou amygdalaires ainsi que des leptynites<sup>1</sup>. L'itinéraire 15 serait complété de façon fort intéressante par la visite du Parc Naturel Régional de Brière dont la géologie s'intègre dans l'histoire géologique de la Bretagne méridionale. Son étude n'a pu trouver place dans ce guide (voir L. Barbaroux et al. in Penn ar Bed, 69 et 71).

Carte topographique IGN

1/50 000 La Roche-Bernard.

Carte Michelin 63

Cartes géologiques

1/80 000 Quiberon, Belle-Ile 2<sup>e</sup> éd.

1/50 000 La Roche-Bernard.

### La Plage de la Mine

Située au S.-W. du port de pêche de Piriac-sur-Mer, la plage de la Mine recoupe le **contact entre les micaschistes et porphyroïdes du Castelli au Nord, et le granite de Guérande au Sud**. Le contact est occupé par un **filon de quartz minéralisé irrégulièrement en cassitérite** (anciennes exploitations minières par puits et galeries (1) (fig. 96).

Le granite de Guérande est leucocrate, à grain grossier ou moyen (paragenèse à muscovite dominante, biotite, microcline, albite et quartz) avec une orientation syn-cristalline plus ou moins nette. Les porphyroïdes sont identiques aux porphyroïdes décrits à Belle-Ile-en-Mer (it. 16).

### Pointe du Castelli

À partir de la Mine suivre le pied de la falaise à marée basse jusqu'au sémaphore du Castelli (2). Les micaschistes séricito-chloriteux, porphyroïdes et quartzites graphitiques, **faciès particuliers des schistes cristallins de la Vilaine**, affleurent dans les falaises du Castelli, où ils dessinent un large synforme dissymétrique d'axe horizontal E.-W., entre le granite de Piriac au Nord et le granite de Guérande au Sud.

Leur structure fondamentale est N.-S. : la schistosité régionale parallèle ici au litage stratigraphique porte une linéation minérale et des rouleaux de quartz caractérisant les plis.

Le **flanc Nord du synforme** (pointe du Castelli) résulte de la superposition de trois écaillés séparées les unes des autres par des surfaces de chevauchement orientées N. 55° à N. 90°, plongeant de 15 à 30° vers le Sud, surfaces accompagnées de brèches tectoniques et de plis d'entraînement.

Le **flanc sud du synforme** (Le Rocher Bleu) montre symétriquement une série de failles chevauchantes redressées, orientées E.-W. et plongeant de 35 à 65° vers le Nord; elles sont également accompagnées de brèches tectoniques et de plis d'entraînement.

L'analyse structurale des déformations met en évidence, d'une part, le parallélisme des plans de schistosité et des plans de chevauchement, d'autre part, une forte dispersion des axes de plis d'entraînement, dispersion régie par le même axe horizontal E.-W. que celui du synforme. La structure actuelle en synforme est donc postérieure aux écaillages, et des stries de glissement orientées N.-S., en sont la manifestation la plus nette. La dispersion des plis d'entraînement s'est effectuée, semble-t-il, à partir de deux directions originelles N.-E.-S.-W. et N.-W.-S.-E., dont une seule se retrouve au Palandrin (N.-E.-S.-W.).

1. Itinéraire rédigé par C. AUDREN et P. JEGOUZO.

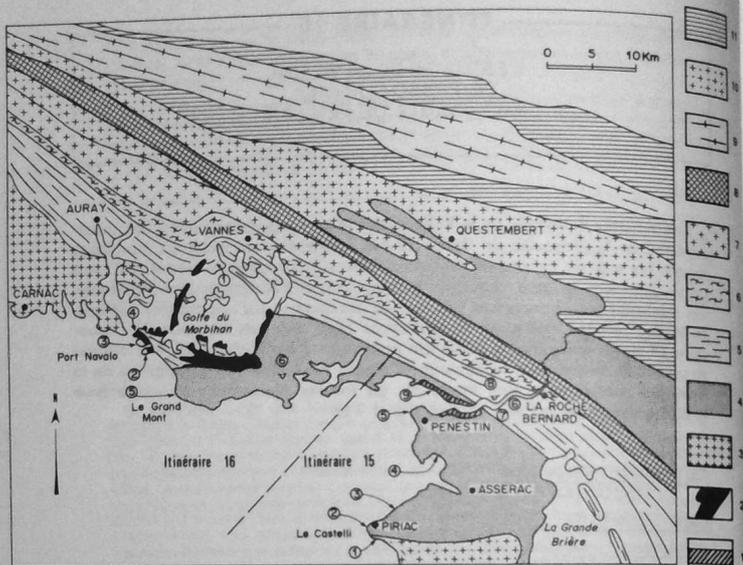


Fig. 96. - Esquisse géologique des schistes cristallins de l'Estuaire de la Vilaine au Golfe du Morbihan (Itinéraires 15 et 16).

1. Roches basiques. - 2. Granite tardif post-tectonique. - 3. Granite tardigmigmatique. - 4. Schistes cristallins indifférenciés. - 5. Métatexites et gneiss non mobilisés. - 6. Diatexites. 7. - Granite d'anatexis. - 8. Mylonites et blastomylonites de la zone broyée sud-armoricaine. - 9. Granito-gneiss de Lanvaux. - 10. Leucogranites. - 11. Paléozoïque.

### Falaise entre Port-au-Loup et Lanséria

Sortir de Piriac par la route côtière (D 452). On accède directement à la côte par des chemins douaniers (3). La falaise est entièrement constituée de micaschistes à muscovite, chlorite, quartz et albite, débités par un plan de schistosité subhorizontal portant une forte linéation (rods de quartz en particulier).

### Le Palandrin

A Quimiac prendre la D 52 jusqu'à Asserac, puis la D 82 jusqu'au village de Kerséguin. Tourner à gauche dans un chemin qui mène à la côte; petite falaise de 200 m environ (4). Au sein d'une série de micaschistes à muscovite - chlorite (avec ou sans résidus de grenat) et de quartzites graphitiques, s'individualise, dans les falaises du Palandrin, un **niveau bréchique**, de 10 à 20 cm d'épaisseur, constitué d'une roche laminée, plissée et injectée par du quartz. Ce niveau, répété trois fois par des failles tardives, est formé aux dépens du matériel quartzo-graphitique, et représente la **base d'une écaïlle tectonique de micaschistes** dont le plan de contact avec les quartzites graphitiques est souligné par une zone mylonitique très mince (5 cm).

### Pointe du Halguen

Par la D 201 joindre le village de Penestin et se rendre à la pointe du Halguen par le Haut-Penestin (5). Le **gneiss de Penestin** est uniquement connu dans les falaises côtières entre la pointe du Scal et la pointe de Cofrenau. Ce gneiss ocellé leucocrate à débit planaire est une blastomylonite de granite, constituant une **écaïlle tectonique** en position anormale sur les micaschistes albite-chloritiques. Les éléments ocellés polycristallins (agrégats de feldspaths potassiques et quartz) sont très abondants. La surface affleurante est une foliation cataclastique portant une linéation d'étirement NS très fortement marquée.

### L'Isle

A Penestin prendre la D 34 jusqu'à Férel; à la sortie de Férel, près du Calvaire prendre la direction de l'Isle. Dans ce village, se diriger vers l'Ouest et par le lieu-dit le Cossois rejoindre le bord de la Vilaine, de là il est possible de longer la côte et de revenir à l'Isle par le Nord (6). **Les gneiss amygdalaires de l'Isle constituent la partie inférieure du groupe cristallophylien d'Arzal.** Celui-ci forme une unité distincte, cartographiquement disharmonique (N. 100°) par rapport à la direction générale de l'anticlinal de Cornouaille (N. 120°). Ils sont surmontés par les **gneiss leptynitiques du Drezet (7)** et les gneiss migmatitiques de Broël.

Les gneiss amygdalaires ont une puissance de 500 à 600 m. Leur foliation a une direction moyenne E.-W. et son pendage est d'une cinquantaine de degrés vers le Sud. La linéation (dispositions des minéraux et allongement des amygdales) est sub-horizontale. Une trame gneissique, souvent riche en biotite, englobe une grande quantité d'amandes fusiformes de taille centimétrique assez uniformément réparties dans la série.

### Carrière d'Arzal

De l'Isle revenir à Férel, reprendre la D 34 en direction de Camoël et bifurquer vers le barrage d'Arzal que l'on traverse. Se rendre à Arzal, de là prendre la D 148 en direction de Billiers. Après 500 m environ dans le village de Kergour tourner à gauche vers Vieille-Roche. Sur la droite en descendant une carrière a été ouverte dans les **gneiss leptynitiques** hors de la construction du barrage (8). Le front de taille, lardé de filonnets granitiques subverticaux, montre un rubanement d'épaisseur centimétrique à décimétrique de matériel à grain fin alternativement clair et sombre. Le rubanement de direction moyenne N. 100° pend de 50 à 70° vers le Sud. Ce sont cependant les blocs abandonnés au milieu de la carrière qui permettent les meilleures observations :

- la roche se débite suivant une foliation qui est le plus souvent parallèle au rubanement mais peut également lui être oblique;
- parallèlement à la linéation et perpendiculairement à la foliation, le rubanement est continu et régulier;
- perpendiculairement à ces éléments structuraux, des figures variées apparaissent : effilochage des zones sombres dans les zones claires, forme anguleuse à subcylindrique des zones sombres...

Au microscope, les différences de composition notées à l'œil nu n'apparaissent pas avec évidence, si ce n'est une relative abondance de la biotite dans les zones sombres. Les minéraux principaux sont : quartz, plagioclase, microcline.

On peut également noter la présence dans la partie sud de la carrière (à droite en entrant) de **gneiss pyroxéniques** (quartz, plagioclase, diopside) et des gneiss amphiboliques (quartz, plagioclase, hornblende, biotite) tandis que dans la partie nord sont visibles des **granites orthogneissifiés** qui montrent le développement de grenats, et sur les surfaces cataclastiques d'un feutrage de fibrolite.

### La Côte entre Pen-Lan et le Moustoir

Revenir sur la D 148 et prendre vers Billiers, tourner à gauche sur la D 5 en direction de la pointe de Pen-Lan. La **falaise dite « de Billiers »** offre de remarquables affleurements de **roche basiques (amphibolites et pyroxénites)** à hornblende, diopside, albite oligoclase, épidote et grenat calcique secondaire (9).

Le grenat calcique peut former de véritables **grenatites** et des **skarns** dans la région de Moustoir. Les amphiboles constituent les trois-quarts des roches basiques et les pyroxénites affleurent en lentilles isolées ou en lits centimétriques boudinés. Remarquer le débitage des roches en cylindres parallèles, déterminant une linéation très forte (charnières de plis isolés). L'examen attentif montre que les cristaux d'amphibole matérialisent sur la schistosité une linéation minérale parallèle aux cylindres précédents. Il existe enfin de véritables plis disséminés dans la falaise, et qui admettent la schistosité comme plan axial.

## ITINÉRAIRE 16

### LE PAYS DE VANNES GOLFE DU MORBIHAN ET PRESQU'ÎLE DE RHUYS BELLE-ÎLE-EN-MER

L'itinéraire offre une coupe dans les formations migmatitiques de la Bretagne méridionale et permet de suivre leur évolution à travers deux phases principales de métamorphisme : il est recommandé de le compléter par l'excursion à Belle-Île-en-Mer<sup>1</sup>.

Le golfe du Morbihan dessine une coupe naturelle dans les complexes migmatitiques de Bretagne méridionale. La mobilisation progressive d'un ensemble à dominante gneissique (avec pyroxénites, amphibolites, leptynites, quartzites graphitiques, dolomites) conduit à un granite d'anatexie final d'âge hercynien précoce (360 M.A.). Les enveloppes de ces granites d'anatexie sont constituées de diatexites, de métatexites, de gneiss et de micaschistes. L'enveloppe micaschisteuse (superstructure) est séparée du cœur granitoïde (infrastructure) par des accidents mylonitiques occupés souvent par des granites tardifs.

Cartes topographiques IGN

1/50 000 Auray, Vannes, Saint-Gildas-de-Rhuys.

Carte Michelin 63

Cartes géologiques

1/80 000 Quiberon, Belle-Île, Vannes.

Deux événements pétrogénétiques principaux affectent les migmatites et les micaschistes situés au sud de la zone broyée sud-armoricaine.

– **Métamorphisme M 1** : correspondant aux paragenèses suivantes : staurotide, almandin, biotite, muscovite et quartz dans les micaschistes, disthène, almandin, biotite, feldspath potassique et quartz dans les gneiss. Les minéraux de M 1 ne sont connus qu'à l'état de reliques (staurotide, grenat ou disthène/sillimanite).

– **Métamorphisme M 2** : correspondant aux paragenèses suivantes : muscovite, chlorite, quartz, albite et biotite dans les micaschistes, biotite, sillimanite, cordiérite, feldspath potassique et quartz dans les gneiss. La mobilisation anatectique est contemporaine de ce second métamorphisme rétro-morphique par rapport au premier.

Ces données montrent que la paragenèse 1 correspond à un métamorphisme de type pression intermédiaire à disthène, et que la paragenèse 2 correspond à un métamorphisme de type haute température dépassant l'anatexie minimum. Les roches basiques semblent imperméables à la mobilisation, les conditions thermodynamiques de fusion des roches basiques n'ont pas été atteintes ici.

Les gneiss, migmatites et micaschistes sont polyphasés. Il existe au moins trois phases de déformation dans l'infrastructure et la superstructure. La seconde phase est contemporaine du métamorphisme M 2 et de la mobilisation anatectique. Elle structure fondamentalement toute la région du golfe. La superstructure micaschisteuse est en plus affectée de chevauchements (écaillages) complexes que l'on retrouve à Belle-Île-en-Mer.

### Roguédas

Sortir de Vannes vers Auray, emprunter sur la gauche la D 101 en direction d'Arradon; au Vincin à gauche en direction de **Roguédas** (panneau). A marée basse, longer la falaise jusqu'au niveau de la balise « Roguédas » qui marque l'entrée du goulet de Conleau (1 fig. 96).

Sur 200 m environ on trouve une **succession plus ou moins régulière de faciès métamorphiques représentatifs de l'ensemble du golfe** (métatexites, gneiss à pyroxène, à amphibole, morbihannite...).

– **Les métatexites** : roches rubanées constituées de lits sombres à biotite dominante, sillimanite, – cordiérite et de lits clairs granitoïdes centimétriques à quartz et feldspath.

– **Les morbihannites** : gneiss composés d'une trame sombre dominante et de lits quartzo-feldspathiques clairs. Roche très riche en grenats (2 à 5 mm) en sillimanite et en cordiérite visible à l'œil nu.

1. Itinéraire rédigé par C. AUDREN.

– **Amphibolites** : un seul niveau de 2 à 3 m d'épaisseur, massif de couleur vert sombre (amphibole et plagioclase). Structure granoblastique.

– **Gneiss à pyroxène** : ensemble d'une dizaine de « bancs » dont l'épaisseur varie de quelques centimètres à plusieurs mètres. Ces bancs sont en relief dans les morbihannites plus altérables. « La roche de Roguédas » est connue depuis 1848, et a la particularité de contenir de la wollastonite secondaire formée aux dépens de plagioclases (labrador). Ce niveau particulier se retrouve dans l'île de **Boëde**, l'île d'**Arz** et l'île aux **Moines**.

Du point de vue structural remarquer des plis isoclinaux métriques à charnières subhorizontales dans les pyroxénites (2<sup>e</sup> phase) et des figures d'interférence entre la 1<sup>re</sup> et la 3<sup>e</sup> phase de plissement.

### Le Petit Mont

Revenir à Vannes et prendre la N 165 en direction de Nantes. A St-Léonard tourner à droite vers Sarzeau – Port-Navalo. Suivre la N 780 jusqu'à Arzon et emprunter une petite route sur la gauche puis se rendre au Petit Mont (**tumulus**). C'est une petite péninsule circulaire dont les falaises sont facilement accessibles vers le Sud (2). La partie ouest est constituée de **métatexites recoupées à l'Est par un granite aplitique tardif**.

Les métatexites montrent des plis plus ou moins concentriques, dissymétriques, à plans axiaux subverticaux et à axes également subverticaux (phase 3). Les flancs donnent la direction sensiblement N.-S. de l'ensemble. On rencontre des **lentilles amphiboliques** (hornblende et biotite), de 50 cm à plusieurs mètres, qui sont probablement les résultats de la dispersion tectonique de niveaux continus (boudinage). On remarque également la grande quantité de filons tardifs, postérieurs aux plis de phase 3, et constitués de granites fins, d'aplitites ou de pegmatites (plusieurs générations de filons sécants).

### Port-Navalo

Revenir sur la N 780 et aller jusqu'à la plage de Port-Navalo; entre la plage et le port on retrouve les faciès déjà décrits ainsi que les structures (un chemin douanier rend la côte d'un accès facile) (3). Métatexites, gneiss à sillimanite, pyroxénites, amphibolites; Plis métriques à plurimétriques de phase 3. Figures d'interférence, reprises de linéations...

### Bilgroix

Dans Port-Navalo, longer le port et aller dans une petite péninsule située immédiatement au Nord (4). Cette péninsule de **Bilgroix** est constituée par le même granite que celui du Petit Mont (2). C'est un **granite fin à deux micas** (plagioclase, feldspath potassique, muscovite dominante et biotite) avec éventuellement de l'andalousite et de la tourmaline. Il contient de nombreuses enclaves gneissiques ou métatexitiques. Ce type de granite se retrouve à l'île aux Moines et au Nord de la presqu'île de Rhuys.

### Le Grand Mont

De Bilgroix revenir sur Arzon, prendre la N 780 et tourner à droite sur la D 198 après le **Tumulus de Tumiac**, et se diriger vers Saint-Gildas-de-Rhuys et la pointe du Grand Mont (5). La falaise est entièrement constituée de micaschistes verdâtres à muscovite, chlorite, albite et quartz (roche très altérée). Observer une schistosité subhorizontale déformée par des plis en chevrons (deux générations sécantes), et noter l'abondance des veines de quartz exudé. Nombreux filons de quartz tardifs non minéralisés.

### Carrière entre Belle-Croix et Penvins

Rejoindre Sarzeau, prendre à droite la D 198 vers Penvins, et suivre la D 199 jusqu'à rencontrer, sur la droite de grandes carrières abandonnées qui exploitaient un **micaschiste albitique** très compact représentatif du faciès moyens des micaschistes de la presqu'île de Rhuys (6).

## BELLE-ILE-EN-MER

**Belle-Ile-en-Mer, la plus grande des îles de Bretagne Sud (20 km de long sur 10 km de large) constitue un plateau de roches métamorphiques et volcaniques variées d'une altitude moyenne de 40 à 50 m limité par de hautes falaises, et entaillé d'un grand nombre de vallons encaissés débouchant sur la mer par de petites plages. Elle est située à 15 km au large de la presqu'île de Quiberon<sup>1</sup>.**

Prendre le courrier régulier à Quiberon (Port-Maria); arrivée à Le Palais après 45 minutes de traversée (par beau temps).

Etant donnée l'étendue de l'île, il est nécessaire d'avoir un moyen de locomotion pour effectuer les excursions (passage de véhicules sur le bateau, location de vélos et de voitures sur place, signalons également un aéroport ouvert toute l'année).

Les affleurements sont essentiellement situés en falaises et il est impératif de tenir compte de la marée (heure et coefficient) et des vents (vents de Suroit et de Noroit dominants : les conseils des marins bellillois ne sont pas superflus). Par beau temps se méfier des lames de fond sur la côte sud (se tenir à 5 ou 10 m au-dessus du niveau de la mer). Enfin les falaises de micaschistes sont très friables et sujettes à des glissements en loupe parfois importants (100 m et plus).

## Aperçu sur la géologie de Belle-Ile

### Lithologie

Les neuf-dixièmes de l'île sont constitués de **micaschistes bleuâtres à gris de plomb** et de **schistes grauwackeux** verdâtres, épimétamorphiques, très riches en quartz d'exsudation. Ces métasédiments monotones contiennent des **intercalations de roches d'origine volcano-sédimentaire** parfois importantes (Pointe de Kerdonis, Grand-Village). Ce sont essentiellement les **porphyroïdes** et roches associées (quartzites graphitiques, schistes ampélitiques...) que l'on retrouve sur le continent, au Sud de la zone broyée sud-armoricaine (estuaire de la Vilaine, Vendée).

– **Les porphyroïdes** : schistes à muscovite, chlorite et biotite contenant en abondance des amandes de quartz bleuté et des monocristaux de feldspath potassique (de 5 mm à 3 cm) qui donnent à la roche un aspect oeilé. Ces minéraux constituent des objets anté-schisteux pour les déformations successives qui ont affecté les matériaux; ce sont, à la limite, de véritables mylonites avec recristallisation de quartz dans les zones abritées, rotations des porphyroblastes, naissance d'une linéation d'allongement des objets...

– **Roches graphiteuses** : elles sont de deux types : quartzites graphitiques compacts, durs, formant des bancs rigides de 5 à 10 m d'épaisseur (Bordardoué, Kerdonis); schistes graphiteux, plus tendres, se débitant en petits lits très fins, et localisés dans les falaises de Bordardoué.

– **Roches associées** : les études récentes montrent l'existence de matériaux sub-volcaniques (**tufs, cinérites**) ou franchement volcaniques (**laves acides et basiques**) alternant avec des niveaux conglomératiques à galets de grès ou de schistes. Une partie des « **grès séricitiques** » de Ch. Barrois sont en réalité des **rhyolites** ou d'**anciens calcaires dolomitiques métamorphisés**.

### Structure

L'analyse des déformations conduit à proposer une **chronologie complexe dans le détail**. Très schématiquement il y aurait déformation d'une stratification  $S_0$  en plis isoclinaux associés à une schistosité de flux  $S_1$  (plis résiduels visibles à Bordardoué). La surface  $S_0-S_1$  est ensuite intégralement transposée en une surface  $S_2$ , probablement sans plissement (simple serrage). La schistosité de transposition  $S_2$  donne de très belles structures en microlithons, en particulier dans les schistes grauwackeux de la côte Est.

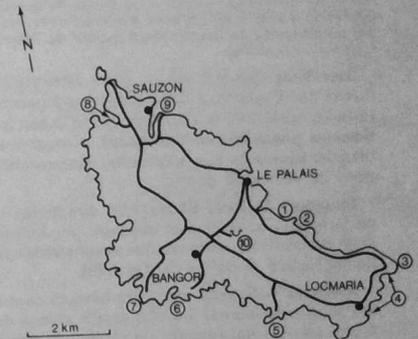
$S_2$  peut être crénelée localement par des **plis en chevron** à schistosité de fracture subverticale. Enfin **les structures les plus spectaculaires sont les chevauchements** que l'on peut observer à Bordardoué sur plusieurs centaines de mètres, à la plage d'Herlin, ou au Nord-Est de Sauzon. L'importance des chevauchements est fondamentale pour l'architecture post- $S_2$  : on peut les suivre sur plusieurs kilomètres dans la région de Grand-Village, et de Port-Donnant. Ils sont à rapprocher des chevauchements analogues de la pointe du Castelli ou du Palandrín (La Vilaine).

## Description de l'itinéraire

**Plage de Bordardoué.** Dans le Palais prendre la direction de Port-en-Dro par la route côtière Nord, au village de Port-Salio tourner à gauche

vers la plage de Bordardoué (1, fig. 97). On y observe une grande masse de **porphyroïdes à gros feldspaths** (2 à 3 cm) surmontant une série de **tufs, cinérites, quartzites et schistes graphitiques** (aspect de dépôts rythmiques, varvés).

Fig. 97. – Itinéraire : Belle-Ile-en-Mer.



En suivant la falaise vers la pointe du Gros Rocher noter les **plans de chevauchements subhorizontaux** (miroirs parfaitement lisses) accompagnés de très **beaux plis d'entraînement dissymétriques** à schistosité de transposition horizontale post  $S_2$ . Dans le détail on peut étudier les différentes schistosités de transposition et les microlithons (symétriques et dissymétriques) qui en résultent, ainsi que les figures d'interférence, les linéations d'intersection.

**Port Yorc'h.** Revenir sur la route côtière et continuer jusqu'à une petite crique très encaissée située entre la pointe du Gros Rocher et la pointe du Bugul (2). On retrouve les **porphyroïdes grossiers** sur la gauche. Sur la droite, à la faveur d'un accident N.-S., affleurent des **schistes grauwackeux** très fins montrant des figures d'intersections de surfaces (microlithons sécants discontinus en fuseaux). On voit ici très nettement que les surfaces de « banc » ne sont pas des plans de stratification mais des plans de schistosité.

**Pointe de Kerdonis.** Par les grands Sables se rendre à la pointe de Kerdonis au village, puis au phare (3). La pointe de Kerdonis est constituée principalement par des **porphyroïdes grossiers** déformés suivant un mécanisme complexe aboutissant à la coalescence des cristaux de feldspath, ce qui peut faire confondre ce faciès avec un orthogneiss (les « lattes » de feldspath ont jusqu'à 10 cm de long).

Sur les porphyroïdes, vers le Nord, affleure une **série volcano-sédimentaire de tufs kératephyriques**, de conglomérats et de schistes fins contenant des **lentilles dolomitiques**. Noter ici l'ampleur de la phase de **plis en chevron** post  $S_2$  avec schistosité de fracture verticale (déformation des lentilles dolomitiques).

**Falaises entre Port-en-Dro et Port-Maria.** Suivre la route qui descend du phare de Kerdonis vers Port-en-Dro; entre ce point et Locmaria on peut rejoindre la côte par les villages de Borderhouat et de Kerzo (petits chemins) (4). Les falaises sont uniformément constituées de schistes grauwackeux monotones. L'intérêt est ici de rechercher les figures de superpositions de plis, les schistosités de transposition, les linéations d'intersection de surfaces...

**Pointe de Pouldon.** A Locmaria prendre la route centrale de l'île, dite « route stratégique » (D 25) jusqu'à Ty-Sévénou, et tourner à gauche vers le village de Pouldon; un chemin va jusqu'à la pointe (5). Très faillée dans le détail la pointe de Pouldon montre des **porphyroïdes** et des **quartzites blancs** (probablement des rhyolites).

**Pen-Vraz – Grand Village.** Revenir sur la route centrale, au carrefour du Palais (croisement D 25, D 190), tourner à gauche vers Bangor, continuer sur Grand-Village, Pen-Vraz et la côte (6). Toute la péninsule de Grand-Village (sauf l'île de Bangor) est constituée d'une **masse de porphyroïdes fins**, bien lités, de couleur rougeâtre, avec des intercalations de **cinérites vertes**. On observe le même type de déformation qu'à Kerdonis avec une forte linéation d'étirement des objets (quartz, feldspath). Les porphyroïdes sont très riches en veines de quartz déformées; en particulier on remarque l'importance des plis en chevrons associés à une schistosité de fracture pentée que S

1. Itinéraire rédigé par C. AUDREN.

**Pointe du Talut.** De Grand-Village, revenir au Bangor et prendre la direction de Domois et du Sémaphore (station météorologique) (7)

Les **porphyroïdes** de Grand-Village continuent de l'autre côté de Port-Kérel avec les mêmes structures (schistosité de transposition et microlithons au Sud de Port-Rader). Au Sud du Sémaphore la côte est découpée en une série d'îlots (îles de Domois, roches de Borno) qui jalonnent un niveau de **quartzites graphitiques** très tectonisés (altération donnant des couleurs jaunâtres) avec des porphyroïdes noirs. L'ensemble des porphyroïdes de Grand-Village, pointe du Talut est chevauché au Nord par les schistes de Goulphar.

**Ster-Vraz.** Revenir sur la route centrale et prendre la direction de la Pointe des Poulains; à Sauzon tourner à gauche vers la grotte de l'Apothicaire. Après 200 m s'arrêter dans le vallon très encaissé de Ster-Vraz (8), **Schistes grauwackeux monotones**, à tendance micaschisteuse. Très nombreuses figures de superpositions, d'intersections de surfaces, de déformations de veines de quartz.

**Sauzon - Le Port-Blanc.** Aller directement à Sauzon, puis par le village de Kergostio se rendre au bâtiment qui abritait le canot de sauvetage (visible du port). On retrouve des **porphyroïdes** dont les affleurements continuent jusqu'à la pointe de Kerzo (9).

**Mérzéel.** A Sauzon reprendre la route centrale et tourner à gauche vers le Palais, puis tourner à droite vers le village de Mérzéel. Un chemin mène à une carrière qui exploite un niveau de **porphyroïde** épais de 50 m (10). L'intérêt de cette carrière est de fournir des échantillons frais de porphyroïdes.

## ITINÉRAIRE 17

LE PAYS LORIENTAIS  
L'ILE DE GROIX

## ITINÉRAIRE 17 a

LE PAYS LORIENTAIS

Cette journée permet de passer en revue les principales formations cristallines et cristallophylliennes qui constituent le soubassement de la région de Lorient dans un rayon d'une cinquantaine de kilomètres<sup>1</sup>.

### Cartes topographiques IGN

1/100 000 Lorient - Vannes.

1/50 000 Concarneau, Lorient, Baud, Bubry.

### Cartes Michelin 58 et 63

### Cartes géologiques

1/80 000 Lorient, Vannes.

1/50 000 Lorient.

(Les cartes relatives à l'île de Groix sont indiquées p. 180).

Quitter Lorient par la D 29 en direction de Larmor-Plage. Dans cette localité, prendre la D 152. Immédiatement après avoir passé la petite agglomération de Kerroc'h, le **granite de Plœmeur** affleure le long de la côte jusqu'au **Fort-Bloqué** (1, fig. 98). C'est un granite leucocrate, à grain moyen composé de quartz, microcline, plagioclase (An 5-10), muscovite, rares biotites chloritisées, apatite. Il est intensément diaclasé et injecté de filons à filonnets apitiques ou pegmatitiques ainsi que de quartz.

<sup>1</sup> Itinéraire rédigé par J. JÉGOUZO avec la collaboration de J. ESTÉOULE-CHOUX (Kaolin de Plœmeur).

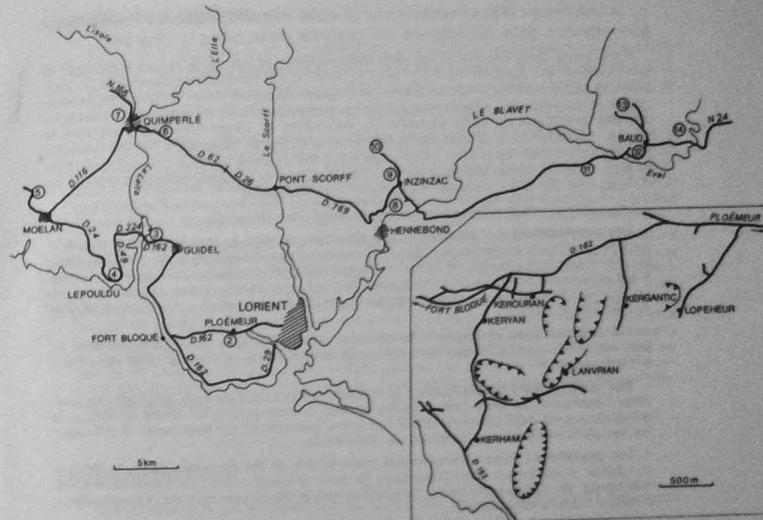


Fig. 98. - Itinéraire : Région de Lorient. En cartouche, les carrières de Kaolin de Plœmeur.

## Kaolin de Plœmeur

A Fort-Bloqué, prendre la D 162 vers Plœmeur (2). De la route on aperçoit sur la droite des déblais blancs qui sont formés par les stériles des **usines de kaolin**. Ce kaolin provient de l'altération du granite de Plœmeur. Il est exploité dans cinq grandes carrières (Lopeheur, Kergantic, Kerourant, Lann-Vrian, Kerham, Keryan n'est plus exploitée pour l'instant).

Des **filons de quartz** orientés suivant une direction N.-N.-E.-S.-S.-W. traversent les carrières de Kergantic, Kerourant, Lann-Vrian et Kerham. Dans cette dernière, un filon N.-W.-S.-E. recoupe le précédent. Un **filon de pegmatite** de direction N.-S. affleure à Lann - Vrian : il est peu altéré et renferme des phénocristaux de feldspaths atteignant 10 cm de long. Un **filon d'aphte** est altéré à Kerourant alors qu'il est resté sain à Keryan. Dans cette dernière carrière occupée en partie par une réserve d'eau, on peut observer au N.-W. le contact entre le granite kaolinisé et des micaschistes altérés de couleur brun rouge injectés de veines de quartz parallèles à la foliation et recouverts également par des apophyses de granite kaolinisé.

A Kergantic le granite kaolinisé est recouvert par des **sables et galets de quartz plocéens** qui emballent d'énormes blocs de grès indiens constituant un véritable entablement à l'Ouest de la carrière. A Lopeheur, la découverte est constituée de **sable plocéen rouge ou beige et de Quaternaire**; à Kerham elle est formée de sables et galets quaternaires emballant de gros blocs de quartz de filon et remanant du kaolin.

Pour visiter ces carrières, demander la permission à la Société des Kaolins d'Arvor (Kergantic, Lann-Vrian, Lopeheur, Kerourant) et à la Société des Kaolins du Morbihan (Kerham, Keryan). **Ces exploitations font du petit village de Plœmeur, la capitale française du kaolin.**

## Massif granitique de Moëlan

Rejoindre Fort Bloqué et poursuivre la D 152 jusqu'au Bas-Pouldu, la D 306 jusqu'à Guidel puis la D 162 en direction de Clohars-Carnoët. En vue du Pont de Saint-Maurice s'arrêter à droite à l'entrée d'une petite carrière ouverte dans un **matériel leptynitique** appartenant à la bordure méridionale du **complexe granitique de Moëlan** (3). La roche est claire et massive, pauvre en micas (biotite et accessoirement muscovite). Elle est principalement constituée d'une association équi-granulaire de quartz, plagioclase, et d'un peu de microcline.

Traverser la Laïta, au carrefour avec la D 49 prendre la direction du Pouldu. Se rendre ensuite par la D 124 jusqu'à la **plage des Grands Sables**

où le maximum d'observations sur la **série micaschiteuse du Pouldu** peut être effectué dans les falaises qui bordent cette plage à l'Est (4).

Dans toute cette région, la **foliation métamorphique** est de direction Est-Ouest et son pendage est variable 40 à 70° vers le Nord. Cette foliation se parallélise au plan axial de plis isoclinaux subméridiens dont seuls quelques rares témoins subsistent (plage de Kerrou). Les éléments structuraux actuellement les mieux observés sont des **plis isoclinaux de taille variable** (du décimètre au décamètre) déversés vers le Sud et qui déforment la foliation précédemment décrite cependant qu'une nouvelle surface structurale tend à se développer dans les niveaux les plus compétents selon le plan axial de cette seconde phase. Des flexures et cisaillements postérieurs, de direction N.-W.-S.-E., peuvent également être reconnus.

Les types pétrographiques suivants peuvent être observés :

- **Les micaschistes à muscovite - chlorite**, c'est le type le plus largement répandu. Sa trame est constituée de lamelles de muscovite associées à de la chlorite. Le quartz se présentant sous forme de filons et de glandules d'exsudation plissés et boudinés. Il est également possible d'y reconnaître des lamelles déchiquetées de biotite en voie de chloritisation ainsi que des éléments fracturés de staurotite actuellement en voie de pseudomorphose.
- **Les micaschistes albitiques** : ils dérivent des précédents par développement au sein de la trame phylliteuse de cristaux globuleux d'albite dont la taille varie de 1 à plusieurs mm.
- **Les micaschistes graphitiques** : ils forment à l'intérieur du type courant, des passées d'épaisseur variable caractérisées par leur couleur gris de fer. Outre les éléments minéralogiques déjà observés dans les types précédents on peut noter la présence de lamelles relativement fraîches de chloritoïde.
- **Les prasinites** : Elles se présentent sous forme de lits de teinte verte de 0,50 m à 1,50 m d'épaisseur, intercalés dans la série micaschiteuse. La trame constituée d'actinote, de hornblende verte, de chlorite voit le développement de cristaux subcirculaires d'albite-oligoclase.

Suivre la D 124 puis la D 24 en direction de Clohars - Carnoët et Moëlan-sur-Mer, 2 km environ après cette agglomération sur la route de Riec-sur-Belon, dans un virage à droite assez prononcé (au lieu-dit Le Guilly) une carrière située à droite de la route et difficilement visible de celle-ci, a été ouverte dans le **granite de Moëlan (5)**.

C'est un granite rose à gros grain (0,5 cm à 1 cm) qui présente une vague orientation planaire. Il est constitué de quartz, microcline perthitique, albite - oligoclase, et biotite. Cette dernière se disposant en nids de petites lamelles auxquelles s'associe parfois un peu de hornblende.

## Les environs de Quimperlé

Du Guilly revenir à Moëlan-sur-Mer prendre la D 116 puis la D 16 jusqu'à **Quimperlé**. Dans cette dernière ville le long de la Laïta (6) affleurent des **leptynites très feldspathiques** de couleur rose à ocre rose finement grenues. En allant quelques centaines de mètres au Nord, le long de la N 165 sur la gauche affleurent des roches granitoïdes plus ou moins massives d'aspect général très indicateur du **faciès granito-gneissique de Moëlan (7)**.

Les orthogneiss, dont la foliation de direction E.-W. tend vers le Nord montrent une intense cristallisation des yeux de microcline en une association granoblastique fine à quartz - microcline - albite. La recristallisation orientée des nids de biotite accentue la structure gneissique de la roche.

## Les environs d'Inzinac

De Quimperlé prendre la D 62, la D 26 puis la D 769. Avant l'entrée d'Hennebont tourner à gauche vers Inzinac-Lochrist. Arriver à Le Temple, puis se diriger à droite vers la **carrière de Polvern** qui permet d'observer le **granite anatectique fondamental (8)**.

Il s'agit d'un granite de couleur grise quand il est frais, à grain fin caractérisé par un habitus quadrangulaire « en grains de riz » des feldspaths. Ces derniers sont du microcline et de l'oligoclase, accompagnés de quartz et de biotite. On peut également reconnaître, dans la partie gauche de la carrière, sur le fond granitique des nodules centimétriques de couleur foncée (vert noirâtre) constitués de cordiérite ainsi que des résidus anatectiques constitués de gneiss à trame biotitique diffuse plus ou moins chargée de cordiérite et sillimanite.

Du Temple, prendre la direction d'Inzinac; dans cette localité prendre la direction de Cléguer - Pont-Scorff. Après environ 500 m une carrière creusée à droite de la route montre des **types de granites à 2 micas à grain fin (9)**. La texture est grenue, parfois marquée par la présence de quelques feldspaths de taille centimétrique.

Revenir à Inzinac. Prendre la D 113 en direction de Calan. Après 3 km environ, à proximité du village de **Kerpuns (10)**, une carrière creusée à droite de la route montre une belle succession de faciès mylonitiques dérivant, par l'intermédiaire de nombreux termes de passage, des granites à 2 micas décrits ci-dessus.

## Granite de Lanvaux

Revenir à Inzinac puis à Lochrist et prendre la direction de Saint-Gilles par la D 145 pour rejoindre la N 24. Tourner à gauche en direction de Baud. A Kergonan les travaux portant sur la modification du tracé de la N 24 montrent des affleurements du **granite orthogneissique de Lanvaux (11)**.

La structuration planaire est subverticale en direction N. 100-110°, la linéation d'écrasement étant subhorizontale. La roche fraîche est de couleur grise à gros grain et n'est pas sans rappeler certains faciès du massif granitique de Moëlan. Au microscope la texture est blastomylonitique. Des clastes feldspathiques de taille centimétrique (plagioclase prédominant sur l'orthose) sont moulés par une mésostase orientée à grain fin ou recristallisent le quartz, l'albite, la biotite et une hornblende verte.

Ce matériel granitique actuellement orthogneissifié est intrusif sous forme de filons (également cataclasés) à l'intérieur d'une série micaschiteuse qui affleure surtout dans la tranchée ouverte à l'Est du Bодery. Leur texture granolédoblastique principalement constituée de quartz, muscovite et biotite (plus rarement plagioclase). Il est possible de noter sur ce fond la présence de phénoblastes de couleur claire ou sombre qui au microscope apparaissent totalement transformés en chlorite ou séricite (anciens cristaux de cordiérite et/ou d'andalouite). Ces minéraux pourraient être dus au thermométamorphisme développé dans les micaschistes par la mise en place du granite de Lanvaux. La structuration cataclastique qui affectait ce granite est également sensible dans la série micaschiteuse et apparaît postérieure au développement des phénoblastes.

## Environs de Baud

Continuer la N 24 en direction de Baud. Au lieu-dit Coet-Vin (1 km avant Baud) tourner à droite en direction de Quinpily. Une carrière (12) a été ouverte à gauche à flanc de colline, elle permet d'observer des **ultramylonites** très sombres à structure planaire caractérisée par la présence de rares résidus feldspathiques.

Au microscope la roche, en dehors des clastes feldspathiques, se révèle constituée principalement de quartz, muscovite, biotite, albite. Elle dérive très certainement de la déformation mylonitique d'un granite à 2 micas à gros grain visible N.-W. de Baud : prendre la D 142 en direction de Saint-Barthélémy et après 1 km obliquer à gauche vers Saint-Adrien à l'Ouest du Kerpotican. Des carrières encore en activité (13) exploitent ce granite à grain centimétrique.

Revenir à Baud. Prendre la N 24 vers Locminé. Après 3 km environ juste avant de passer l'Evel, tourner à gauche en direction de **Talhouet et Roho**. Dans ce dernier village s'arrêter et prendre à droite à travers les taillis pour rejoindre la **vallée de l'Evel (14)**. On reconnaît une alternance hectométrique entre des zones plus riches en passées quartzitiques et des zones plus riches en termes phylliteux. La foliation conservant une direction constante N. 100° et un pendage d'une quarantaine de degrés vers le Nord. Cette formation passe progressivement vers le Nord aux schistes séricite-chloriteux du domaine centre armoricain.

Des petits plis en chevrons, de direction N. 50-60° déforment cette foliation. Du point de vue pétrographique l'intérêt de cette coupe est l'observation dans un fond essentiellement constitué de quartz, muscovite et biotite (accessoirement andalousite, grenat et disthène) de **grands cristaux de staurotite** souvent disposés de façon quelconque dans la foliation métamorphique. Des nodules à quartz, disthène, muscovite ont également été rencontrés dans la région qui est en outre intensément pénétrée de masses pegmatoides à quartz, feldspath, tourmaline, andalousite.

ITINÉRAIRE 17 b

L'ILE de GROIX

L'excursion à Groix permet d'étudier la succession de deux phases de métamorphisme dont la première a développé des faciès à glaucophane assez exceptionnels. La richesse minéralogique des roches de l'île est un attrait pour le visiteur auquel il est vivement recommandé de récolter les échantillons sur la plage et non en falaise. Il convient en effet d'éviter ou au moins de limiter la destruction déjà bien avancée des affleurements naturels, destruction qui serait le fait de collectionneurs sans respect pour l'intérêt véritable d'une espèce minérale à laquelle la roche en place, dans une structure, donne sa signification géologique.

179

L'île de Groix (20 km<sup>2</sup>) est située à 10 km au large de la rade de Lorient. Prendre le courrier régulier au Port de commerce de Lorient (durée de la traversée : 45 minutes); arrivée à Port-Tudy, d'où l'on rejoint le bourg de Groix.

Les excursions peuvent se faire à pied en ce qui concerne le Sud et l'Est de l'île, mais il est préférable d'avoir un moyen de locomotion pour la partie Ouest (possibilité de location de vélos). Tenir compte des marées dans la mesure où les affleurements se situent sur la côte et sur les estrans à découvert<sup>1</sup>.

#### Cartes topographiques IGN

1/25 000 feuille Ile de Groix 1-2.

1/50 000 feuille de Groix 21-VII.

Carte Michelin Bretagne 230.

#### Cartes géologiques

1/320 000 Brest-Lorient 11-16.

1/80 000 Lorient 88.

### Aperçu sur le métamorphisme et la structure de l'île de Groix

La masse principale des roches métamorphiques groisillonnaises est constituée par des micaschistes épizonaux contenant des intercalations basiques dont la minéralogie exceptionnelle a attiré très tôt l'attention des géologues. Le métamorphisme a en effet développé une amphibole sodique particulière : la **glaucophane**, qui n'est pas connue sur le continent (ou exceptionnellement en Vendée).

Les roches basiques et pélitiques associées ont été soumises à deux épisodes métamorphiques successifs :

– **Métamorphisme M<sup>1</sup>** : il développe dans l'île une zonéographie allant du faciès schiste bleu (*omphacite, glaucophane, grenat, épidote*) dans la zone des Chats à Locmaria (points 1-2-3) au faciès schiste vert (*amphibole bleu-vert*) dans la zone allant du Storang à Gadoéric (points 4-5-6-7). Il y a possibilité d'une association primaire à glaucophane et lawsonite (métamorphisme de type haute pression, basse température). Dans les roches pélitiques on passe des associations à biotite brune, grenat, phengite, chloritoïde à des associations à stilpnomélane phengite et chlorite vers l'Ouest.

– **Métamorphisme M<sup>2</sup>** : rétro-morphique par rapport au précédent il développe albite et amphibole dans les roches basiques, phengite, chloritoïde et stilpnomélane dans les roches pélitiques (faciès schiste vert à amphibole bleu-vert). Conjointement à ces événements métamorphiques les roches ont été déformées par plusieurs phases de plissement complexes se traduisant principalement par des plis de géométrie et d'extension variables. Ces plis sont responsables de la disposition des niveaux basiques dans les falaises. Sans entrer dans les détails de l'analyse structurale il existe des relations entre la cristallisation des cristaux de glaucophane et les déformations successives.

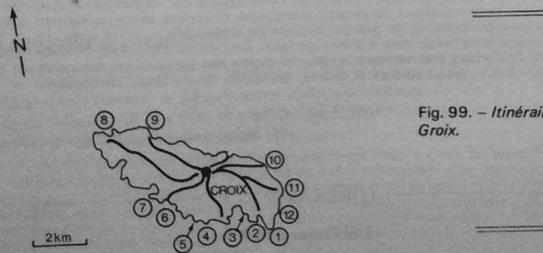


Fig. 99. – Itinéraire : Ile de Groix.

#### Le Sud de l'île

La première partie de l'itinéraire, au Sud de l'île, entre la Pointe des chats et la Pointe Saint-Nicolas (1 à 7) donne une bonne idée du métamorphisme et de la structure de l'île sur des affleurements facilement accessibles à partir des villages de Locmaria (Est) et de Quéhello (Ouest).

1. Itinéraire rédigé par C. AUDREN.

**Pointe des Chats.** Au pied du phare le platier rocheux est constitué de micaschistes à chloritoïde, plissés isoclinalement suivant une direction axiale N.-S. (le plan axial des plis, parallèle à la foliation a un pendage faible vers l'Est) (1).

Le type paragénetique primaire est à phengite, stilpnomélane, grenat et chlorite avec une variante à phengite, grenat, chlorite et chloritoïde dans des lentilles aplaties, isolées tectoniquement (loupes à chloritoïdes). Le faciès schiste bleu est représenté dans des boudins de glaucophane, métriques ou plurimétriques, isolés dans la matrice micaschisteuse. Le type paragénetique primaire est à glaucophane, épidote, grenat et amphibole bleu-vert. En suivant la côte vers Porh-Morvil on observe des bancs de roches basiques d'un vert clair piquetés de cristaux d'albite; ce sont des prasinites résultant partiellement de la rétro-morphose (M<sup>2</sup>) avec des paragenèses secondaires à albite, chlorite, épidote et amphibole bleu-vert.

**Entre Porh-Morvil et Locmaria.** Tout au long de la côte on note l'importance des plis isoclinaux aplatés, et le fait que les glaucophanites affleurent uniquement sous forme de boudins ou de lentilles discontinues. A Porh-Morvil les glaucophanites contiennent des restes déstabilisés de cristaux de lawsonite (cristaux orthorhombiques de 2 à 3 cm). A l'Ouest de Porh-Morvil existent quelques lentilles métriques d'une roche basique représentative du plus haut degré de métamorphisme de l'île (haute pression, basse température, à la limite du faciès écoligite – amphibolite); la paragenèse primaire est la suivante : clinopyroxène jadeitique (omphacite), grenat almandin, glaucophane et épidote. Les micaschistes ont une paragenèse primaire à biotite brune, grenat et phengite (2 et 3).

**Kerbéthanie.** Revenir sur le bourg de Groix par Locquetas et Lomener : à Groix prendre la direction de la Pointe de l'Enfer par le village de Créhal. S'engager ensuite dans les falaises jusqu'à Kerbéthanie (4). A Kerbéthanie, vers le vallon de Storang on observe, dans un matériel micaschisteux riche en quartz, des objets tectoniques allongés en forme de fuseaux; ces structures résultent de l'interférence de deux phases de déformations faisant un angle très faible entre leurs directions axiales.

**Baie des Curés.** A l'Ouest du vallon de Storang, une petite crique (dite « baie des curés ») montre une masse de prasinites plissés dans le détail, enveloppée par des micaschistes suivant un antiforme de plus de 50 mètres (5).

La coupe côtière du vallon de Storang au Port Saint-Nicolas se situe à la limite du faciès schiste vert à glaucophane et épidote passant progressivement au faciès schiste vert plus franc vers l'Ouest, pour le métamorphisme M<sup>1</sup>.

Le métamorphisme M<sup>2</sup> étant lui-même voisin du faciès schiste vert, il est de ce fait difficile de distinguer les paragenèses primaires des paragenèses secondaires. Les roches basiques sont constituées principalement par des associations à glaucophane, épidote, chlorite et amphibole bleu-vert ou à albite, épidote, paragarite et amphibole bleu-vert. Les micaschistes présentent des associations monotones à chloritoïde et grenat dans une trame à phengite, chlorite et stilpnomélane (absence de biotite brune).

**Vallon du Lavoir – Gadoéric.** De la Baie des Curés on longe la falaise à pied jusqu'au méridien du village de Quéhello (on peut se rendre directement du bourg de Groix à Quéhello) (6). Les hautes falaises (25 m) constituées par des alternances plurimétriques (50 m) de micaschistes, de prasinites et de glaucophanites, dessinent de grandes structures plissées bien visibles du pied de la falaise.

Remarquer que les glaucophanites affleurent en niveaux continus et non plus en lentilles isolées comme à la pointe des Chats. Les glaucophanites sont constituées par des alternances centimétriques de lits bleutés à glaucophane et de lits jaunes à épidote réalisant de bons marqueurs pour les plissements de détail. On observe en effet de nombreuses figures d'interférences complexes, souvent disharmoniques par rapport aux plis des enveloppes prasinitiques et micaschisteuses.

**Pointe de Saint-Nicolas.** A partir de cette pointe les roches basiques sont nettement moins abondantes, et jusqu'à Pen Men ce ne sont plus que des micaschistes à phengite, chlorite, chloritoïde et stilpnomélane. Ces micaschistes sont intéressants du point de vue structural si l'on considère la déformation des veines de quartz ou des niveaux graphitiques qui peuvent donner des figures de reprises. Au Roc Hi-Hir il existe cependant quelques niveaux basiques à glaucophane et épidote (7).

#### La côte Nord-Ouest

La seconde partie de l'excursion intéresse la côte Nord-Ouest (8 et 9) et la côte Est (10-11-12) de l'île.

L'accès de la côte N. est difficile (falaises de 30 m) et la progression dans

les falaises est parfois dangereuse. En ce qui concerne la côte Est, il est possible, en suivant le pied de la falaise à marée basse, d'aller de Port-Tudy jusqu'à la pointe de la Croix et les Grands Sables.

**Er-Fons et Biléric.** Portion de falaise située entre Pen-Men et le sémaphore de Beg-Melen. Du bourg de Groix, prendre la direction du grand phare de Pen-Men, tourner vers la droite dans un chemin qui mène à la pointe proprement dite; aller ensuite à pied vers l'Est le long de la falaise et observer les **roches basiques prasinitiques** très chloriteuses avec **niveaux talqueux et serpentineux** (la présence de serpentine est un caractère important et constant des zones métamorphiques de haute pression à glaucophane dans le monde). Les amphibolites sont traversées de **filonnets dolomitiques** abondants (8).

Nous sommes ici dans une zone intermédiaire entre le faciès schiste bleu et le faciès schiste vert avec des paragenèses primaires à amphibole, glaucophane, épidote et grenat pour les roches basiques et à phengite, grenat, chloritoïde et stilpnomélane pour les pélites. La falaise montre de nombreux plis isoclinaux dans les amphibolites.

**Stanverec.** Du phare de Pen-Men revenir sur Groix, prendre la direction de Kermario; de nombreux petits chemins mènent à la côte entre Port-Lay et Port-Melin. **Affleurements de prasinites, glaucophanites à lawsonites** (9).

**Port-Mélite.** A Groix prendre la direction du Mené jusqu'à Port-Mélite (cul de sac) (10). On retrouve ici les mêmes associations minéralogiques que dans la région de la pointe des Chats à Locmaria. Le fait le plus remarquable est la présence en grande abondance de **pseudomorphes de lawsonites dans les glaucophanites à petits grenats**. Les *meilleurs échantillons se trouvent dans les galets au pied des falaises* (la falaise est souvent très altérée). On observe de nombreux plis et des structures boudinées.

**Fort-Surville.** Rejoindre Fort-Surville par un petit chemin carrossable passant par le village de Kerrohet. Sous le phare de la pointe de la Croix affleurent des **glaucophanites** riches en grenat (amphibole bleu-vert, glaucophane, épidote et grenat). Structures plissées (11).

**Pen Ganol.** En longeant la côte vers le Sud, les **glaucophanites à lawsonites** affleurent suivant une multitude de lentilles allongées et segmentées de grand axe N.-S. La masse principale est constituée de micaschistes analogues à ceux de la pointe des Chats (12).

## ITINÉRAIRE 18

LA CORNOUAILLE

ITINÉRAIRE 18 a

DE DOUARNENEZ A PONT-L'ABBÉ

Cet itinéraire permet d'étudier du Nord au Sud :

- De Douarnenez à la Pointe du Van; un massif trondhjémitique et ses variations de faciès intrusives dans une série micaschisteuse semblable à celle qui forme la partie sud du fond de la Baie de Douarnenez.

- La zone broyée sud armoricaine où prédominent les granites alcalins à 2 micas plus ou moins affectés par la déformation mylonitique. Ces granites sont intrusifs sur leur bordure nord dans l'ensemble précédent et au Sud dans les schistes cristallins (gneiss, migmatites, granites d'anatexie) de l'anticlinal de Cornouaille. La dépression géomorphologique centrale qui s'étend de la baie des Trépassés vers Quimper est occupée par des sédiments d'âge stéphanien ainsi que par quelques panneaux micaschisteux.

- Les roches basiques et les micaschistes de la Baie d'Audierne. Les schistes cristallins de la Baie d'Audierne, au flanc sud de la zone broyée sud armoricaine, comprennent deux ensembles métamorphiques et structuraux discordants l'un sur l'autre : un groupe inférieur polymétamorphique au sein duquel

se notent des formations basiques et ultrabasiqes à caractère ophiolitique (Peumerit - Tréogat) et un groupe supérieur constitué de micaschistes (métagrauwackes) monométamorphiques à base grés-arkosienne (Languidou - Penhors). Ces deux ensembles sont intrudés par les granites hercyniens (Plözévet, Porz-Poulhan, Pouldreuzic, Plonéour-Lanvern, Pont-l'Abbé).

Cartes topographiques IGN

Carte Touristique 13 Brest-Quimper.

1/50 000 Douarnenez - Pointe du Raz - Pont Croix.

Carte Michelin 230 ou 58.

Cartes géologiques

1/80 000 Quimper.

1/50 000 Douarnenez.

## Nord du Cap Sizun : Theolen, Pointe du Van

L'ensemble du Cap Sizun est composé de deux groupes de roches :

- **des schistes cristallins** : micaschistes à biotite et muscovite, quartzites micacés, amphibolites à hornblende - labrador.

- **des granites** (au sens large) intrusifs dans la série cristallophyllienne : essentiellement une **trondhjémite** (quartz, oligoclase, biotite, très peu de feldspath potassique), mais aussi **quelques granites à biotite-muscovite**.

La morphologie de la côte reflète l'hétérogénéité de ce matériel, les formations granitiques déterminant les îlots et les pointes, les micaschistes formant les anses et de profondes brèches. L'alternance de feuillets orientés E.-N.-E., à fort pendage nord, et à composition variée est ainsi rendue évidente par l'érosion; on en voit un bel exemple à 50 m au nord de la cale, à la « **grotte des chiens malades** », sorte d'entaille géométrique ouverte par l'érosion marine dans les micaschistes. Cette alternance provient de l'intrusion des lames granitiques selon la direction dominante de la série métamorphique plissée préexistante.

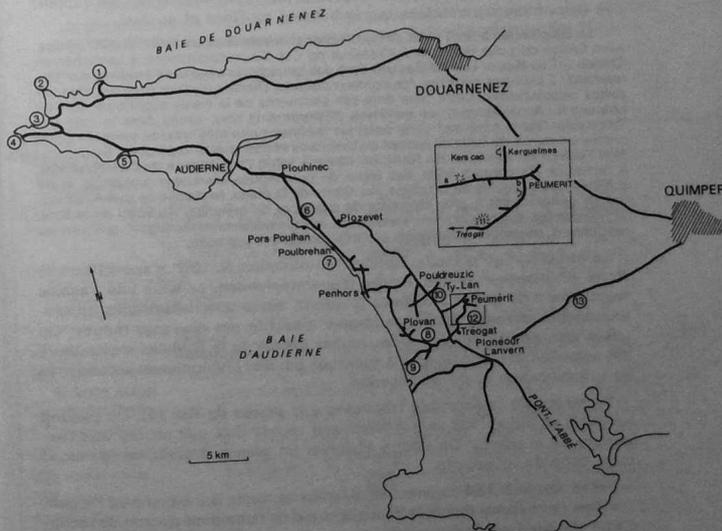


Fig. 100. - Itinéraire : Cornouaille.

1. Itinéraire rédigé par M. BARRIÈRE, P. JÉGOUZOU, A. PELHATE J.-J. PEUCAT.

L'ensemble des schistes cristallins et des granites intrusifs a été fortement écrasé, de telle sorte que la structure en est devenue complexe; les **amphibolites** forment des masses sombres verdâtres boudinées, elles apparaissent sur l'estran comme de gros noyaux moulés par les micaschistes à allure plastique, la **trondhémite** est devenue un gneiss, avec une foliation plus ou moins nette. Cependant le caractère intrusif des roches granitiques reste souligné par la **présence de nombreux filons** dans les roches métamorphiques.

L'âge absolu de la trondhémite ( $456 \pm 23$  M.A.) et les relations structurales indiquées ci-dessus ont conduit à interpréter cette roche comme une **intrusion magmatique ordovicienne dans des terrains briovériens métamorphiques, le tout étant repris dans l'érogenèse hercynienne.**

A Douarnenez prendre la D 7, direction de Poullan/Mer, à 26 km tourner à droite vers la plage de Théolen.

**A la plage de Théolen, (1, fig. 100)** on observe un grand panneau de micaschistes, quartzites et amphibolites, préservé au milieu de la trondhémite, et qui donne une bonne idée de la complexité de l'histoire structurale des roches métamorphiques dérivées de la série briovérienne.

Au Nord de la plage, à basse mer, on peut accéder aisément aux petites falaises et observer l'interférence des plissements: une phase 1 semble avoir déterminé d'anciens plis couchés dont on voit une charnière bien dégagée maintenant redressés lors d'une phase 2 isoclinale à axes N. 70° E. La trondhémite a utilisé les plans axiaux de cette phase 2 pour s'injecter; par ailleurs elle recoupe également un noyau d'amphibolite avec une *belle figure de brèche d'injection*.

Poursuivre par la D 7 jusqu'à la **pointe du Van (2)**. Les falaises déchiquetées de la pointe du Van, exposées à l'Ouest offrent une coupe remarquable perpendiculaire à la structure.

Le complexe trondhémite reconnu à cette extrémité du Cap Sizun se prolonge jusqu'à Douarnenez; les hautes falaises sauvages qui bordent la baie correspondent à ce puissant feuillet de roches magmatiques « calédonniennes », gneissifiées lors de l'érogenèse hercynienne.

## Baie des Trépassés - Pointe du Raz

De la Pointe du Van se diriger vers la Pointe du Raz. S'arrêter au milieu de la plage qui forme le fond de la **baie des Trépassés. (3)**. La dépression morphologique, outre les rejeux tardifs le long de failles anciennes, résulte pour l'essentiel de l'érosion différentielle du fossé stéphanien par rapport aux deux môles granitiques qui le bordent au Nord et au Sud.

**Le Stéphanien** a fait l'objet de **recherches charbonnières** au XVIII<sup>e</sup> et XIX<sup>e</sup> siècles, avec forage de puits de mine, à l'intérieur du Cap Sizun notamment, à Lanoban en Cléden - Cap Sizun. Les stériles ont livré des empreintes végétales étudiées par Picouard: *Calamites suckowi*, *Neuropteris cordata*, *Dicranophyllum gallicum*, *Poacordites microstachys*. Cette flore date ces sédiments de la partie supérieure du Stéphanien B. Actuellement, les meilleurs affleurements sont situés dans la baie des Trépassés. Sur le côté sud de la baie, les schistes noirs stéphanien viennent buter contre un miroir de faille de roches mylonitisées vertes, métamorphiques. En parcourant l'estran en direction du Nord, on observe selon l'importance de l'ensablement, à proximité du contact faillé, des blocs de poudingues, d'arkoses grossières et de schistes noirs éboulés de la falaise. Au centre de la plage, se dresse un rocher constitué de conglomérat à gros éléments de quartz et de mylonite. Au Nord de la baie, le Stéphanien est de nouveau en contact avec les roches mylonitisées gris vert ou noirâtres. L'ensemble stéphanien est très nettement redressé.

La structuration planaire verticale en direction N. 100° s'accroît vers le Nord. A l'intérieur de ces roches, d'âge stéphanien, se situe une « **écaïlle tectonique** » de **gneiss albitiques** (à quartz, albite poeciloblastique, muscovite, biotite chloritisée) dont la largeur n'excède pas quelques mètres. On passe ensuite brutalement à des **roches claires** ou la fluidalité mylonitique est actuellement plus ou moins masquée par des phénomènes secondaires de bréchification et de silicification.

Se rendre de la baie des Trépassés à la **pointe du Raz (4)**. Du parking (payant), se diriger soit vers le Nord, soit vers le Sud, soit encore vers l'extrémité de la pointe. On peut y observer un **granite à grain moyen** assez clair, riche en muscovite.

Reprendre la N 784 en direction d'Audierne, après la traversée de Plogoff, s'arrêter dans l'**anse du Loc'h (5)**. La côte est de cette anse permet de reconnaître du Nord au Sud (fig. 101):

- **des migmatites** de degré d'évolution varié auxquelles fait suite à environ 100 m au sud de la jetée un **granite à grain fin** caractérisé par une assez grande abondance en biotite ainsi que par une forme quadrangulaire (en grains de semoule) des feldspaths qui sont de l'oligoclase et de l'orthose.

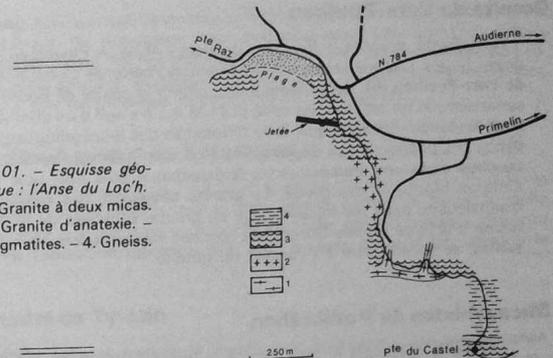


Fig. 101. - Esquisse géologique: l'Anse du Loc'h.  
1. Granite à deux micas.  
2. Granite d'anatexie.  
3. Migmatites. - 4. Gneiss.

Une muscovitisation secondaire peut localement être observée. Une structure de flux peut être observée dans ce granite soit au niveau de l'alternance décimétrique de passées plus ou moins riches en biotite soit grâce aux grands axes d'enclaves granitiques claires dont l'analyse n'a pas encore été menée. *Tous ces événements (métamorphisme, migmatitisation, mise en place du granite d'anatexie) sont antérieurs à la mise en place des granites à 2 micas (type Pointe du Raz) qui s'y introduisent sous forme de filons subméridiens d'épaisseur métrique.*

En poursuivant la coupe, on retrouve des faciès anatectiques auxquels font suite dans l'anse qui précède la **pointe du Castel** des **gneiss plagioclasiques** sombres à grain fin essentiellement constitués de quartz, plagioclase et biotite.

La foliation possède une direction N. 100-110° et plonge d'une soixantaine de degrés vers le nord. Des phénomènes d'interférence entre des plis N. 140° synfoliaux et des plis plus amples de direction N. 100-110° qui déforment la foliation peuvent être notés dans ces gneiss.

Poursuivre la N 784, traverser Audierne; en atteignant Plouhinec, prendre la première route à droite après l'église jusqu'à Pors-Poulhan. Les arrêts 6 à 13 sont localisés dans le secteur de la **Baie d'Audierne** (fig. 102).

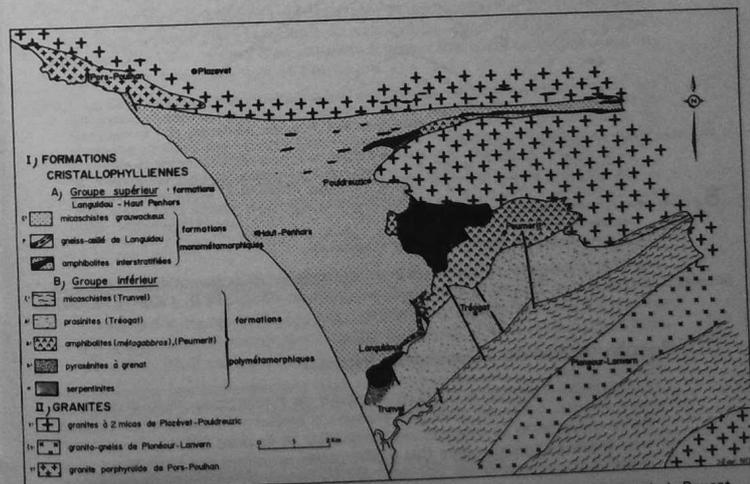


Fig. 102. - Carte géologique simplifiée de la Baie d'Audierne (d'après J. Cogné et J.-J. Peucat, in C.R. Acad. des Sciences, Paris, 278 D, 1809-1812, 1974).

## Granite de Porz-Poulhan

A Audierne, prendre la direction de Pont-l'Abbé. A Plouhinec, prendre à droite (après l'église) la route Porz-Poulhan-Pointe de Sourc'h. Le **granite de Porz-Poulhan (6)**, qui affleure sur la côte à la pointe de Sourc'h, se présente comme un orthogneiss œillé (334 M.A.). Il s'agit d'un granite subalcalin à tendance monzonitique. Il se différencie des leucogranites par l'abondance des phénocristaux de microcline (1 à 5 cm) souvent aplatis, étirés ou couchés dans une trame quartz-feldspathique plus fine, plus ou moins riche en biotite et muscovite. Le granite développe des recristallisations d'andalousite dans les micaschistes du groupe supérieur de la Baie d'Audierne (Plage de Ménez-Goret). Les couches sédimentaires, bien reconnaissables, se parallélisent au contact du granite.

## Micaschistes de Poulbréhan

Longer la côte vers le Sud jusqu'à la ferme de Poulbréhan (entre Porz-Poulhan et « Le Menhir ») (7). La foliation des micaschistes pend vers le Sud; nous sommes là sur le flanc nord d'une vaste synforme hercynienne dessinée par ces micaschistes (fig 103). Les micaschistes sont à biotite et muscovite, ils sont riches en quartz, plagioclase et feldspaths potassiques, ce sont des métagrauwackes.

Sur la côte, on distingue deux types d'amphibolites. Les amphibolites « à gros grains », qui sont des roches interstratifiées, de couleur verte, massives, porphyriques. Les phénocristaux de hornblende verte sont contenus dans une « matrice » fine d'andésine, chlorite, muscovite, biotite, zoizite, ilménite, leucoxène. Ce sont probablement d'anciens sillons ou coulées basiques. On y reconnaît aussi des amphibolites litées, où alternent des lits sombres, riches en hornblende verte et des lits plus clairs riches en épidote; elles sont interprétées comme d'anciens tufs. L'ensemble de cette série est bien visible tout le long de la côte entre Porz-Poulhan et Penhors.

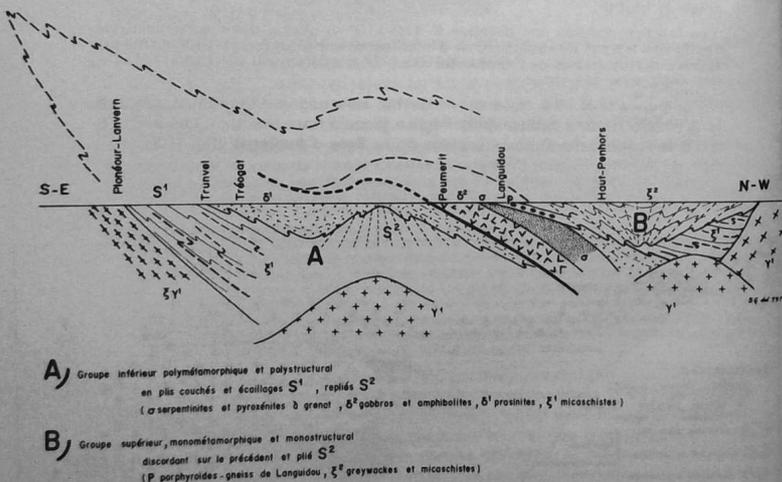


Fig. 103. - Synforme hercynienne dans les micaschistes de la Baie d'Audierne (d'après J. Cogné et J.-J. Peucat, in C.R. Acad. des Sciences, Paris, 278 D, 1809-1812, 1974).

## Porphyroïdes de Languidou-Plovan

Rejoindre Penhors, prendre la direction de Pouldreuzic, tourner à droite vers Plovan. A Plovan, direction Tréogat, s'arrêter à la carrière en bordure de la route entre la chapelle de Languidou et le pont (8). La carrière est très dégradée actuellement. Ces gneiss œillés montrent des caractères sédimentaires (granulométrie variable, granoclasement, stratifications entrecroisées) qui sont difficiles à reconnaître aujourd'hui. Cependant la position structurale de ce porphyroïde à la base de la série métasédimentaire supé-

rieure (fig. 102) permet de penser qu'il peut s'agir d'un métapoudingue. Les phénocristaux de microcline sont emballés dans une trame de nature comparable à celle des micaschistes. En remontant vers la chapelle de Languidou, il est possible de voir dans le fossé un affleurement de serpentinites, ainsi que des micaschistes (à proximité de la chapelle).

## Pyroxénites à grenat de Keramoine

Reprendre la direction de Tréogat et quelques centaines de mètres après Languidou prendre à droite vers la mer. Près du cordon de galets, la roche affleure dans une ancienne carrière (9). La roche est très massive, bien que fracturée, l'altération superficielle la rend souvent claire et fait ressortir le grenat.

## Serpentinite de Ty-Lan

Rejoindre Tréogat, prendre la direction de Pouldreuzic. Les serpentinites affleurent en bordure de route et dans une petite carrière au carrefour de Ty-Lan (1,5 km au sud de Pouldreuzic) (10).

C'est une roche compacte, sombre, avec parfois un rubanement centimétrique de lits vert clair (amphibole incolore). Elle est essentiellement constituée d'antigorite maillée avec des restes de cristaux d'olivine, de pyroxène et d'amphibole incolore; de rares grenats ont pu être observés. Des microfractures sont ressoudées par du chrysotile. Il s'agit d'une ancienne péridotite serpentinisée.

La carrière de Kerguelmes (près de Peumerit) montre une roche d'aspect massif dépourvu de rubanement. Des blocs de serpentinites riches en chromite peuvent parfois être découverts dans les champs avoisinant ces carrières.

## Amphibolites de Peumerit (méta-gabbros)

Rejoindre Peumerit. Les amphibolites de Peumerit sont très variées, on peut y reconnaître plusieurs grands types (avec tous les intermédiaires) :

- amphibolites « grenues » (texture ophitique) à larges cristallisations de hornblende : ce sont des métagabbros ;
- amphibolites à hornblende finement cristallisée (grain fin) ;
- amphibolites litées de granulométrie variable.

L'affleurement d'amphibolite à grains fins, forme une légère butte, en bordure de la route au Sud de Kerscao (côté champ). Très souvent il est possible de trouver de nombreuses variétés provenant des labours, dans le fossé au pied de cette butte (11 a).

A Peumerit, prendre la route de Tréogat, et à l'intérieur du village suivre la route à droite. De gros blocs de métagabbros sont groupés en bordure du champ. Une carrière d'amphibolite à grains fins a été exploitée une centaine de mètres plus loin (11 b).

La composition minéralogique ainsi que les paragenèses observées dans ces amphibolites sont constantes. On reconnaît une paragenèse magmatique formée de labrador et de pyroxène souvent fantomatiques mais bien reconnaissables. Le pyroxène se transforme en amphibole (hornblende verte) et le plagioclase (labrador) en albite et épidote (faciès amphibolite). Il a été observé des réactions entre pyroxène et plagioclase donnant naissance à du grenat. Cette paragenèse intermédiaire entre l'étage magmatique et le faciès amphibolite appartient au métamorphisme granitique. Donc trois étapes sont reconnaissables dans ces roches, une magmatique, et deux métamorphiques.

## Prasinites - Schistes verts

Prendre la route de Tréogat et s'arrêter 1 km après Peumerit. La carrière est située dans un virage sur la droite et à environ 100 m de la route dans un vallon (Sud de Kervelec) (12).

Ce sont des schistes verts piquetés de granules blancs d'albite, considérés comme d'anciens basaltes ayant subi deux cycles de métamorphisme.

## Granite gneissique - Carrière de Pen Allen

2,5 km après Plonéour-Lanvern, sur la droite de la route de Quimper (après la chapelle de Lanvern) (13). Ce massif granitique forme une bande

orientée N.-E.-S.-W. et recoupe une série de micaschistes polymétamorphiques associés au complexe ophiolitique.

On y reconnaît deux variétés, une leucocrate, c'est un faciès de bordure de quelques centaines de mètres de largeur, l'autre plus riche en biotite est proche d'un granite à deux micas banal, bien que plus écrasé. Dans la carrière on observe le **faciès leucocrate** formé essentiellement d'albite, muscovite, quartz avec accessoirement feldspath potassique, biotite, apatite, minéraux opaques. Cette roche est interprétée comme une différenciation filonienne du granite. On la retrouve près de Tréguennec (Prat ar Hastel) où elle est beaucoup plus massive, riche en apatite; de la cassitérite et de l'amblygonite (phosphate de lithium) y ont été signalés. Dans le granite s.s. le feldspath potassique est beaucoup plus abondant que le plagioclase.

L'intérêt de ce massif, bien que pétrographiquement proche d'un granite à deux micas classique, réside dans sa position structurale. Son aspect écrasé, et sa disposition cartographique en bande parallèle à la foliation générale permet de penser qu'il s'agit d'une ancienne zone tectonique importante pouvant être la base d'une zone broyée équivalente de celle de la Pointe du Raz.

#### ITINÉRAIRE 18 b

### DE PONT-L'ABBÉ À QUIMPER

En prolongeant l'itinéraire de Pont-L'Abbé à Quimper, on complète l'étude des roches endogènes de la Cornouaille méridionale et on visite un certain nombre de gisements présentant un grand intérêt minéralogique. Il est également possible d'observer quelques affleurements du Carbonifère de Quimper et de Kergogne<sup>1</sup>.

#### Cartes topographiques IGN

1/50 000 Pont-L'Abbé, Rosporden, Quimper, Gourin.

#### Carte Michelin 58

#### Cartes géologiques

1/80 000 Pont-L'Abbé (87), Quimper (72), Lorient (88), Châteaulin (73).

A la sortie de Pont-L'Abbé, prendre sur la droite la D 44 en direction de Bénodet. Franchir l'Odét par le pont (péage). Vue remarquable sur la ria. Avant d'atteindre Bénodet, prendre sur la gauche la D 34 en direction de Quimper. Peu après avoir dépassé le carrefour de la route de Fouesnant (D 45), tourner à gauche vers Gouesnach.

### Pegmatites – aplites à béryl de Guilyvoan

Plusieurs carrières de leucogranite exploité pour moellons sont ouvertes en bordure de la route Lesquidic – Gouesnach, en particulier aux environs de Guilyvoan.

Le leucogranite orienté qui s'étend sur environ 1 km de large et une dizaine de km de long, de part et d'autre de l'Odét, selon une direction générale Est-Ouest, peut être considéré comme un faciès méridional du grand massif leucogranitique de Quimper. C'est une roche claire, à grain fin, microcline, plagioclase acide, quartz, biotite et muscovite prédominant sur le mica noir. La foliation, subverticale, d'orientation générale E.-W., est bien soulignée par la disposition des muscovites. Cette structure planaire ne correspond pas à un écrasement, mais à une foliation primaire liée à la mise en place.

D'innombrables filons, le plus souvent parallèles à la foliation du granite, sont caractérisés par leur texture rubanée, marquée par l'alternance de lits pegmatitiques et de lits aplitiques. La puissance des filons, souvent très proches les uns des autres, atteint au maximum quelques dizaines de cm. Ils sont essentiellement composés de feldspath potassique, albite, quartz et muscovite; grenat, béryl, apatite et mispickel sont accessoires. Le microcline, avec micropéridites, tend à se disposer en chapelet de plages globuleuses; l'albite constitue des lits parfaitement blancs qui, au microscope, apparaissent formés de cristaux allongés (faciès cleavelandite) disposés parallèlement les uns aux autres. Le quartz se présente en lentilles fusiformes, la muscovite en lames disséminées, les petits grenats rouges en cristaux automorphes, le béryl verdâtre en individus isolés de petite taille. La teneur en soude du faciès aplitique dépasse 7 %, alors que la teneur en potasse n'est que de 1 % (tendance vers les albitites).

<sup>1</sup> Itinéraire rédigé par L. CHAURIS et A. PELHATE (bassins de Quimper et de Kergogne).

Revenir sur la D 34. Gagner Fouesnant par la D 45, puis, par la D 44, la Forêt-Fouesnant. Prendre alors la route de la plage de Kerleven.

### Rutile de Kerleven

Des cristaux de rutile ( $TiO_2$ ), de plusieurs cm de long, souvent maclés « en genou », peuvent être recueillis à marée basse, soit au pied des falaises qui affleurent vers la partie orientale de la grève de Kerleven, soit sur l'estran vers la partie centrale de cette même grève. Les cristaux, plus ou moins roulés, proviennent de l'attaque, par la mer, des falaises où il est possible de les observer en place, soit dans le gneiss lui-même, soit plus souvent dans des veinules de quartz. De l'ilménite se présente en bordure du rutile ou en inclusions orientées. Gagner Rosporden, puis Scaër.

### Nodules à disthène et andalousite de Scaër

Aux environs de cette ville, les micaschistes à staurotite admettent localement des lentilles à disthène et andalousite souvent volumineuses (jusqu'à 500 kg). Les occurrences peuvent être découvertes au hasard des fondations de maisons ou de travaux routiers. Les dernières années, deux gisements intéressants ont été reconnus : dans les talus de route au Sud de l'ancienne gare de Scaër; près de Kervéguen au Nord de Scaër, en bordure de la route de Roudouallec. Mais de nombreux autres gisements existent certainement.

Les nodules, ventrus, fusiformes ont de quelques cm à plus de 50 cm de grand axe. Leur écorce, parfois centimétrique, est caractérisée par la présence de biotite, de petites baguettes subautomorphes de staurotite rouge translucide bien différente des gros cristaux inclus dans les micaschistes, de lames d'ilménite, et par l'abondance de la muscovite. Le cœur qui constitue l'essentiel des nodules est formé principalement de disthène bleu et d'andalousite rose, avec minces lits muscovitiques à petites staurotides.

### Staurotite des environs de Coray

A partir de Scaër, se diriger vers Coray par la D 50. La région de Coray est célèbre en Minéralogie par ses nombreuses et belles occurrences de staurotite.

Ce minéral orthorhombique, silicate d'alumine et de fer, se présente en prismes trapus, à section losangique dont la teinte brun-rouge, passe souvent superficiellement au brunâtre. Les cristaux sont riches en inclusions de quartz dont la proportion qui peut s'élever jusqu'à 40 %, introduit des variations dans la densité. La dureté est élevée. Fréquemment, les cristaux s'interpénètrent, d'où l'allure en croix très caractéristique et le nom de « croisette de Bretagne » qui leur est parfois donné. C'est la Cornouaille qui a fait la célébrité de la staurotite bretonne dans les collections du monde entier.

Du fait de leur résistance à l'altération, les cristaux de staurotite peuvent être recueillis, bien séparés du micaschiste encaissant, à la surface des champs après les labours et dans les zones ravineées, surtout après les pluies, en particulier dans les localités suivantes situées entre l'Est et le Sud-Ouest de Coray : Coadri, la Grande-Garenne, Restambert, Kergoaler, Ty-Louis, Quillien, Coat Spenn, Kerguélien, Kervéguen, Kerféot, Kersest, Notériou (fig. 104).

### Coupele granitique du Menez-Gouaillou

Revenir à Coray et prendre la D 36 en direction de Trégouez. Dans la descente, après le bourg, vue sur une colline surbaissée correspondant à l'affleurement structural de la petite coupele (1000 x 750 m) granitique du Menez-Gouaillou, intrusive dans les schistes briovériens. Accès aux carrières par un petit chemin, sur la droite, environ 800 m au Sud-Est de l'Odét (fig. 104).

Ce pointement qui se rattache à la venue granitique Locronan – La Villeder présente une structure en dalles parallèles aux flancs de la coupele. Le granite à grain fin est composé de microcline, plagioclase acide, quartz, un peu de biotite plus ou moins décolorée et de muscovite; il est souvent constellé d'inclusions de mispickel et localement greisenisé. Le béryl vert-jaune apparaît dans des paragenèses variées. La plus fréquente est représentée par des filonnets quartzux peu continus, avec cristaux de béryl souvent groupés en portion de rosaces moulées par du quartz. Quelques filonnets riches en apatite bleu vert, avec mispickel, molybdénite, pyrite et blende, offrent également un peu de béryl. Localement, le granite greisenisé est recoupé par des veinules de muscovite montrant de belles concentrations en béryl et en bertrandite; mispickel, molybdénite et pyrite sont accessoires; le béryl forme de grandes

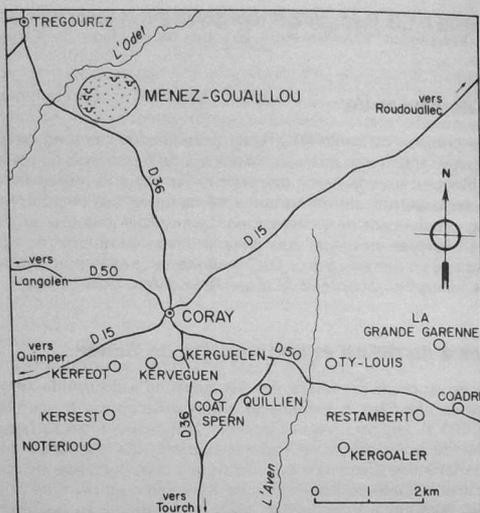


Fig. 104. - Croquis de situation : environs de Coray et coupole granitique de Menez-Gouaillo.

rosaces postérieures à la muscovite; la bertrandite qui provient de la décomposition du béryl s'est développée dans les moules internes de béryl dissout, ainsi que sur des lames de muscovite ou dans des géodes du granite greisenisé.

Gagner directement Quimper via Coray.

### Carbonifère du Bassin de Quimper

Une grande partie de la ville de Quimper est construite sur les terrains houillers. Au siècle dernier, plusieurs tentatives d'extraction de houille ont été faites, mais aucun tonnage n'a jamais été extrait de ce bassin; par contre, il est sûr qu'à l'occasion de travaux de génie civil dans le sous-sol de cette ville, il peut être mis à jour des veines de charbon et même peut-être d'anciennes galeries de mine, comme cela fut le cas en 1959 dans l'avenue de la Gare.

Le bassin de Quimper, formé dès le Westphalien B ou du moins dès la base du Westphalien C, paraît avoir son origine dans la phase tectonique varisque cassante qui a suivi la phase de plissement paléotéthysienne. Par contre, les bassins du Cap Sizun et de Kergonne n'ont pris naissance qu'à la fin du Westphalien et au début du Stéphanien lors de mouvements tectoniques cassants. Les failles constituées, de direction N.-W.-S.-E., s'accompagnent de décrochements entre Primelin et Audierne et engendrent la dépression où s'installe le bassin du Cap Sizun; la direction du bassin de Kergonne paraît être commandée par une faille située plus au Nord et qui se prolonge vers le Sud-Ouest en direction d'Ergué-Gabéric. Cette même faille entre Penhars et Ergué-Gabéric limiterait au Nord le bassin de Quimper.

Les schistes associés à la houille renferment des formes caractéristiques du Westphalien moyen comme *Alethopteris serli* et *Sphenophyllum* cf. *myriophyllum*, associées à des espèces connues au Westphalien D et se maintenant durant le Stéphanien telles *Pecopteris cyathea*, *Pecopteris hemitelioides* et *Pecopteris polymorpha*.

Les sédiments détritiques qui sont l'essentiel de cette sédimentation houillère sont visibles dans certaines rues de Quimper :

- rue de Pen-ar-Steir, à la hauteur du numéro 3, les poudingues affleurent, ils sont constitués de galets de taille très diverse et de pétrologie variée (granites, ultramytonites, quartz, etc.), le ciment est microconglomératique; en face du n° 1, on peut voir la succession : poudingues à gros galets, passées à petits galets et arkoses fines; les assises sont redressées et à pendage nord;

- rue du Pichery, entre le n° 17 et le n° 19, rue Brizeux en face du n° 6, dans le soubassement de la prison, la même succession est visible.

### Carbonifère du Bassin de Kergonne (fig. 105).

Sortir de Quimper par la D 39 en direction de Locronan. Les formations stéphanien du bassin de Kergonne sont visibles en affleurement sur le côté sud-ouest de la route à 50 m du chemin d'accès à la ferme de Kerlivide. La route est subparallèle à la bordure du bassin et sur une distance de 800 m on observe les **conglomérats**. La taille des éléments est très variable mais peut atteindre plusieurs dizaines de centimètres, leur nature pétrographique est variée : granite à deux micas, roches cristallophylliennes à faciès micaschisteux et feldspathique; ils sont emballés dans un ciment microconglomératique ou arkosique. Les indices d'aplatissement et les indices d'éroussé des galets indiquent un façonnement torrentiel. Par endroit, on observe que ce poudingue repose sur le granite à deux micas. Vers la fin de la coupe, 300 m avant le chemin vers Kerrun, les **arkoses feldspathiques et schistes stéphanien** affleurent. La composition des arkoses reflète la composition du granite à deux micas. Les grès feldspathiques montrent, par leur cortège de minéraux lourds (staurotide, andalousite) une parenté avec les micaschistes. L'ensemble des strates est redressé. Au cours du XIX<sup>e</sup> siècle, plusieurs puits d'exploitation houillère furent forés dans ce bassin.

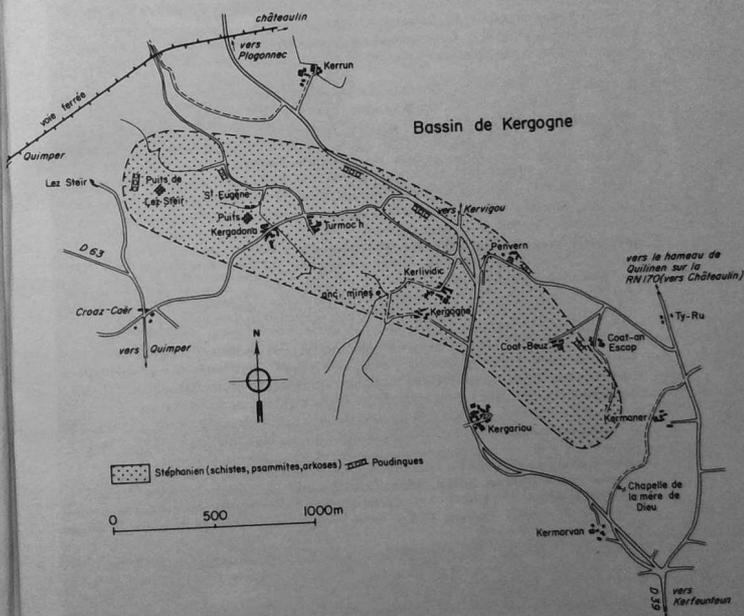


Fig. 105. - Carte géologique : Bassin carbonifère de Kergonne.

## ORIENTATION BIBLIOGRAPHIQUE

- BABIN C. *et al.* (1972). – Le Dévonien du Massif Armoricaïn, *Bull. Soc. Géol. de France*, (7<sup>e</sup> série), t. XIV, p. 94-109.
- BABIN C. et RACHEBOEUF P.R. (1975). – *Réflexion sur le benthos dévonien du Massif Armoricaïn replacé dans le cadre de l'Europe occidentale*, *Geobios*, Lyon, vol. 8, fasc. 4, p. 241-257.
- CHAURIS L. (1965). – *Les minéralisations pneumatolytiques du Massif Armoricaïn*, Mém. Bureau de Recherches Géologiques et Minières, Orléans, n° 31, 218 p.
- CHAURIS L. et GUIGUES J. (1969). – *Gîtes minéraux de la France*, vol. 1 : *Massif Armoricaïn*, Mém. Bureau de Recherches Géologiques et Minières, Orléans, n° 74, 96 p.
- CHAUVEL J.J. (1968). – *Contribution à l'étude des minerais de fer de l'Ordovicien inférieur de Bretagne*. Thèse, Rennes, 244 p. Mém. Soc. Géol. et Min. de Bretagne, Rennes, t. 16, 1971.
- COGNE J. (1957). – *Schistes cristallins et granites en Bretagne méridionale : le domaine de l'anticlinal de Cornouaille*. Thèse, Strasbourg, 382 p. Mém. expl. Carte Géol. France, 1960.
- COGNE J., DURAND S., ESTEOULE-CHOUX J. (1974). – *Le Massif Armoricaïn*, in *Géologie de la France*, t. 1, par Debelmas J., Doin édit., Paris (cet ouvrage offre une bibliographie récente sur le Massif Armoricaïn).
- Colloque sur le Dévonien inférieur, Rennes 1964. *Mém. Bureau de Recherches Géologiques et Minières*, Orléans, n° 33, 1967.
- Colloque Ordovicien – Silurien, Brest Septembre 1971. *Mém. Bureau de Recherches Géologiques et Minières*, Orléans, n° 73.
- CONQUERE F. (1966). – *Contribution à l'étude géologique de la bordure septentrionale du bassin de Châteaulin, région du Huelgoat (Nord-Finistère)*. Thèse 3<sup>e</sup> cycle, Paris.
- DURAND S. (1959). – *Le Tertiaire du Massif Armoricaïn*. Thèse, Rennes, 389 p., Mém. Soc. Géol. et Min. de Bretagne, Rennes, t. XII, 1960.
- ESTEOULE-CHOUX J. (1967). – *Contribution à l'étude des argiles du Massif Armoricaïn. Argiles des altérations et des bassins sédimentaires tertiaires*. Thèse, Rennes, 319 p., Mém. Soc. Géol. et Min. de Bretagne, Rennes, t. 14, 1971.
- ESTEOULE J., ESTEOULE-CHOUX J., PERRET P. (1972). – *Etude des formations superficielles du Massif Armoricaïn : caractères distinctifs et passage des altérites et des dépôts tertiaires aux formations quaternaires*, *Bull. Soc. Géol. et Min. de Bretagne*, Rennes, C. IV.2, p. 107-110.
- JEANNETTE D. (1971). – *Analyse tectonique de formations précambriennes. Etude du Nord-Est de la Bretagne*. Thèse, Strasbourg, 173 p., Mém. Serv. Carte Géol. Alsace et Lorraine, n° 36, 1972.
- LARDEUX H. *et al.* (1974). – *Evolution géologique du Massif Armoricaïn au cours des temps ordoviciens, siluriens, dévoniens*. Colloque Centre National de la Recherche Scientifique, Rennes, sous presse.
- LASNIER B. (1970). – *Le métamorphisme régional des gabbros d'après la littérature internationale. Etude préliminaire des gabbros coronitiques du Massif Armoricaïn et du Massif des Maures (France)*. Thèse 3<sup>e</sup> cycle, Nantes, 297 p.
- MORZADEC P. (1976). – *Le Dévonien et la Carbonifère du flanc nord du Synclinal de Châteaulin (Massif Armoricaïn) : une coupe le long de la voie express Brest-Quimper*. *Bull. Bureau de Recherches Géologiques et Minières*, Orléans (sous presse).
- MORZADEC-KERFOURN M. Th. (1973). – *Variations de la ligne de rivage au Quaternaire*. Thèse, Rennes, 208 p., Mém. Soc. Géol. et Min. de Bretagne, n° 17, 1974.
- PELHATE-PERON A. (1967). – *Le Carbonifère inférieur du Bassin de Laval, Massif Armoricaïn*. Thèse, Rennes, 315 p., Mém. Soc. Géol. et Min. de Bretagne, Rennes, t. 15, 1971.
- PIERROT R., CHAURIS L., LAFORET C. – *Inventaire minéralogique de la France*, Edit. Bureau de Recherches Géologiques et Minières, Orléans, n° 3, Finistère (1973), 117 p.; n° 5, Côtes-du-Nord (1975), 220 p.
- POMEROL C. et BABIN C. (1976). – *Stratigraphie et Paléogéographie. Précambrien – Ere Paléozoïque*. Doin édit., Paris.
- TRIBOULET C. (1974). – *Les glaucophanites et roches associées de l'île de Groix*. *Contr. Mineral. and Petrol.* 45, 65-90.

### Publications périodiques

*Bulletin et Mémoire de la Société Géologique et Minéralogique de Bretagne* : Editeur Institut de Géologie, Université de Rennes, B.P. 25 A, 35031 Rennes Cedex.  
 Pen Ar Bed : *Revue régionale de Géographie, Sciences Naturelles, Protection de la nature*. Rédaction-Administration : S.E.P.N.B. – Faculté des Sciences, 29283 Brest Cedex.

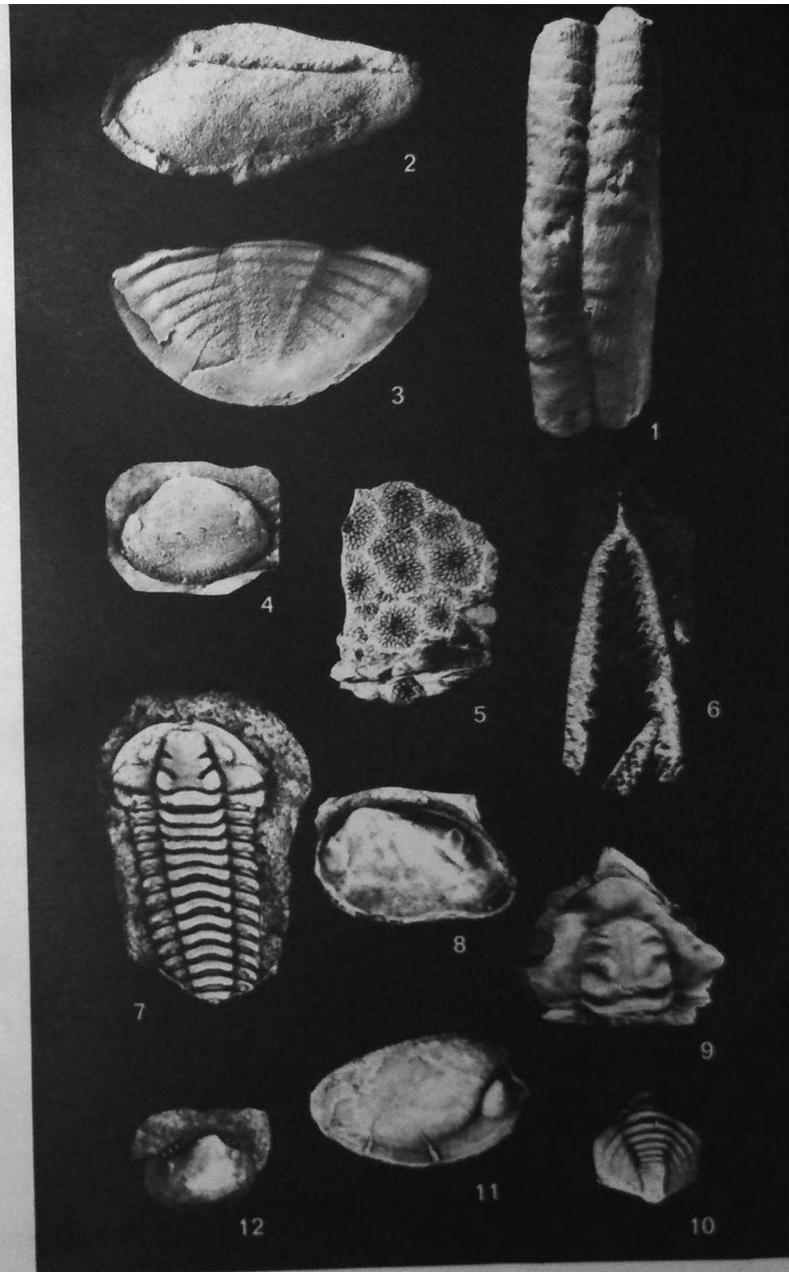


PLANCHE I : ORDOVICIEN

1. *Cruziana* sp. (x 0,8). – 2. *Siliquarca typa* (x 1). – 3. *Ogyginus armoricanus* (x 1). – 4. *Actinodonta secunda* (x 1). – 5. *Calix sedgwicki* (x 1,5). – 6. *Didymograptus* sp. (x 4). – 7. *Colpocoryphe rouaulti* (x 1,2). – 8. *Actinodonta naranjoana* (x 2). – 9. *Neseuretus tristani*; cranidium (x 1). – 10. *Neseuretus tristani*; pygidium (x 1). – 11. *Redoma dashayesi* (x 2). – 12. *Tancrediopsis azuorrai* (x 2).

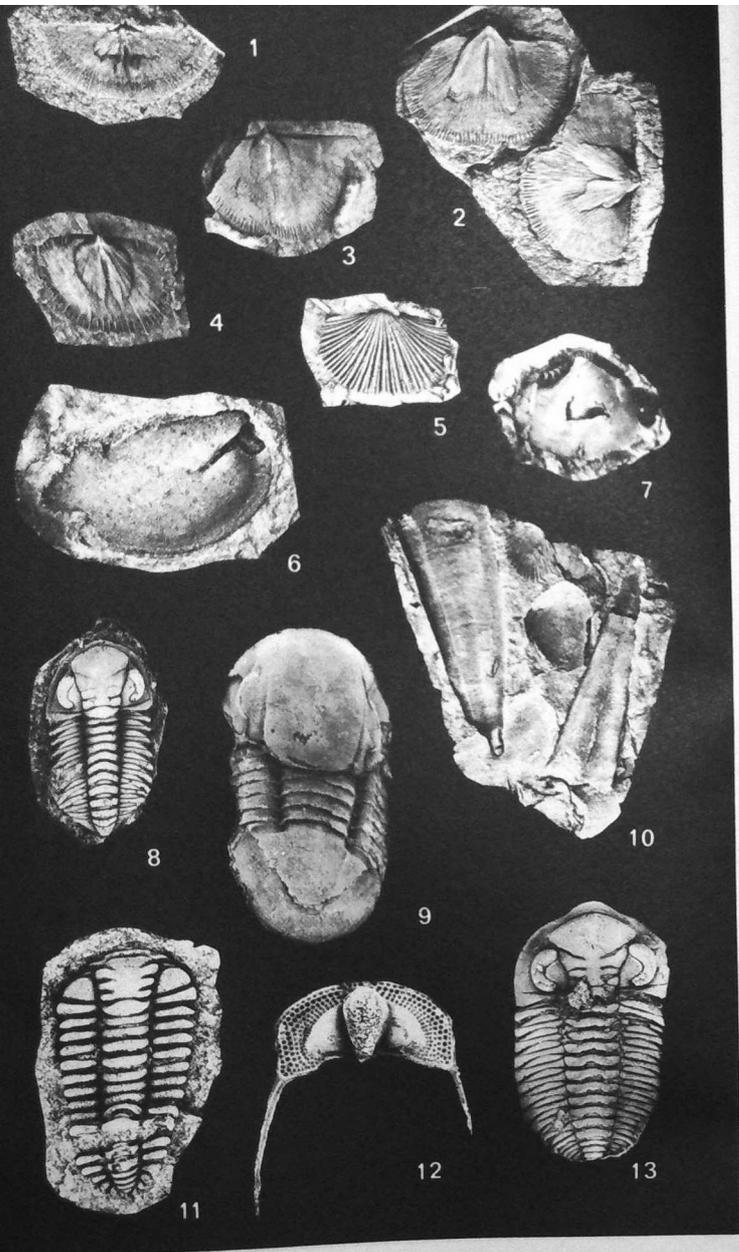


PLANCHE II : ORDOVICIEN

1. *Aegiromena mariana* (x 3). - 2. *Heterorthis morgatensis* (x 1,5). - 3. *Cacemia riberoi* (x 1). - 4. *Crozonorthis muscolosa* (x 2). - 5. *Apollonorthis bussacensis* (x 2). - 6. *Ribeiria* sp. (x 2). - 7. *Praeleda cieae* (x 2). - 8. *Phacopidina micheli micheli* (x 1,5). - 9. *Nileus beaumonti* (x 1,5). - 10. *Hylites* sp. (x 2). - 11. *Placoparia (Coplacoparia) tournemini* (x 2). - 12. *Marrolithus bureau* (x 1). - 13. *Zeliszella (Zeliszella) lapeyre* (x 1,5).

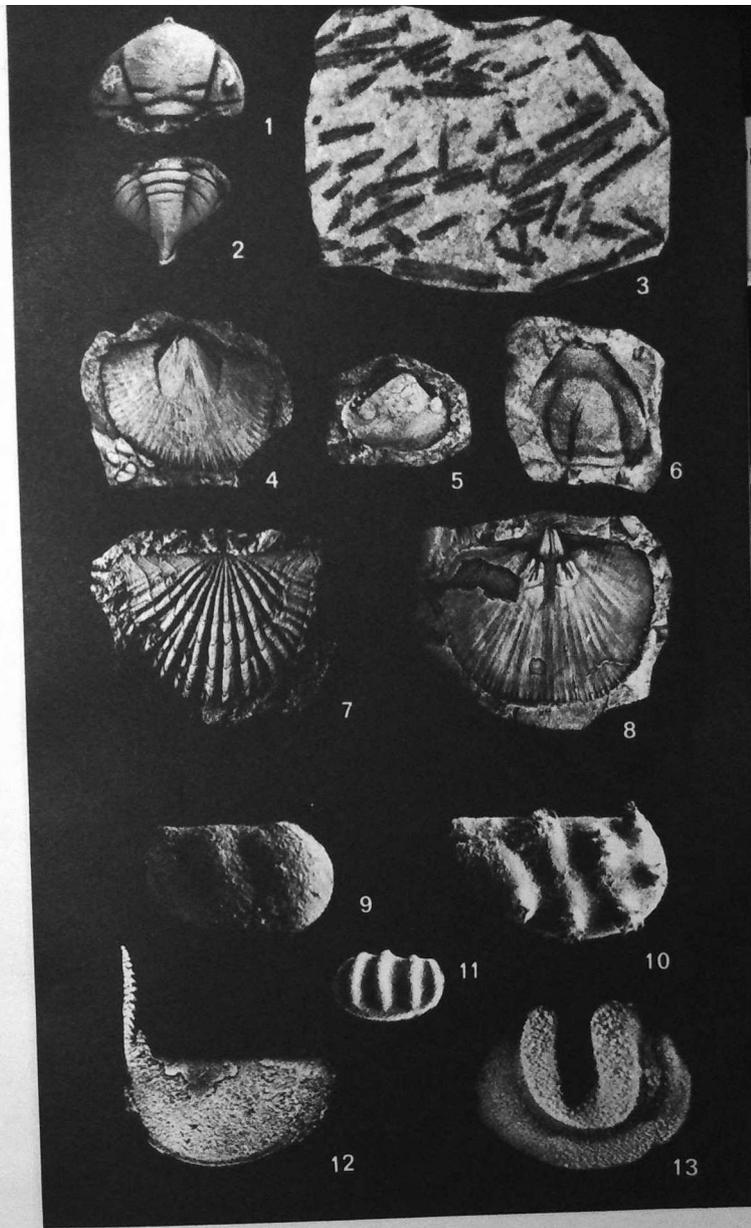


PLANCHE III : ORDOVICIEN

1. *Crozonaspis dujardini*; céphalon (x 1,5). - 2. *Crozonaspis dujardini*; pygidium (x 1,5). - 3. *Orthograptus truncatus abbreviatus* (x 1). - 4. *Heterorthis kerfornei* (x 3). - 5. *Concavodonta ponderata* (x 3). - 6. *Calymenella bayani*; cranium (x 1,3). - 7. *Nicollella actoniae* (x 1). - 8. *Apollonorthis bussacensis* (x 2).

OSTRACODES

9. *Ctenobolbina* sp. (x 20). - 10. *Kiesowia* sp. (x 30). - 11. *Quadrijugator* sp. (x 30). - 12. *Ceratopsis normandensis* (x 20). - 13. *Bollia* aff. *henningsmoeni* (x 20).

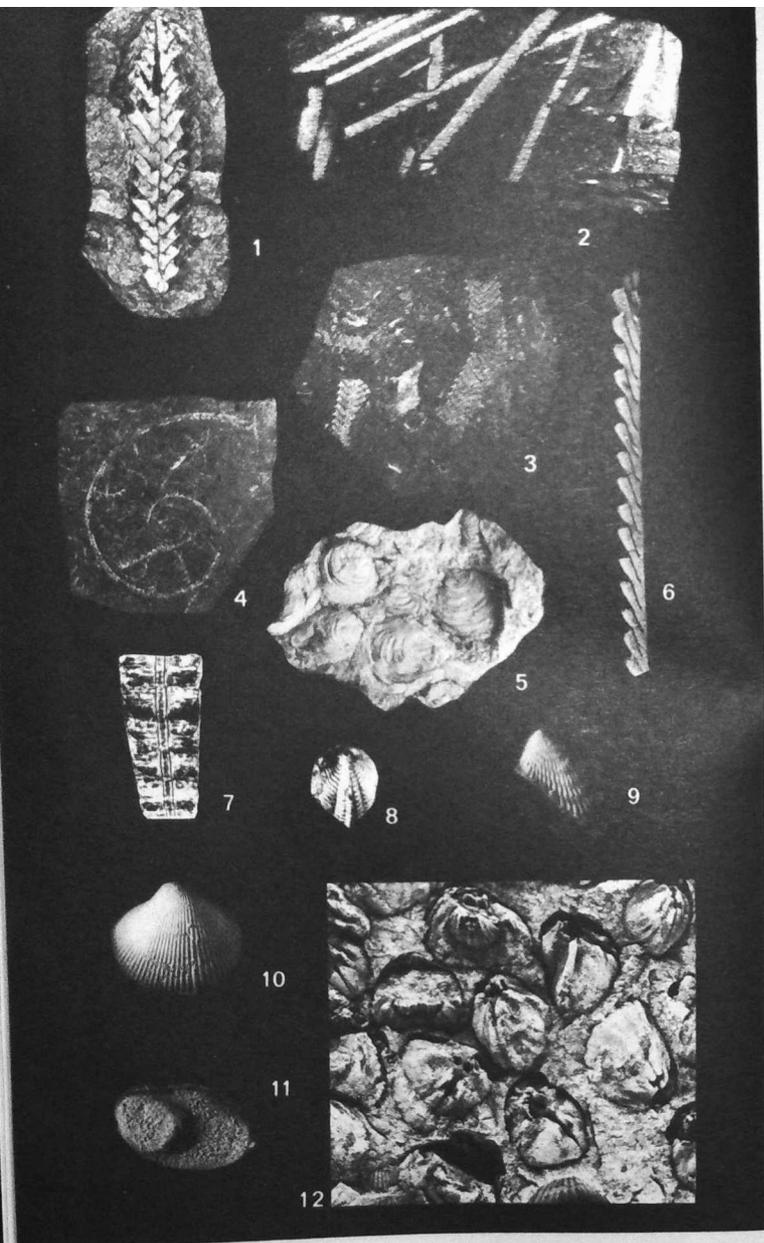


PLANCHE IV : SILURIEN

1. *Pelatograptus palmeus* (x 4). - 2. *Monograptus armoricanus* (x 1). - 3. *Retiolites geinitzianus* (x 1). - 4. *Monograptus cf. proteus* (x 1). - 5. *Pterochaenia globra* (x 2). - 6. *Pristiograptus cf. jaculum* (x 4). - 7. *Michelinoceras cf. repetitum* (x 1). - 8. *Cardiola interrupta* (x 2). - 9. *Butovicella migrans* (x 3). - 10. *Dualina socialis* (x 1,5). - 11. *Bolbozoe anomala* (x 4). - 12. *Clarkeia puilloni* (x 1,5).

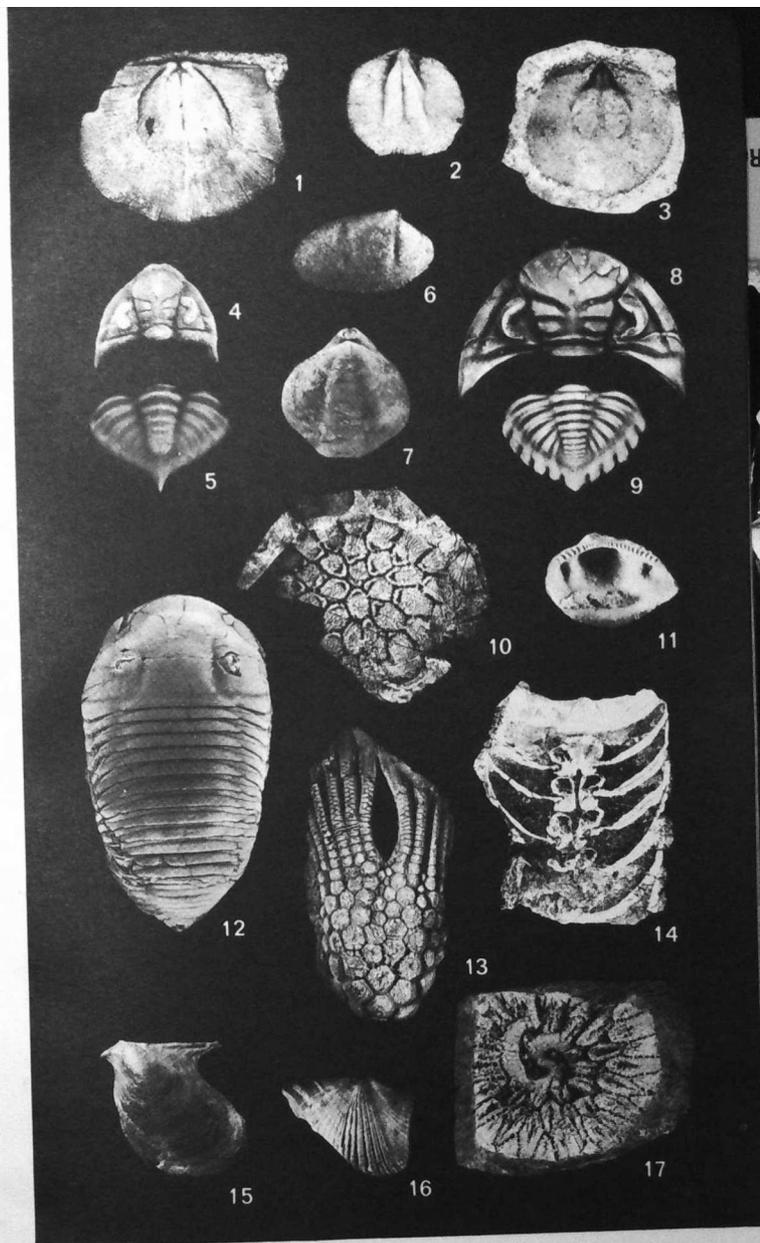


PLANCHE V : DÉVONIEN INFÉRIEUR

1. *Douvillina (Mesodouvillina) lecaroensis*; valve pédonculaire (x 1). - 2. *Platyorthis monnieri*; valve pédonculaire (x 2). - 3. *Platyorthis monnieri*; valve brachiale (x 2). - 4. *Acastella crenulata*; céphalon (x 3). - 5. *Acastella crenulata*; pygidium (x 4). - 6. *Nuculites ellipticus* (x 2). - 7. *Athyris undata* (x 1). - 8. *Pseudocryphaeus cossensis*; céphalon (x 1,5). - 9. *Pseudocryphaeus munieri*; pygidium (x 3). - 10. *Ligulodictyum ligulatum* (x 1). - 11. « *Ctenodonta* » *raulianiana* (x 1,5). - 12. *Parahomalonotus miloni* (x 0,8). - 13. *Thylacocrinus vannioti* (x 0,75). - 14. *Ormoceras puzosi* (x 1). - 15. *Leiopteria (Leiopteria) leucosia* (x 1). - 16. *Conocardium artifex* (x 2). - 17. *Pleurodictyum* gr. *problematicum* (x 1).

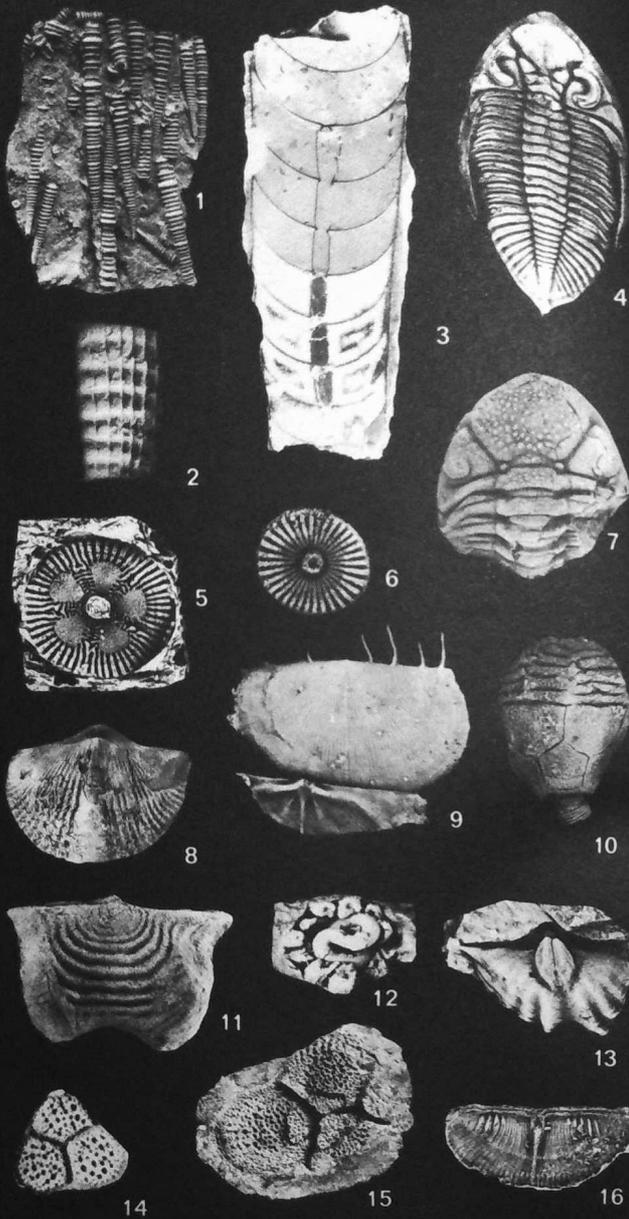


PLANCHE VI : DÉVONNIEN INFÉRIEUR ET MOYEN

1. *Volynites velaini* (x 2). - 2. *Spyroceras pseudocalamiteum* (x 1). - 3. *Dolorthoceras occidentale*; section longitudinale d'un phragmocône (x 1). - 4. *Odontochile seillouensis* (x 5). - 5. *Bothryocrinus montisguyonensis* (x 5). - 6. *Hexacrinites ? regularis* (x 5). - 7. *Phacops (Phacops) øhlerti* (x 1,5). - 8. *Brachyspirifer rousseaui* (x 0,75). - 9. *Strophochonetes (Ctenochonetes) aremoricensis* (x 1). - 10. *Lecanocrinus soyei* (x 1,5). - 11. *Leptaenopyxis kerfornei* (x 0,75). - 12. *Pleurodictyum crassum* (x 2). - 13. *Euryspirifer arduennensis* (x 1). - 14. *Paracleistopora granulosa* (x 2). - 15. *Paracleistopora snythi* (x 2). - 16. *Calceola sandalina*; opercule (x 1). Eifélien inférieur.

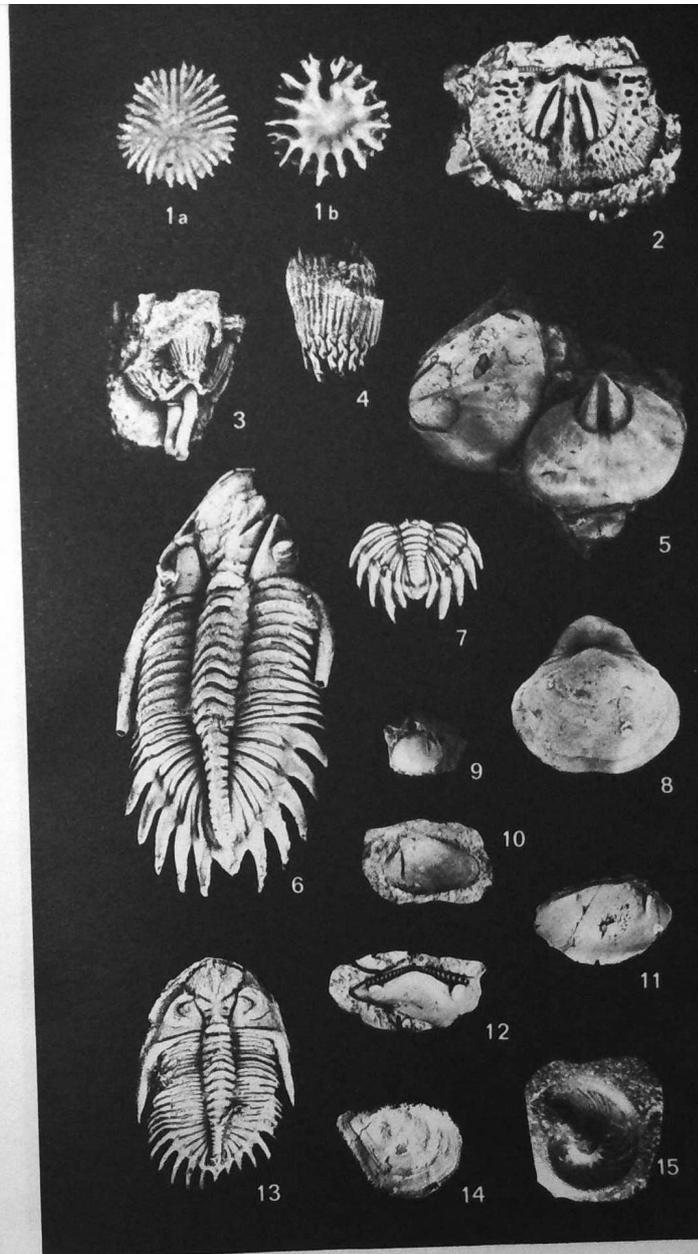


PLANCHE VII : DÉVONNIEN MOYEN ET SUPÉRIEUR

1. *Combophyllum osismorum* a face inférieure, b. face supérieure (x 3,5). - 2. *Plectodonta* sp. (x 5). - 3. « *Pleurodictyum* » *kerfornei* (x 2). - 4. *Metrionaxon paucitabulatum* (x 2). - 5. *Schizophoria striatula* (x 0,75). - 6. *Asteropyge perforata* (x 2,5). - 7. *Metacanthina barrandei* (x 2). - 8. *Devonogypa globa* (x 1). - 9. *Nuculites rotundatus* (x 1,5). - 10. *Nuculites posthumus* (x 1,5). - 11. « *Ctenodonta* » cf. *demigrans* (x 1). - 12. *Praectenodonta attenuata* (x 1). - 13. *Neocalmonia (Bradocyphaeus)* sp. (x 2). - 14. *Posidonia venusta* (x 1,5). - 15. *Tornoceras (Aulatornoceras) auris* (x 1,5).

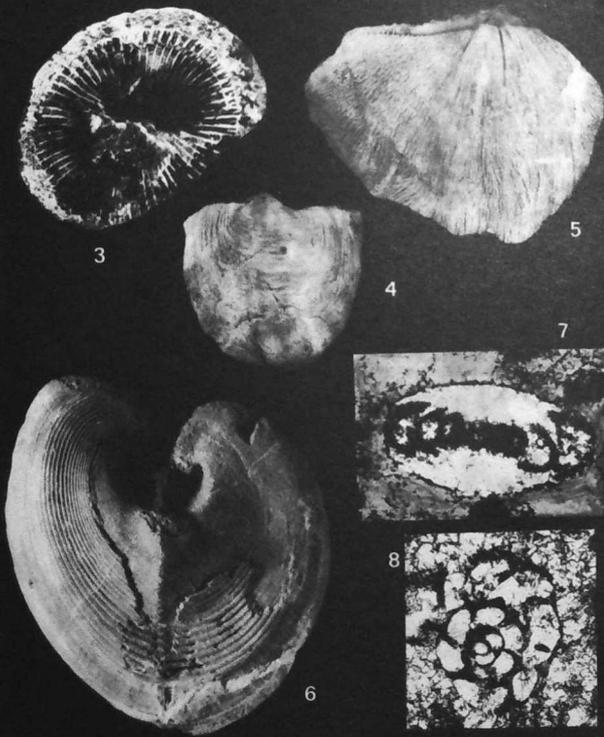
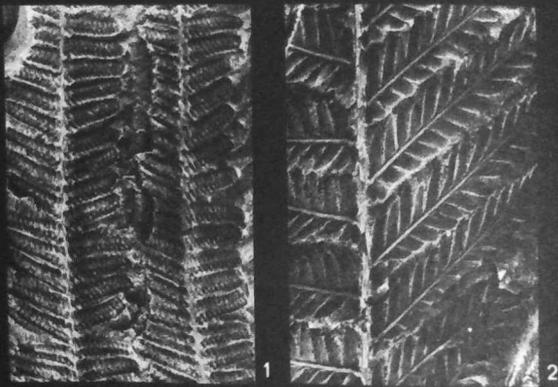


PLANCHE VIII : CARBONIFÈRE

1. *Pecopteris candollei* (x 1,5). – 2. *Pecopteris dentata* (x 1). – 3. *Siphonophyllia* (x 1).  
– 4. Productidé indéterminé (x 0,5). – 5. *Delepinea comoides* (x 0,5). – 6. *Conocardium hibernicum* (x 1). – 7. *Rectodiscus rotundus* (x 140). – 8. *Endothyra obsoleta* (x 85).

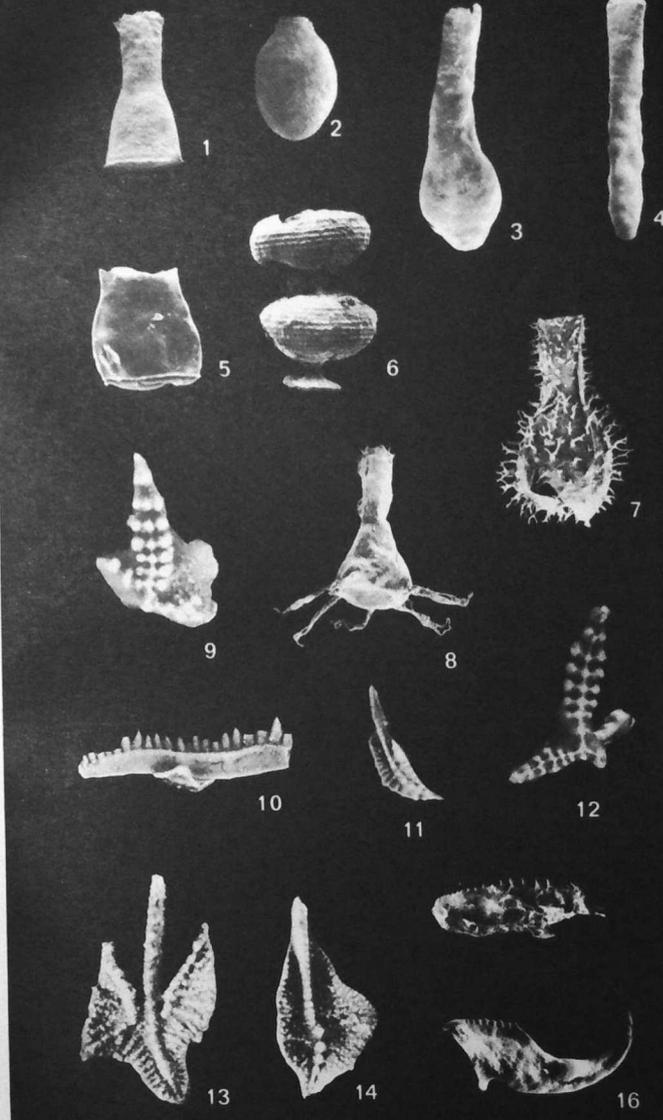


PLANCHE IX : MICROFOSSILES DU PALÉOZOÏQUE

CHITINOZOAIRES

1. *Cyathochitina campanulaeformis* (x 100). – 2. *Desmochitina minor* (x 200). – 3. *Lagenochitina dalbyensis* (x 200). – 4. *Rhabdochitina gracilis* (x 100). – 5. *Linochitina gr. cingulata* (x 250). – 6. *Margachitina poculum* (x 250). – 7. *Angochitina* sp. (x 200). – 8. *Ancyrochitina* sp. (x 200).

CONODONTES (x 30 environ)

9. *Polygnathus lenzi* (vue orale). – 10. *Spathognathodus wurmi* (vue laterale). – 11. *Icriodus* cf. *simulator* (vue orale). – 12. *Icriodus lotzei* (vue orale). – 13. *Ancyrodella curvata* (vue orale). – 14. *Palmatolepis subrecta* (vue orale).

SCOLÉCODONTES

15. *Staurocephalites alterostris* (x 100). – 16. *Arabellites conspicuus* (x 50).

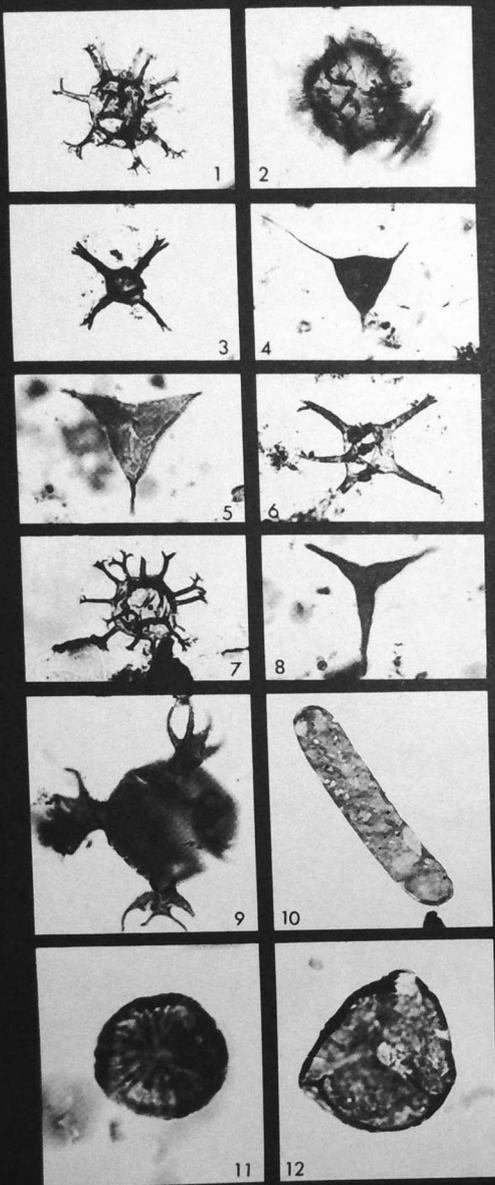


PLANCHE X : MICROFOSSILES DU PALÉOZOÏQUE

ACRITARCHES (x 500 environ)

1. *Multiplicisphaeridium robertinum*. - 2. *Fimbriaglomerella aulerca*. - 3. *Evittia granulatispinosa*. - 4. *Veryhachium downiei*. - 5. *Veryhachium scabratum*. - 6. *Evittia remota*. - 7. *Multiplicisphaeridium* cf. *robertinum*. - 8. *Domasia symmetrica*. - 9. *Leoniella carminae*. - 10. *Navifusa bacillum*.

SPORES (x 500 environ)

11. *Emphanisporites* sp. - 12. *Ambitisporites dilutus*.

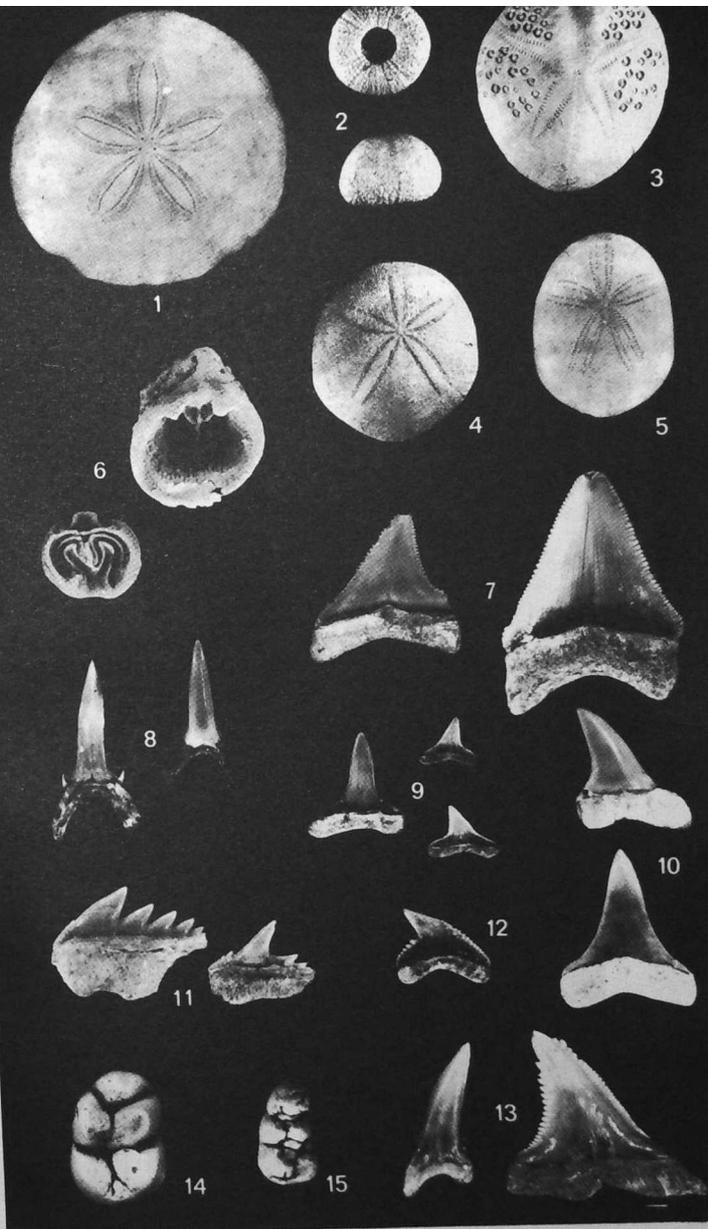


PLANCHE XI : FOSSILES DE L'HELVÉTIEN

1. *Scutella faujasi* (x 0,75). - 2. *Arbacina monilis* (x 1). - 3. *Eupatagus britanus* (x 0,5). - 4. *Echinolampas dinanensis* (x 0,75). - 5. *Echinolampas* sp. (x 0,75). - 6. *Lacazella mediterranea* (x 5). - 7. *Procarcharodon megalodon* (x 1). - 8. *Odontaspis acuvissima* (x 1). - 9. *Carcharhinus priscus* (x 1). - 10. *Isurus hastalis* (x 1). - 11. *Hexanchus primigenius* (x 1). - 12. *Galeocерdo aduncus* (x 1). - 13. *Hemipristis serra* (x 1). - 14. *Metaxytherium medium* (x 1). - 15. *Palaeochoerus aureliense* (x 1).

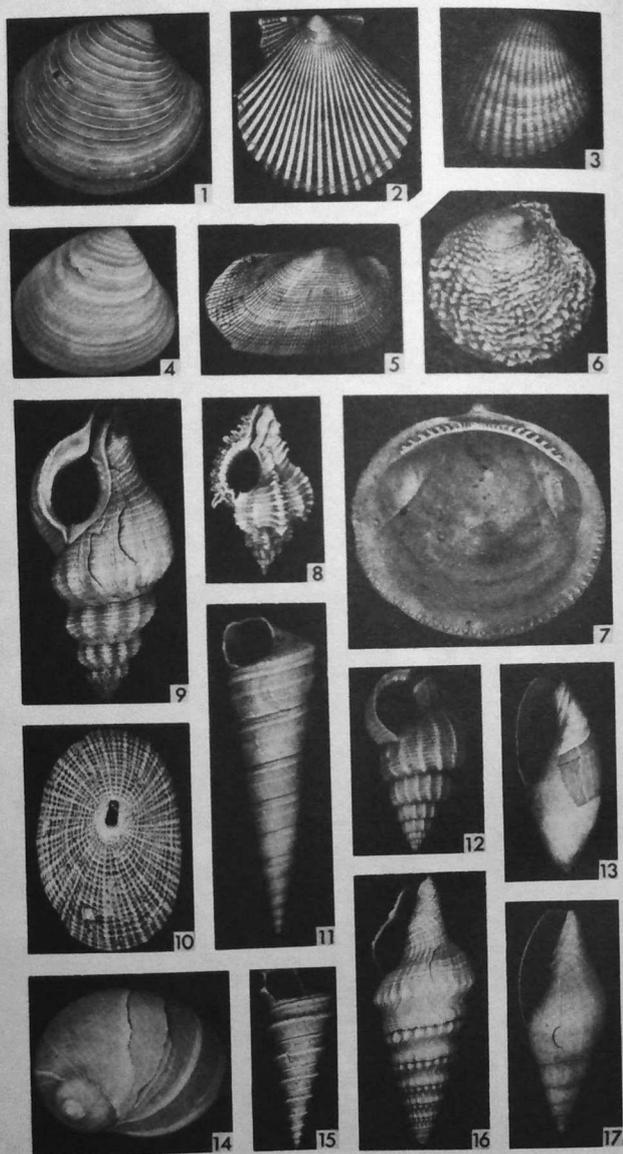


PLANCHE XII : QUELQUES MOLLUSQUES DU REDONIEN

1. *Venus (Dosina) multilamella* (x 2). - 2. *Chlamys* sp. (x 2). - 3. *Carciocardita striatissima* (x 1). - 4. *Astarte sulcata redonensis* (x 2). - 5. *Barbatia barbata* (x 2). - 6. *Chama gryphoides* (x 2). - 7. *Glycymeris* sp. (x 1). - 8. *Hexaplex (Phyllonotus) bourgeoisi* (x 2). - 9. *Buccinulum (Euthria)* sp. (x 2). - 10. *Diodora apertura* (x 2). - 11. *Turritella incrasata? subvermiculata?* (x 2). - 12. *Hinia (Uzita)* sp. (x 2). - 13. *Ancilla glandiformis* (x 2). - 14. *Polynices redempta* (x 2). - 15. *Turritella subangulata spirata* (x 2). - 16. *Clavatuia gradata* (x 2). - 17. *Mitraria? incognita mlogallica* (x 2).

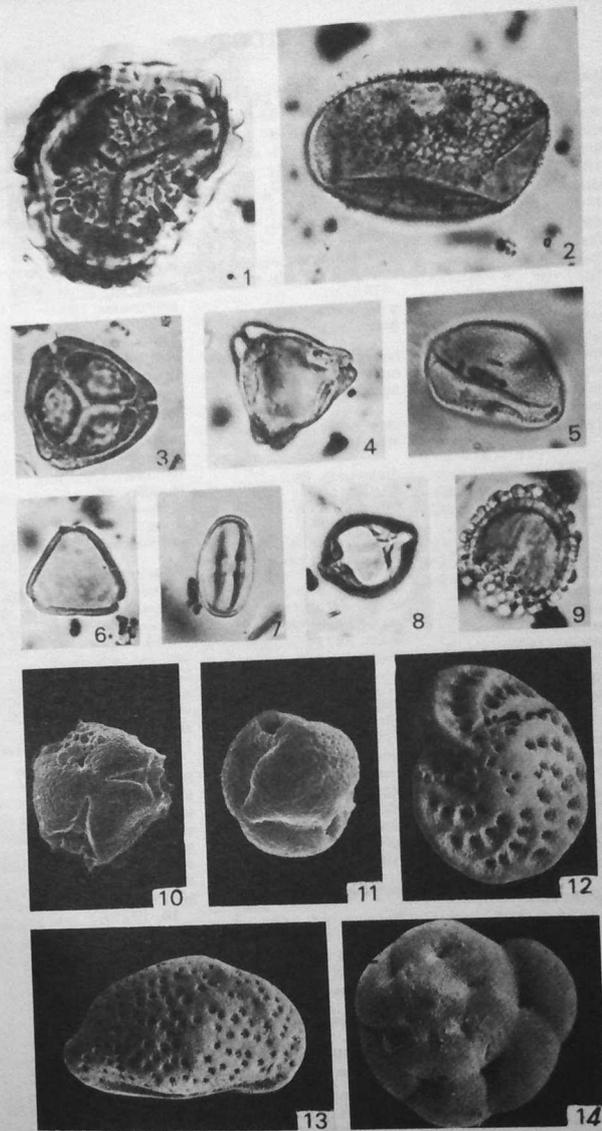


PLANCHE XIII : POLLENS ET SPORES (1-11)  
FORAMINIFÈRES (12-14) - OSTRACODE (13)

1. *Ischyosporites asolidus* (x 1 000). - 2. *Aglaoreidia cyclops* (x 1000). - 3. *Pompeckjoidaeipollenites subhercynicus* (x 1 000). - 4. *Plicapollis pseudoexcellus* (x 1 000). - 5. *Arecipites parareolatus* (x 1 000). - 6. *Triatripollenites engelhardtoides* (x 1 000). - 7. *Tricolporopollenites cingulum* (x 1 000). - 8. *Tricolporopollenites megaexactus* (x 1000). - 9. *Tricolporopollenites microiliacus* (x 1 000). - 10. *Tricolporopollenites porhoëtensis* (M.E.B. x 1 500). - 11. *Tricolporopollenites milonii* (M.E.B. x 1 500). - 12. *Elphidium crispum* (M.E.B. x 50). - 13. *Brachycythere?* (M.E.B. x 30). - 14. *Monspelisina pseudotepida* (M.E.B. x 50).

Les clichés sont de C. Babin, J. Deunff, J.L. Henry, H. Lardeux, J. Le Menn, M. Melou, P. Morzadec, J. Nion, M.F. Ollivier-Pierre, F. Paris, A. Pelhâte, Y. Plusquellec, P. Rachebœuf, M. Weyant.

## INDEX GÉOLOGIQUE

- Acheuléen, 60.  
 adinolos, 93.  
 améthyste, 69.  
 ampérites, 90.  
 amphibolites, 35, 70, 186, 187, 168.  
 andalousite, 104, 105, 106, 111, 189.  
 andésites, 119.  
 aplites, 188.  
 ardoisières, 73, 95, 102, 104, 107.  
 basaltes, 110.  
 béryl, 60, 188, 189.  
 blaviérite, 79.  
 blende, 72, 91.  
 brèches volcanique, 51.  
 Briovérien, 10, 12, 68, 92, 97, 139, 140.  
 cairn, 51.  
 calcaire de Laval, 79, 80.  
 calcaire de Sablé, 79, 80.  
 Cambrien, 15, 26.  
 Carbonifère, 68, 77, 99, 100, 101, 102, 103, 118, 119, 158, 184, 190, 191.  
 Cénomaniens, 85.  
 chaos, 72.  
 chlorite, 111.  
 chloritoïde, 109.  
 cordiérite, 72.  
 cornéennes, 27, 95.  
 coulées acides, 103.  
 Dévonien, 68, 77, 99, 114, 115, 116, 120, 121, 122, 124.  
 diabases, 35, 109.  
 diorite, 35, 36.  
 disthène, 189.  
 dolérite, 40, 65, 92, 93.  
 dunes, 54, 58.  
 écoligites, 168.  
 faille Kerforn, 63, 126.  
 faille du Trégorrois, 37.  
 fer, (minerais), 111, 146.  
 Flandrien, 29.  
 flèche de sable, 58, 61, 62.  
 fosse centrale, 74.  
 gabbros, 35, 50, 51, 52, 166.  
 galène, 72, 91.  
 gneiss, 40, 50, 54, 55, 60, 62.  
 goémon, 59.  
 goérite, 111.  
 granite, 26, 27, 29, 40, 42, 43, 44, 45, 54, 56, 57, 70, 73, 80, 91, 92, 94, 104, 110, 111, 154, 155, 158, 177, 182.  
 granodiorite, 28, 39, 50, 54, 60, 92.  
 grauwackes, 104, 118.  
 grenats, 56, 69, 106, 187.  
 grès paléozoïques, 15, 37, 54, 68, 81, 99, 102, 112, 118.  
 grès ladères, 34.  
 grèze, 121.  
 head, 29, 54, 60.  
 houille, 161, 184.  
 hyaloclastites, 132.  
 ignimbrites, 81.  
 illite, 97.  
 Jurassique, 85.  
 kaolin, 35, 72, 177.  
 kaolinite, 97.  
 kératophyres, 41, 50.  
 kersantite, 113, 115, 116.  
 latérites, 145.  
 leptynites, 35, 168.  
 leucogranite, 188.  
 limon, 29, 54.  
 linéament Molène-Montcontour-Angers, 54.  
 Magnétite, 111.  
 métamorphisme de contact, 72.  
 micaschistes, 54, 56.  
 microgranite, 39, 51, 115.  
 migmatites, 54, 58, 59.  
 monadnock, 61.  
 Miocène, 95.  
 mylonites, 54, 58, 70.  
 mylonitisation, 57.  
 Normannien, 58, 59.  
 Oligocène, 96, 153.  
 ophiolites, 183.  
 Ordovicien, 68, 77, 96, 98, 129.  
 orthogneiss, 94.  
 Paléozoïques (séries), 76, 97, 98, 99, 100, 124, 129, 139, 151, 156.  
 pechblende, 167.  
 pegmatite, 36, 61, 188.  
 Pentévrien, 41.  
 péridotites, 167.  
 phase bretonne, 68.  
 phtanites de Lamballe, 34.  
 pillows-lavas, 132.  
 plages anciennes, 54, 61.  
 Pliocène, 21, 81, 96, 150.  
 porphyroïdes, 186.  
 poudingue de Cesson, 35.  
 poudingue de Gourin, 102, 138.  
 poudingue d'Ingrandes, 164.  
 poullier, 51, 52, 113, 120.  
 prasinites, 187.  
 Précambrien, 11.  
 pyrite, 91.  
 pyroxénites, 187.  
 quartz, 57, 69.  
 quartzophyllades, 54.  
 Quaternaire, 22, 111, 120, 125, 131, 132.  
 queue de comète, 51, 65.  
 rapakivi, 44.  
 récifs, 158.  
 Redonien, 138, 150.  
 rhyolites, 81.  
 ripple-marks, 127.  
 rutile, 189.  
 rythmes sédimentaires, 101.  
 schistes d'Angers, 157.  
 schistes à Calymènes, 16.  
 schistes et quartzites de Plougasel, 73, 102, 112, 118.  
 schistes tachetés, 92.  
 serpentine, 69, 187.  
 sidérolithique, 19.  
 sidérose, 109, 111.  
 sillimanite, 58.  
 sillon houiller de la Basse-Loire, 158.  
 Silurien, 68, 77, 98.  
 slikke, 62.  
 solifluxion, 29.  
 spillites, 35, 38, 40.  
 spongolites, 79.  
 staurotides, 56, 179, 189.  
 stromatopores, 158.  
 synclinorium médian, 15, 16, 17, 97.  
 tange, 29.  
 tombolo, 51, 52, 61.  
 tourbières, 54.  
 tourmalinites, 65.  
 trondhémite, 137, 182.  
 tufs, 49.  
 tufs poncaux, 110.  
 tufs de Tréguier, 38.  
 végétaux fossiles, 161.  
 volcanisme, 50, 97, 136, 141.  
 volcanites de Paimpol, 38.  
 wackes, 101.

## INDEX GÉOGRAPHIQUE

- Aber-Benoît, 58.  
 Aber-Ildut, 54, 57.  
 Aber-Wrac'h, 59.  
 Alaire, 155.  
 Ancenis, 157.  
 Andouillé, 96.  
 Angers, 159, 160.  
 Anjou, 156, 157.  
 Arcouet (pointe d'), 39.  
 Ardenay, 158.  
 Argol, 120.  
 Arzal, 170.  
 Auberl'ac'h, 114.  
 Aufer, 155.  
 Audiern, 182, 185.  
 Barnenez, 51.  
 Baud, 179.  
 Beauport, 36, 37.  
 Bécherel, 91, 92.  
 Bécon-les-Granites, 158.

- Beg-ar-Fourn, 48.  
 Beg-ar-Gwin, 132, 135.  
 Belle-Ile-en-Mer, 174.  
 Beniguet, 64.  
 Bénioç, 148.  
 Berrien, 71.  
 Bertheaume (anse de), 63.  
 Bézil-les-Bois, 143.  
 Bihit, 46.  
 Bilgrois, 173.  
 Binic, 11, 36.  
 Blancs-Sablons, 56, 65.  
 Bodennec, 70.  
 Bois-Gony, 143.  
 Bois de Sapin, 111, 112.  
 Bosmeléac, 111.  
 Bréhat, 40.  
 Bréhec, 37.  
 Brélevenez, 48.  
 Brenter'ch, 65.  
 Brest, 17, 53, 54, 55, 62, 111.  
 Brière, 169.  
 Brignogan, 54, 60.  
 Callot (île), 61.  
 Camaret, 113, 126, 127, 129.  
 Caméros (anse de), 136.  
 Cancale, 28.  
 Cap de la Chèvre, 131, 132.  
 Cap-Frêhel, 32.  
 Cap-Sizun, 183.  
 Carantec, 61.  
 Carhaix, 102, 104.  
 Carolles, 26.  
 Cartravers, 110.  
 Castel-Ruphel, 102.  
 Casson, 11, 35.  
 Chalonnès, 17, 162.  
 Champocéaux, 14, 165.  
 Charnie, 82, 85.  
 Châteaubriant, 146.  
 Châteaulin, 97, 100, 101, 119, 120.  
 Châteaupanne, 163.  
 Château du Roi de Pologne, 160.  
 Chaussée-des-Pierres-Noires, 56.  
 Chèvre (Cap de), 63.  
 Choiseil, 147.  
 Coevrons, 83.  
 Commana, 70, 73.  
 Coray, 189.  
 Corlay, 109, 110.  
 Cornouaille, 182.  
 Corsen (pointe de), 57.  
 Cosquer, 130.  
 Couesnon, 86, 89, 91.  
 Crozon, 63, 120, 129.  
 Daoulas (gorges du), 109.  
 Deolén, 55.  
 Dinan, 93, 94, 131.  
 Dinard, 33.  
 Dol, 26, 27, 28.  
 Domonée, 9, 26.  
 Douarnenez, 120, 135, 136, 182.  
 La Douffine, 118.  
 Dourduff, 51.  
 Drain, 168.  
 Eïorn, 52, 54, 62, 74, 75.  
 Erbray, 17, 157, 158.  
 Erigné, 160.  
 Erquy (série rouge), 33.  
 Erve, 82.  
 Étang du Rocher, 155.  
 Étang des Salles, 106.  
 Evel, 179.  
 Evran, 93.  
 Forges des Salles, 106.  
 Fort-Bloqué, 176.  
 Fort-la-Latte, 32.  
 Fougères, 27, 91.  
 Gléré, 155.  
 Glomel, 101, 104, 105.  
 Gouarec, 107, 108, 109.  
 Goulven, 60.  
 Guenroc, 95.  
 Guerlédan, 106.  
 Guerphales, 105.  
 Le Guerzit, 52, 61.  
 Guilben, 38.  
 Gullyvoan, 188.  
 Guimiliau, 70.  
 Guisseny, 54.  
 Hillion, 35.  
 Huelgoat, 71.  
 Ile d'Arun, 118.  
 Iles du Bende, 113.  
 Ile à Bois, 40.  
 Ile Canton, 45.  
 Ile Grande, 45.  
 Ile de Groix, 179.  
 Ile Longue, 113.  
 Ile des Morts, 113.  
 Ile-aux-Pies, 153.  
 Ile du Renard, 122, 123.  
 Ile Stérec, 51.  
 Ile (vallée de), 87.  
 Inzinac, 178.  
 Jospinet, 34.  
 Jouanne, 80.  
 Juigné-Béné, 159.  
 Keramenez, 113.  
 Kergintin, 133, 134.  
 Kergogne, 191.  
 Kergonguy, 58.  
 Kerguillé, 131.  
 Kérity, 37.  
 Kerléo, 45.  
 Kerleven, 189.  
 Kermeur, 126, 130, 133.  
 Kermorvan, 64.  
 Kerroch, 39, 103.  
 Kervigorn, 58.  
 Kerzanton, 115.  
 La Clarté, 43.  
 La Fraternité, 124.  
 La Freslonnière, 138.  
 La Heussaye, 33, 34.  
 La Lézaïs, 88.  
 La Murette, 140.  
 Lamballe, 13, 33, 34.  
 La Maignanna, 159.  
 Lamm-Saoz, 130.  
 Landevennec, 112, 118, 120.  
 Lanfains, 111.  
 La Landriais, 31.  
 Landunvez, 58.  
 Langon, 153.  
 Langrolay, 31.  
 Languidou, 186.  
 Lannéanou, 70.  
 Lannion, 47.  
 Lanséria, 170.  
 Lanvaux, 179.  
 Lanvéoc, 121.  
 Lanvollon, 11, 35.  
 Lanvov, 116.  
 La Pierre au Diable, 147.  
 La Richardais, 31.  
 La Touche, 91.  
 La Vallée, 143.  
 La Varenne, 167.  
 La Ville-Moisan, 140.  
 Le Boël, 149.  
 Le Castellé, 169.  
 Le Conquet, 52, 54, 56, 64.  
 Le Corréjou, 127.  
 Le Dellec, 55.  
 Le Drezet, 171.  
 La Faou, 17, 112, 116.  
 Le Grand Mont, 173.  
 Le Houx (carrière), 150.  
 Le Loc'h, 120.  
 Le Minihic, 30.  
 Le Moustoir, 171.  
 Le Palandrion, 170.  
 Le Pallet, 166.  
 Le Petit Mont, 173.  
 Le Portzic, 132.  
 Le Pouldu, 178.  
 Le Quiou, 95.  
 Le Roz, 115.  
 Le Vougot, 59.  
 Les Landes, 149.  
 Les Malécots, 161.  
 Les Ponts-de-Cé, 160.  
 Les Respects, 63.  
 Les Rochelles, 139.  
 L'Hopital-Camfrout, 116.  
 Liré, 168.  
 Locarn, 104.  
 Loc-Envel, 69.  
 Loch (anse du), 185.  
 Lockeltas, 67.  
 Locquemeau, 49.  
 Locquirec, 49, 50.  
 Locronan, 137.  
 Lorient, 176.  
 Lost-Marc'h, 132.  
 Loué, 85.  
 Malvrans, 107.  
 Mancellia, 26.  
 Marsac, 142.  
 Martigné-Ferchaud, 15.  
 Mauges, 157.  
 Mayenne (vallée de), 78, 79, 80.  
 Menez-Belair, 77, 86, 95.  
 Menez-Gouailou, 189.  
 Manaz-Hom, 102, 113, 120.  
 Menez-Luz, 134.  
 Mesanger, 158.  
 Milliau (île), 46.  
 Minard (pointe du), 37.  
 Moëlan, 177, 178.  
 Moëne, 54, 63, 64.  
 Montagnes Noires, 73, 102.  
 Montcontour, 54.  
 Mont-Dol, 28, 29.  
 Montjean, 163.  
 Montrais, 164.  
 Mont-Saint-Michel, 26, 27.  
 Monts d'Arrée, 68, 73.  
 Montsurs, 80.  
 Morlaix, 51, 53, 54, 81.  
 Mort-Anglaise, 126.

Moulin-de-la-Rive (plage du...), 50.  
 Mur de Bretagne, 106.  
 Noirmoutier, 19.  
 Nort-sur-Erdre, 20.  
 Notigou (plage de...), 49.  
 Ouessant, 54, 62, 66.  
 Paimpol, 38, 40.  
 Paimpont (forêt de), 140.  
 Pen-Allen, 187.  
 Penestin, 170.  
 Pen Lan, 171.  
 Penze, 61.  
 Peraridik (presqu'île de), 61.  
 Perros, 116.  
 Persuel (presqu'île de), 123.  
 Peumerit, 183, 187.  
 Pierres-Noires (chaussée des), 63.  
 Piriac-sur-Mer, 169.  
 Plélauff, 105.  
 Pleubian, 41.  
 Pleyben, 101.  
 Ploemeur, 176, 177.  
 Plouaret, 69.  
 Plougastel-Daoulas, 112.  
 Plougonven, 70.  
 Plougoum, 61.  
 Plouguerneau, 54, 59. -  
 Ploumanach, 42.  
 Ploumoguer, 56.  
 Plounéour-Lanvern, 183.  
 Plouyé, 102.  
 Plovan, 186.  
 Plozevet, 183.  
 Pointe de l'Armorique, 112, 113.  
 Pointe du Caro, 112, 113.  
 Pointe de Pen-Hir, 128.  
 Pointe de Pordic, 36.  
 Pointe du Raz, 184.  
 Pointe du Van, 182, 183, 184.  
 Poligné, 146.  
 Pont-l'Abbé, 182, 183, 187.  
 Pors-Even, 38.  
 Porsguen, 114, 115.  
 Port-Corbin, 153.  
 Port-Étroit, 83.  
 Portsall (roches de), 58.  
 Porspoder, 54, 57.  
 Port-Louis, 19.  
 Port-au-Loup, 170.  
 Port-Béni, 40.  
 Port-Navalo, 173.  
 Porzay, 102.  
 Porz-Feuteun, 56.  
 Porzic (pointe du), 112.  
 Porz-Liogan, 56.  
 Porz-Mellec, 49.  
 Porz-Milin, 65.  
 Porz-Naye, 128.  
 Porz-Poulhan, 183, 186.  
 Porz-Ran, 40.  
 Porz-Villiec, 50.  
 Postolonnec, 102, 126.  
 Poulbréhan, 186.  
 Poullaba, 72.  
 Poullaouen, 104.  
 Poulsou (anse de), 57.  
 Prémel - Trégastel, 51, 52.  
 Quessoy, 34.  
 Quiberon, 19.  
 Quimper, 190.  
 Quimperlé, 178.  
 Quintin, 110, 111.  
 Raguenez, 133, 134.  
 Rance, 30, 92.  
 Redon, 151, 154.  
 Reminiac, 141.  
 Renac, 152.  
 Renards (pointe des), 56.  
 Rhuys, 173.  
 Riadan, 16.  
 Ris (plage du), 137.  
 Roc'h Trévél, 73.  
 Roche Maurice, 112.  
 Rocher d'Uzel, 145.  
 Roguedas, 172.  
 Rophemel, 95.  
 Rosan, 132, 133.  
 Roscanvel, 63, 113.  
 Pointe du Rosellier, 35.  
 Rospects, 56.  
 Rostellec, 122.  
 Rostrenen, 105.  
 Rougé, 146.  
 Roz-sur-Couesnon, 27.  
 Run ar c'hranc, 17.  
 Ruscumunoc, 56.  
 Sablé, 82, 85.  
 Sables-Blancs (plage des), 50.  
 Sables d'Or, 32.  
 Sainte-Anne, 44, 61.  
 Sainte-Aubin-de-Luigné, 161.  
 Saint-Brieuc (baie de), 30, 106, 107, 108.  
 Sainte-Brigitte, 106.  
 Saint-Broladre, 29.  
 Saint-Cast, 13, 32.  
 Sainte-Catherine, 54, 60.  
 Saint-Cénéry, 17, 80, 85.  
 Sainte-Christine, 105.  
 Saint-Christophe de Valains, 90.  
 Saint-Denis-d'Orques, 85.  
 Saint-Dolay, 152.  
 Saint-Germain-sur-Ille, 86, 87, 91.  
 Saint-Géron, 164.  
 Saint-Jacut-du-Méné, 96.  
 Saint-Jean-du-doigt, 52.  
 Saint-Jean-la-Poterie, 155.  
 Saint-Jouan-de-l'Isle, 96.  
 Saint-Julien-de-Vouvantes, 152, 157.  
 Saint-Just, 142, 143.  
 Saint-Lambert-la-Poterie, 159.  
 Saint-Malo, 30.  
 Saint-Malo-de-Phily, 144.  
 Sainte-Marguerite, 58, 59.  
 Saint-Martin-des-Prés, 109, 110.  
 Saint-Mathieu (pointe), 55, 63.  
 Saint-Maurille, 160.  
 Saint-Mayeux, 109.  
 Saint-Médard-sur-Ille, 87, 89.  
 Saint-Michel (butte), 110.  
 Saint-Michel-en-Grève, 4.  
 Saint-Philbert-de-Bouaisse, 166.  
 Saint-Pierre-la-Cour, 81.  
 Saint-Pierre-Langer, 26.  
 Saint-Pierre-sur-Erve, 82, 84.  
 Saint-Pol-de-Léon, 61.  
 Saint-Renan, 54, 56, 57.  
 Saint-Quay-Portrieux, 36.  
 Saint-Ségal, 119.  
 Saint-Séglin, 19.  
 Saint-Suliac, 30.  
 Sainte-Suzanne, 82.  
 Saint-Vran, 96.  
 Salles-de-Rohan, 106.  
 Sarthe (vallée de), 83.  
 Saulges, 82, 83.  
 Scaer, 189.  
 Scissy (forêt de), 29.  
 Séhar (pointe de), 48.  
 Talbert (sillon de...), 40.  
 Tas de Pois, 63, 128.  
 Taurel (roches du), 37.  
 Teillay, 146.  
 Telgruc, 113, 134.  
 Térénez (anse de), 52.  
 Terre Rouge, 146.  
 Théolen, 183, 184.  
 Tibidy, 116.  
 Toënot, 45.  
 Toulaëron, 102.  
 Toul-ar-Staon, 46.  
 Toulanguet (pointe du), 128.  
 Tourony, 44.  
 Traouieros, 44.  
 Tréal, 142.  
 Tréboul, 133.  
 Trédéz, 48.  
 Trégana, 54, 55.  
 Trégastel, 44.  
 Tréglonou, 54.  
 Tréguier, 41.  
 Treissen, 59.  
 Tréogat, 183.  
 Trépassés (baie des), 184.  
 Trez-Bihan, 136.  
 Trez-Hir, 55.  
 Trez-Rouz, 125.  
 Tuchenn-Gador, 73.  
 Ty-Lan, 187.  
 Vaugas (carrière du), 35.  
 Veryarc'h, 128, 130.  
 Vieux-Bourg, 141.  
 Vieux-Moines, 63.  
 Vieux-Vy, 86, 89, 90.  
 Vilaine (vallée de la), 145.  
 Villedieu-les-Poëles, 26.  
 Voutré, 83.  
 Yeun Elez, 73.

Imprimé en France

par  
 MAURY-IMPRIMEUR S.A.  
 45330 MALESHERBES

MASSON ÉDITEUR  
 120, bd Saint-Germain, Paris-6<sup>e</sup>  
 Dépôt légal : 1<sup>er</sup> trimestre 1977

ISBN : 2-225 45012-9