



CARTE GÉOLOGIQUE DE LA FRANCE A 1/50 000

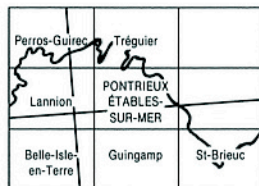
PONTRIEUX— ÉTABLES-SUR-MER

par

E. ÉGAL, É. LE GOFF, P. GUENNOC, P. LEBRET,
D. THIÉBLEMONT, B. HALLÉGOUËT,
É. HOULGATTE, L. CALLIER, A. CARN

PONTRIEUX—ÉTABLES-SUR-MER

La carte géologique à 1/50 000
PONTRIEUX—ÉTABLES-SUR-MER est recouverte
par les coupures suivantes
de la Carte géologique de la France à 1/80 000 :
au nord : TRÉGUIER (N° 42)
au sud : ST-BRIEUC (N° 59)



MINISTÈRE DE L'INDUSTRIE
BRGM
SERVICE GÉOLOGIQUE NATIONAL

Boîte postale 6009 — 45060 Orléans Cedex 2 — France

**NOTICE EXPLICATIVE DE LA FEUILLE
PONTRIEUX-ÉTABLES-SUR-MER À 1/50000**

par

**E. ÉGAL, É. LE GOFF, P. GUENNOC, P. LEBRET,
D. THIÉBLEMONT, B. HALLÉGOUËT, É. HOULGATTE,
L. CALLIER, A. CARN**

avec la collaboration de
C. ALSAC, J.J. CHAUVEL, M.P. DABARD, C. GUERROT

1995

**Éditions du BRGM
Service géologique national**

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

— *pour la carte* : ÉGAL E., GUENNOC P., LE GOFF É., THIÉBLEMONT D., HOULGATTE É., AUGRIS C., HAMON D., LEBRET P., HALLÉGOUËT B. (1996). — Carte géol. France (1/50000), feuille *Pontrieux—Étables-sur-Mer* (204). Orléans : BRGM. Notice explicative par E. Égal *et al* (1995), 194 p.

— *pour la notice* : ÉGAL E., LE GOFF É., GUENNOC P., LEBRET P., THIÉBLEMONT D., HALLÉGOUËT B., HOULGATTE É., CALLIER M., CARN A. (1995) — Notice explicative, Carte géol. France (1/50000), feuille *Pontrieux—Étables-sur-Mer* (204). Orléans : BRGM, 194 p. Carte géologique par E. Égal *et al.* (1996).

© BRGM, 1995. Tous droits de traduction et de reproduction réservés. Aucun extrait de ce document ne peut être reproduit, sous quelque forme ou par quelque procédé que ce soit (machine électronique, mécanique, à photocopier, à enregistrer ou tout autre) sans l'autorisation préalable de l'éditeur.

ISBN : 2-7159-1987-5

SOMMAIRE

	Pages
RÉSUMÉ	5
ABSTRACT	5
INTRODUCTION	7
<i>SITUATION GÉOGRAPHIQUE</i>	7
<i>CADRE GÉOLOGIQUE RÉGIONAL - PRÉSENTATION DE LA CARTE</i>	9
<i>APERÇU GÉOPHYSIQUE RÉGIONAL</i>	10
<i>TRAVAUX ANTÉRIEURS - CONDITIONS D'ÉTABLISSEMENT DE LA CARTE</i>	10
DESCRIPTION DES TERRAINS	15
<i>PROTÉROZOÏQUE SUPÉRIEUR (BRIOVÉRIEN)</i>	15
Roches plutoniques	15
Formations volcaniques et métamorphiques	22
Formations sédimentaires détritiques	44
Ensemble migmatitique et granitique	49
<i>PALÉOZOÏQUE (ORDOVICIEN)</i>	53
<i>ROCHES PLUTONIQUES ET FILONIENNES D'ÂGE INDÉTERMINÉ</i>	64
<i>FORMATIONS SUPERFICIELLES</i>	66
<i>GÉOLOGIE MARINE</i>	82
CORRÉLATIONS ENTRE UNITÉS GÉOLOGIQUES ET ANOMALIES GÉOPHYSIQUES	92
CONDITIONS DE FORMATION DES ENTITÉS GÉOLOGIQUES	93
ÉVOLUTION TECTONO-MÉTAMORPHIQUE	105
SYNTHÈSE GÉODYNAMIQUE RÉGIONALE	134
GÉOLOGIE DE L'ENVIRONNEMENT	139
<i>OCCUPATION DU SOL</i>	139
<i>ÉLÉMENTS DE GÉOTECHNIQUE</i>	140
<i>RESSOURCES EN EAU</i>	141
<i>SUBSTANCES UTILES, CARRIÈRES</i>	148
<i>GITES ET INDICES MINÉRAUX</i>	149

DOCUMENTATION COMPLÉMENTAIRE	151
<i>PRÉHISTOIRE ET ARCHÉOLOGIE</i>	151
<i>ITINÉRAIRES GÉOLOGIQUES</i>	153
<i>BIBLIOGRAPHIE</i>	163
<i>DOCUMENTS CONSULTABLES</i>	172
AUTEURS	173
ANNEXES	
<i>ANALYSES CHIMIQUES</i>	
<i>ET GÉOCHRONOLOGIQUES</i>	175

RÉSUMÉ

La coupure Pontrieux—Étables-sur-Mer de la Carte géologique à 1/50000 de la France, située dans le département des Côtes-d'Armor et comprenant une partie marine, s'intègre dans un ensemble géologique qui s'étend à travers le Nord du Massif armoricain, de la Bretagne à la Normandie. Cet ensemble représente une ancienne chaîne de montagne dite « cadomienne » (du nom latin de Caen : Cadomus) vieille d'environ 600 millions d'années et qui regroupait également à cette époque (avant l'ouverture de l'océan Atlantique) des terrains du Canada oriental, d'Angleterre, d'Irlande, d'Espagne et de Bohême.

Le segment armoricain de la chaîne cadomienne contient, dans sa partie septentrionale, des reliques d'un continent ancien vieux de 2 milliards d'années. La région de la baie de Saint-Brieuc (Penthièvre et Trégor) est caractérisée par un magmatisme cadomien important (gabbros, diorites, granites, roches volcaniques) qui est en partie interprété comme le témoin d'une région autrefois à l'aplomb d'une zone où les fonds océaniques disparaissent sous les continents (zone de subduction), tel qu'on l'observe actuellement au Japon ou dans la cordillère des Andes. Des sédiments marins « briovériens » (du nom romain de Saint-Lô : Briovera), à peu près du même âge, recouvrent en partie les roches magmatiques. Ils constituent l'essentiel des terrains plus méridionaux (Mancellia, Bretagne centrale). Plus récents, les bassins sédimentaires de Bréhec et Plourivo se sont ouverts il y a 470 millions d'années.

Entre 470 et 2 millions d'années, l'histoire géologique de la région est très mal connue. Depuis 2 millions d'années, durant le Quaternaire, les périodes froides ont provoqué le dépôt de diverses formations dont les loëss (poussières amenées par le vent) qui donnent aujourd'hui les meilleures terres de culture de la région. La remontée de la mer au Flandrien, il y a 8 000 ans environ, a ennoyé l'aval des rivières et généré les rias typiques des côtes bretonnes.

ABSTRACT

The territory of the geological map of Pontrieux—Étables-sur-Mer (North Brittany), is included within the French segment of the Late Precambrian (around 600 Ma) « Cadomian » orogenic belt which extends through the northern part of the Armorican Massif, from Brittany to Normandy.

In North Brittany, four Cadomian domains are distinguished from North to South:

— the Trégor batholith dated at 615 Ma, which contains remnants of 2 Ga Icartian basement ;

— the composite Saint-Brieuc domain, including ultrabasic and basic metaplutonic rocks emplaced at 602 Ma, acidic and basic metavolcanics, pre- to syn-tectonic gabbros and diorites, and flysch-like metasediments ;

— the Saint-Malo—Guingamp high temperature belt (HTB), composed of micaschists, paragneisses, migmatites and leucogranites. Migmatites and anatectic granite have been dated at 540 Ma near Saint-Malo ;

— the Mancellia domain, characterised by low-grade metasediments intruded by granodioritic plutons dated at 542 Ma.

Post-orogenic sedimentary basins of Ordovician age (Plourivo, Bréhec and Frehel basins) are superimposed to the Saint-Brieuc domain.

Cadomian rocks reported on the map of Pontrioux—Étables-sur-Mer belong to the Saint-Brieuc domain including metavolcanics of the Lanvollon and Paimpol formations, overlying metasediments of the Binic and La Roche-Derrien formations, and several pre- to syntectonic plutonic bodies, and to the high-temperature belt (mainly leucogranites and migmatites). The acidic metavolcanics of the Lanvollon Formation are dated at 588 Ma. The Ordovician Brehec and Plourivo basins (several sedimentary formations and the Plourivo volcanics) are totally enclosed within the map territory. Recent (Quaternary) deposits are largely represented by loess.

Nearly all the plutonic and volcanic Cadomian rocks of the Saint-Brieuc domain were previously related to a subduction context. However, the basic metavolcanics of the Lanvollon Formation display continental tholeiitic affinities whereas the metavolcanics of the Paimpol Formation exhibit arc-tholeiites characteristics. We propose thus to distinguish an intra-continental extensional event attested by the Lanvollon volcanics, followed by a subduction event evidenced by the Paimpol volcanics.

Cadomian rocks reported on the map are affected by a single major ductile deformation phase. Within the formations of the Saint-Brieuc domain, strain is nearly homogeneous within metavolcanics and metasediments, whereas plutons are weakly and heterogeneously deformed. From west to east, foliation trajectories, generally discordant with lithologic contacts, evolve progressively from a NW-SE to a W-E direction with a vertical or strong dip towards the north. Upright folds are recognized within the metasediments. Stretching or mineral lineations are highly dispersed in dip and direction. Shear criteria are poorly developed. These structural characters argue for a nearly homogeneous strain of flattening type which results from a horizontal shortening in a bulk coaxial regime. No important thrusting or wrenching tectonics have been evidenced. Syntectonic mineral assemblages indicate, from north to south, very low grade to upper amphibolite (granulite facies metamorphic conditions). Within the amphibolites, the Ti content of amphiboles reveals a NNE to SSW increase in temperature. No high pressure mineral parageneses have been recognized.

The migmatites and the leucogranites of the high temperature belt exhibit a weakly dipping foliation which defines a structural dome with a nearly down dip stretching mineral lineation. Numerous normal shear bands indicate extensive kinematics. This extension event appears to be nearly contemporaneous to the shortening described within the Saint-Brieuc domain. P-T conditions within migmatites are estimated around 5 kbar and 700 °C.

The Ordovician Plourivo—Bréhec basin is poorly deformed. No pervasive Variscan deformation has been recognized.

Few major brittle faults, mainly ENE-WSW and NE-SW trending are evidenced. They are late Cadomian or Variscan in age.

INTRODUCTION

SITUATION GÉOGRAPHIQUE

La coupure à 1 / 50 000 Pontrieux—Étables-sur-Mer est entièrement située dans le département des Côtes-d'Armor, à l'Ouest de la baie de Saint-Brieuc. La surface couverte concerne les cartes IGN à 1 50000 Pontrieux et Étables-sur-Mer. Le territoire cartographié est constitué d'un plateau mollement ondulé dont l'altitude moyenne se situe entre 80 et 100 m NGF. La pente générale du plateau descend doucement vers un littoral marqué par une falaise de 20 à 50 m, voire 75-100 m de hauteur. La topographie générale, peu contrastée, est influencée par la nature du substrat géologique : les migmatites de Guingamp (Sud-Ouest de la carte) correspondent à une région d'altitude plus élevée (130-140 m, maximum à 146 m) ; le bassin de Plourivo, composé en grande partie de grès durs, fait relief au centre d'une zone déprimée au sous-sol schisteux.

Le territoire couvert par la carte est parcouru par un réseau de vallées étroites et fortement encaissées qui correspond à trois bassins-versants : les affluents du Jaudy, celui-ci faisant deux incursions à l'Ouest et au Nord-Ouest de la carte, le Trieux et ses tributaires dont le Leff, qui drainent la majeure partie de la surface de la carte, et la zone côtière à l'Est. Le Trieux et le Jaudy ont un écoulement général S-N avant de se jeter dans la Manche.

À ce jour, la grande majorité de la surface est utilisée pour l'agriculture et l'élevage, mais des zones boisées importantes subsistent (bois de Penhoat-Lancerf à l'Ouest de Plourivo, bois de la Salle à l'Ouest d'Étables-sur-Mer). Les principales communes de la coupure sont, en ordre décroissant d'importance de population (d'après les cartes IGN à 1/50000 de 1986-1987) : Paimpol, pour partie sur cette coupure et pour partie sur la feuille Tréguier, Plouha, Saint-Quay-Portrieux, Plouézec, Binic, Étables-sur-Mer, Plourivo, Pommerit-le-Vicomte, Pommerit-Jaudy, Lanvollon, Pontrieux et Goudelin.

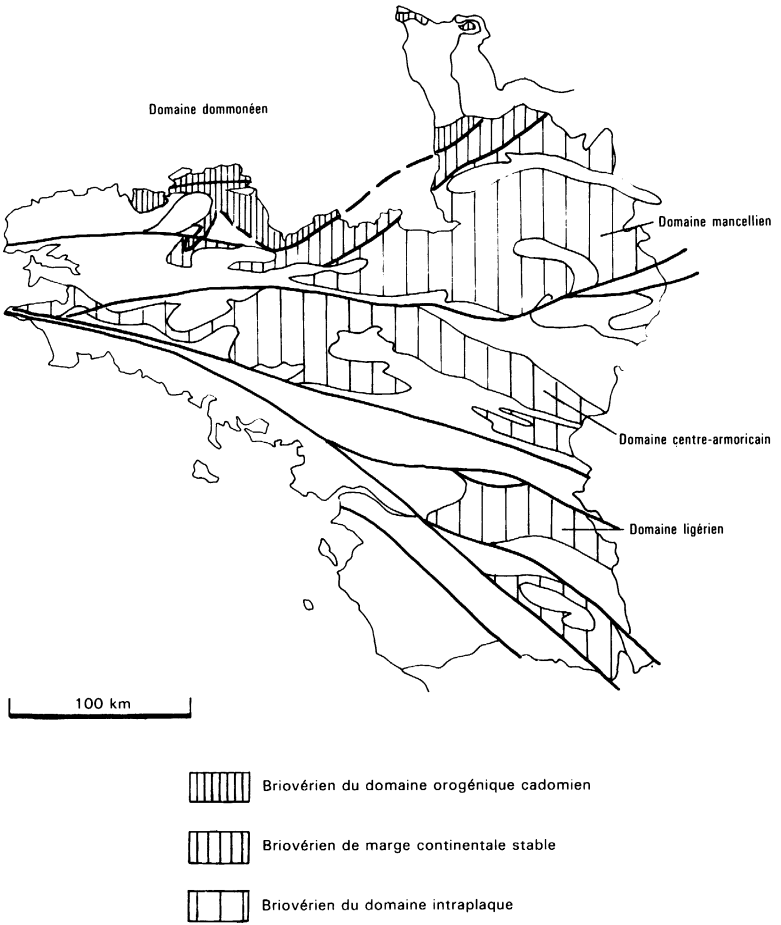


Fig. 1 - Répartition cartographique des terrains briovériens de France
(modifié d'après Cogné, 1972 et Chantaine *et al.*, 1988)

CADRE GÉOLOGIQUE RÉGIONAL PRÉSENTATION DE LA CARTE

Le substratum rocheux est constitué essentiellement de terrains du Protérozoïque terminal (Briovérien) et de formations paléozoïques (Ordovicien). Quelques filons recourent les terrains briovériens. L'ensemble est fréquemment recouvert par des sédiments quaternaires (lœss et dépôts de versants).

Les terrains fini-protérozoïques de la carte sont affectés par une tectonique dite « cadomienne » d'âge également protérozoïque terminal. Cet événement géologique aurait permis l'édification d'une chaîne de montagne (« orogénèse cadomienne »), désormais érodée. En France, la chaîne cadomienne se suit à travers le Nord du Massif armoricain depuis la baie de Morlaix jusqu'au Cotentin (fig. 1). La carte Pontrieux—Étables-sur-Mer concerne les formations représentatives et variées de cet orogène. On distingue :

— d'anciennes roches volcaniques acides et basiques (Formation de Lanvollon, Formation de Paimpol) largement métamorphosées dans les conditions du faciès amphibolite ou schistes verts, couvrant la plus grande superficie de la carte ;

— des roches détritiques faisant stratigraphiquement suite aux volcanites et se répartissant au sein de la Formation de Binic, localisée dans le coin sud-est de la feuille, et de la Formation de La Roche-Derrien et du Minard, largement affleurante dans la moitié nord de la carte ;

— des roches plutoniques en massifs intrusifs, de composition basique à intermédiaire-acide (métagabbros de Squiffiec, intrusion gabbrodioritique de Saint-Quay-Pontrieux, tonalite de Plouha et granodiorite de Pontrieux) ;

— des granites et migmatites définissant un ensemble hautement métamorphique dans le Sud-Ouest de la feuille.

Ces terrains sont affectés par une phase de déformation majeure cadomienne. À l'exception de l'ensemble granito-migmatitique, la déformation est marquée par une foliation le plus souvent fortement pentée à verticale, associée à des plis d'échelle mésostructurale à cartographique responsables du redressement généralisé de la stratification dans les formations détritiques. Dans les migmatites et les leucogranites associés, les trajectoires de foliation définissent un dôme asymétrique.

Les terrains paléozoïques sont représentés sur une grande partie de la moitié nord de la carte. Il s'agit de formations volcaniques et sédimentaires (grès et pélites) ordoviciennes du bassin de Plourivo. Ces formations, postérieures à la tectonique cadomienne, ne sont pratiquement pas déformées. Elles affleurent plus à l'Est, en dehors de la carte, dans la région du cap d'Erquy et du cap Fréhel.

APERÇU GÉOPHYSIQUE RÉGIONAL

La configuration générale, en arc de cercle, de la bordure méridionale de la chaîne cadomienne de la France (anomalies du champ total à l'altitude de vol de 3000 m ; Le Mouel, 1969) montre que le domaine cadomien est caractérisé par des anomalies magnétiques linéaires, d'amplitude moyenne (50 à 60 nT) comparée à celle de l'anomalie du bassin de Paris ou de la Manche (150 à 250 nT), mais qui sont néanmoins les plus fortes du Massif armoricain. Des anomalies d'amplitude comparable ne sont observées qu'au centre du Cotentin (prolongation du domaine cadomien) ou en baie d'Audierne.

Le domaine cadomien est également caractérisé par des anomalies de gravité positives importantes puisqu'il s'agit des anomalies « locales » parmi les plus fortes observées en France. Ces anomalies, dont les maxima atteignent 30 à 35 mgal, soulignent les forts contrastes de densité existant aussi bien à l'Est de la baie de Saint-Brieuc qu'à l'Ouest, entre les roches à dominante basique du domaine cadomien et les sédiments briovériens ou les granitoïdes paléozoïques au Sud.

TRAVAUX ANTÉRIEURS CONDITIONS DÉTABLISSMENT DE LA CARTE

Depuis la reconnaissance du « système briovérien » pour les formations protérozoïques du Massif armoricain (Barrois, 1899), les terrains briovériens ont été reconnus à travers une grande partie de ce massif (fig. 1). En revanche, les marqueurs de la tectonique fini-protérozoïque cadomienne n'ont pu être mis en évidence que dans la partie nord du Massif armoricain, au sein des domaines domnonéen et mancennien (définis par J. Cogné, 1972 ; fig. 1) peu affectés par la tectonique hercynienne.

Jusqu'en 1972, les terrains briovériens sont divisés en trois séries (Graindor, 1957 ; Cogné, 1962, 1972 ; Verdier, 1968 ; Jeannette, 1972). Le Briovérien inférieur (*s.l.*), reposant en discordance sur un socle dit pentévrien (Cogné, 1959), est constitué, à la base, d'une série volcano-détritique surmontée par un complexe volcanique (Briovérien inférieur *s.s.*) puis d'une série sédimentaire terrigène (Briovérien moyen). Ce Briovérien inférieur (*s.l.*) est affecté par une phase tectonique (Cadomien I : 700-650 Ma) responsable du soulèvement de la cordillère domnonéenne (Cogné, 1972). Le Briovérien supérieur comprend essentiellement des séries détritiques alimentées par l'érosion de la cordillère, et repose en discordance sur le Briovérien inférieur (Jeannette et Cogné, 1968). Une seconde phase tectonique d'intensité moindre (Cadomien II : 600-570 Ma), s'achève par un épisode métamorphique de haute température initié au cours de la première phase et par des intrusions granodioritiques dans le domaine mancennien (Cogné, 1972).

En 1977, C. Le Corre propose de distinguer, dans le domaine externe de la chaîne, le Briovérien inférieur représenté par les séries à

phtanites interstratifiés reconnues en Bretagne nord, et le Briovérien supérieur représenté par les séries à phtanites remaniés de Bretagne centrale et résultant de l'érosion du Briovérien inférieur.

Par ailleurs, les travaux de B. Auvray et P. Maillet (1977) et de B. Auvray (1979) sur le volcanisme nord-trégorrois (Nord Bretagne), argumentent l'hypothèse d'un fonctionnement au Protérozoïque supérieur d'une subduction à pendage sud déjà suggérée par J.P. Lefort (1975) pour expliquer la présence d'une anomalie magnétique SW-NE en Manche.

L'existence d'un socle ancien est démontrée géochronologiquement par des âges à 2000 Ma (Auvray *et al.*, 1980a ; Vidal *et al.*, 1981) obtenus sur des roches situées sous des séries d'âge protérozoïque terminal (640 et 590 Ma ; Vidal, 1976). Par référence au site de datation localisé à Guernesey (« Icart Point »), le terme régional d'Icartien est proposé pour les formations du Protérozoïque inférieur.

En revanche, le polycyclisme de l'orogénèse cadomienne en Bretagne est remis en cause par D. Rabu *et al.* (1982, 1983) et P. Balé et J.P. Brun (1983) qui distinguent une seule phase tectonique régionale. Plus récemment, l'ensemble des auteurs proposent une redéfinition des différents domaines de l'orogène et les resituent dans une évolution géodynamique continue en contexte de subduction (Chantraine *et al.*, 1988 ; Dissler *et al.*, 1988 ; Rabu *et al.*, 1990 ; Strachan et Roach, 1990). Ces modèles diffèrent entre eux par le sens de la subduction : à pendage sud (Auvray *et al.*, 1980a ; Rabu *et al.*, 1990 ; Dupret *et al.*, 1990) ou nord (Brun et Balé, 1990 ; Graviou, 1992), et par les processus d'accrétion des domaines impliqués dans l'orogénèse cadomienne.

En Bretagne nord, cinq grands domaines sont distingués par un grand nombre d'auteurs (*cf.* Chantraine *et al.*, 1988) : ce sont les domaines cadomiens du Trégor, de Saint-Brieuc, de Saint-Malo—Guingamp, de la Mancellia, et un domaine détritique ordovicien. Nous reprenons ici cette distinction (avec modification partielle des limites) (fig. 2). L'évolution et la signification géodynamique des domaines seront revues au sein de cette notice.

Le *domaine du Trégor* comprend un ensemble de roches volcaniques et plutoniques d'affinité calco-alcaline (Auvray, 1979 ; Graviou et Auvray, 1985 ; Cabanis *et al.*, 1986) d'âge protérozoïque supérieur (642 ± 42 Ma ; Vidal, 1976 ; 614 ± 7 Ma ; Graviou, 1984) et contenant des reliques d'un socle protérozoïque inférieur (2000 Ma) (Auvray *et al.*, 1980a ; Vidal *et al.*, 1981). Les roches volcaniques sont interprétées comme les témoins d'un arc insulaire lié à une zone de subduction formée en marge d'un continent icartien et responsable de la fermeture d'un océan celtique situé plus au Nord (*cf.* Rabu *et al.*, 1990).

Le *domaine de Saint-Brieuc* comprend plusieurs entités lithologiques :

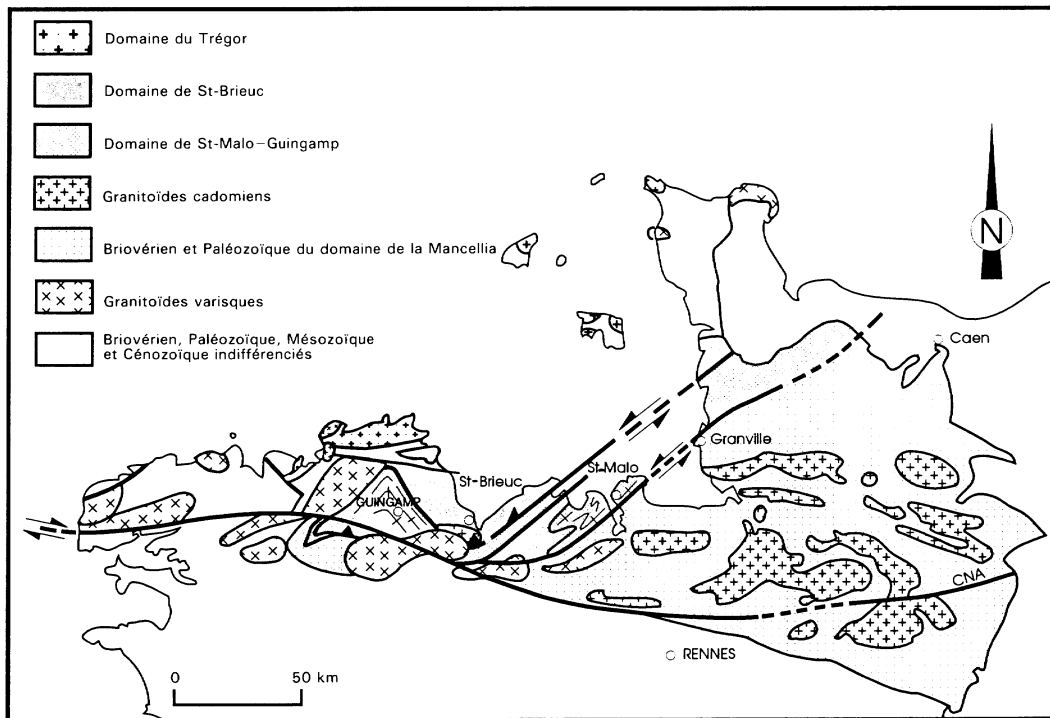


Fig. 2 - Les unités cadomiennes du Nord du Massif armoricain

— un ensemble de roches plutoniques basiques et ultrabasiques (métagabbros d'Yffiniac et de Belle-Isle-en-Terre) dont le protolite est daté vers 602 Ma (Peucat *et al* 1981 ; Guerrot et Peucat, 1990) ;
— un ensemble de métavolcanites basiques et acides briovériennes (« Formation de Lanvollon » dans la présente notice), intrudé par des diorites syntectoniques (Saint-Quay-Portrieux, Fort-la-Latte) (Balé et Brun, 1983 ; Gapais et Balé, 1990) ; l'intrusion de Fort-la-Latte étant datée à 593 ± 15 Ma (Vidal *et al* 1974) ;
— des métasédiments briovériens (formations de Binic, de La Roche-Derrien et du Minard).

Ce domaine est interprété comme un bassin arrière-arc (Cabanis *et al*, 1986 ; Rabu *et al*, 1990 ; Chantraine *et al*, 1988). Dans ce travail, nous intégrons à ce domaine la Formation de Paimpol, auparavant rattachée au domaine du Trégor.

Le *domaine de Saint-Malo—Guingamp* comprend des paragneiss et des micaschistes dont la fusion partielle a produit des migmatites et un granite d'anatexie (Martin, 1977 ; Brown, 1979) daté à 541 ± 5 Ma (Peucat, 1986). Selon les auteurs, le protolite des migmatites est soit les formations à phtanites interstratifiés (Formation de Lamballe ; Martin, 1977), soit un équivalent des métasédiments du domaine de Saint-Brieuc (formations de Binic et du Légué ; Brun et Balé, 1990 ; Darlet *et al*, 1990).

Le *domaine de la Mancellia* est constitué d'une série volcano-détritique briovérienne épimétamorphique à phtanites remaniés du Briovérien supérieur. De nombreux plutons granodioritiques datés à 542 Ma (Pasteels et Doré, 1982) recoupent ces séries et y développent un métamorphisme syn- à post-déformation (Jonin, 1981).

Le *domaine détritique ordovicien* comprend les bassins de Plourivo et de Bréhec à l'Ouest de la baie de Saint-Brieuc (sur le territoire de la carte Pontrieux—Étables-sur-Mer) et le bassin d'Erquy—Fréhel à l'Est. Des volcanites sont intercalées au sein des sédiments détritiques. Dans le bassin de Plourivo, elles ont fourni un âge de 472 ± 5 Ma (Auvray *et al*, 1980b).

Deux modèles tectoniques ont été récemment proposés pour expliquer la juxtaposition des domaines de Saint-Brieuc et de Saint-Malo—Guingamp :

— selon le premier modèle (Balé, 1986 ; Balé et Brun, 1989 ; Brun et Balé, 1990 ; Brun, 1992), la déformation débute à 580-590 Ma. Elle résulte d'un raccourcissement NNE-SSW et s'accommodé par des chevauchements à vergence SSW associés à des décrochements senestres correspondant à des rampes latérales. La déformation se poursuit jusqu'à 540 Ma avec le développement du dôme migmatitique de Saint-Malo ;

— le second modèle (Strachan et Roach, 1990 ; Strachan *et al*, 1992) se réfère à une tectonique essentiellement transpressive (compression oblique), s'accommodant par des cisaillements transcurrents senestre

amalgamant les différentes unités constituant le domaine de Saint-Brieuc avant 570 Ma (Dallmeyer *et al*, 1991) et juxtaposant les domaines de Saint-Brieuc et de Saint-Malo à 540 Ma.

Ces récentes interprétations ont été établies à partir de données provenant pour l'essentiel de coupes du bord de mer. Le levé cartographique de la feuille Pontrieux—Étables-sur-Mer permet l'acquisition de données homogènes à l'échelle régionale.

La carte à 1 / 50 000 Pontrieux—Étables-sur-Mer chevauche les anciennes coupures à 1/80000 de Saint-Brieuc et Tréguier. La première édition de ces anciennes cartes, levées par C. Barrois et A. Michel-Lévy s'est faite respectivement en 1896 et 1908. Ces cartes, de très bonne qualité, ont mis en évidence les grands ensembles du domaine cadomien de Bretagne nord. Les éditions suivantes à 1/80000 (1941, 1966 et 1976) n'ont apporté que peu de modifications. Aucune étude cartographique détaillée du secteur n'avait donc été entreprise depuis le début du XX^e siècle.

La carte à 1/50000 Pontrieux—Étables-sur-Mer a été levée de l'été 1990 à l'été 1992 par Emmanuel Égal (formations de Lanvallon et de Paimpol, formations de Binic et de La Roche-Derrien, tonalite de Plouha, gabbros et diorites de Squiffiec et de Saint-Quay-Portieux), Pol Guennoc (bassins de Bréhec et de Plourivo, Formation de La Roche-Derrien et du Minard, partie marine de la carte), Bernard Hallégouët (formations marines et formations superficielles), Patrick Lebret (formations superficielles), Elisabeth Le Goff (migmatites de Guingamp, leucogranites de Plouisy et de Pabu, Formation de Lanvallon, gabbros de Squiffiec, granodiorite de Pontrieux), Denis Thiéblemont (Formation de Paimpol). Ont également participé aux levés : Vincent Bernard, Alain Couradin et Erik Houlgatte. Par ailleurs, J.J. Chauvel et M.P. Dabard ont effectué la pétrographie sédimentaire des formations du bassin de Plourivo, C. Alsac a étudié la pétrographie des volcanites non métamorphiques de la Formation de Lanvallon et du bassin de Plourivo et C. Guerrot a effectué la datation des méta-volcanites de la Formation de Lanvallon.

Le levé de la carte a bénéficié de l'apport scientifique du projet « Cadomien » dirigé par J. Chantraine (BRGM) et J.P. Brun (Géosciences), mené conjointement avec l'équipe Géosciences (université de Rennes) sur l'interprétation géodynamique de l'orogénèse cadomienne en Bretagne nord.

La partie marine a été levée dans le cadre d'un programme IFREMER-BRGM visant à compléter les diverses données antérieures acquises par IFREMER (travaux pour l'étude des ressources vivantes, des granulats et de l'impact des engins de pêche). Ce programme réalisé de 1991 à 1993 a permis une reconnaissance quasi complète de la baie de Saint-Brieuc à l'aide du sonar latéral, complétée par des profils de sismique-réflexion haute résolution, des carottages, des prises de vue de vidéo sous-marine. L'interprétation de ces données

récentes a été appuyée par les données plus anciennes : prélèvements de sédiments par *l'Ephe* de Dinard (Ruellan *et al*, 1967 ; Ruë, 1988), carottages de roches et profils sismiques (Lefort, 1975 ; Bardy et Lefort, 1987). Ont participé aux levés en mer et à l'interprétation des données : Claude Augris, Pol Guennoc, Dominique Hamon, Erik Houlgatte. La revue des données sédimentologiques antérieures a été réalisée par Chantai Bonnot-Courtois et Monique Le Vot.

Les meilleurs affleurements se situent le long de la côte, essentiellement rocheuse, et dans quelques grandes carrières (carrières en activité de Tressigneaux, de Coat-Men,...). À l'intérieur des terres, les affleurements se localisent essentiellement dans les talus des chemins et routes. Ils sont souvent de petites dimensions mais relativement nombreux. L'altération est irrégulière mais parfois très importante. Les « pierres volantes » (fragments rocheux épars dans les labours) sont une aide précieuse à la cartographie : dans le cadre du levé des formations superficielles, il a été démontré que ces pierres volantes sont globalement représentatives du substrat sous-jacent.

DESCRIPTION DES TERRAINS

PROTÉROZOÏQUE SUPÉRIEUR (BRIOVÉRIEN)

Roches plutoniques

δθ. **Métagabbros de Squiffiec.** Cette appellation recouvre deux massifs elliptiques, d'orientation NW-SE et de tailles très inégales, qui occupent une superficie importante dans la partie sud de la feuille. Le plus gros massif se prolonge largement sur la feuille Guingamp. Il s'agit de roches massives, de couleur noire et blanc-gris, grenues à microgrenues, présentant le plus souvent peu d'orientation préférentielle des minéraux. Les plus beaux affleurements rocheux se répartissent le long des rives du Trieux. Sur les plateaux, ils présentent fréquemment une altération importante allant jusqu'à leur transformation en sable très grossier à amphibole (arénisation). L'affleurement frais le plus caractéristique est localisé dans une carrière abandonnée, en rive gauche du Trieux au lieu-dit le Moulin-Neuf (Sud-Est de Squiffiec).

Les massifs de Squiffiec renferment, en plus des métagabbros éponymes « standards » à amphibole, d'autres faciès peu représentés qui n'ont pu être cartographiés et dont le plus caractéristique correspond aux métagabbros à pyroxène. On distingue également localement des faciès subordonnés à grenat, des faciès montrant une composition de diorite quartzique, de leucodiorite ou de hornblendite. On observe enfin des enclaves microgrenues ainsi que des filons pegmatitiques à amphibole ± grenat.

Sur leur bordure septentrionale, les métagabbros de Squiffiec sont en contact avec les amphibolites du Membre du Roselier dont ils

contiennent des enclaves. Au Sud-Ouest, ils sont en contact avec le leucogranite de Pabu. Les filons pegmatitiques associés au leucogranite recoupent à l'emporte-pièce les métagabbros, ce qui implique l'antériorité de ceux-ci.

La déformation des gabbros, peu développée dans l'ensemble (sauf le long de la bordure nord de la petite lentille), s'exprime par une fabrique planaire qui ne s'observe pas de manière systématique. On note globalement un gradient croissant d'intensité de la déformation du cœur vers la bordure septentrionale du massif. Dans leur partie occidentale, les gabbros sont affectés par le même champ de déformation que les amphibolites de Lanvallon et les leucogranites (voir « Évolution tectono-métamorphique »). Au niveau de la petite lentille, les gabbros sont affectés en bordure par une foliation tectonique de même direction que celle des amphibolites de Lanvallon. Par contre, au cœur, on note une obliquité des trajectoires de déformation. Il s'agirait dans ce dernier cas d'une foliation fruste vraisemblablement d'origine magmatique.

• **Métagabbros à amphibole + plagioclase.** Ce faciès pétrographique représente l'essentiel des massifs de Squiffiec. Associés à ces métagabbros, trois faciès non cartographiables ont été identifiés : ce sont les enclaves microgrenues à amphibole + plagioclase, les enclaves d'hornblendites et les veines pegmatitiques tardives à hornblende verte + plagioclase ± grenat, que l'on peut observer dans la carrière du Moulin-Neuf.

Le métamorphisme affecte différemment les gabbros selon leur localisation. Sur de larges zones au cœur des massifs (petite et grande lentille), les métagabbros préservent des textures et paragenèses magmatiques à tardi-magmatiques. Ils présentent parfois une fabrique planaire fruste. La paragenèse commune comprend PI + Hbl (verte) + Ilm + Qtz ± Cum ± Bt ± Mag ± Rt (cf. annexe 1-1). Des reliques d'orthopyroxène ont parfois été reconnues au cœur de la cummingtonite (amphibole claire) qui est, elle, visible dans certaines lames minces, au cœur de l'amphibole verte. Le plagioclase, maclé et faiblement zoné, à une composition d'andésine ou de labrador. L'amphibole verte, subautomorphe à xénomorphe, résultant vraisemblablement d'une transformation subsolidus, a une composition d'hornblende tschermakitique ; elle renferme fréquemment des inclusions d'opaques dites de Schiller et de nombreuses microvésicules de quartz. La biotite n'a été observée que localement dans des faciès plus dioritiques.

Les transformations métamorphiques partielles ou complètes se caractérisent par la recristallisation (il existe des textures à joint triples) du plagioclase (alors parfois dépourvus de macle) et de l'amphibole verte, et la cristallisation de cummingtonite et de sphène. La paragenèse métamorphique apparaît constituée de PI + Hbl + Qtz + Ilm + Spn ± Cum ± Bt.

Associées à cette transformation minéralogique, les transformations texturales sont diverses. Au cœur des massifs, on note soit une transformation pseudomorphique avec préservation de la fabrique initiale

de la roche, soit une recristallisation complète avec une texture granoblastique et une perte complète de la fabrique magmatique. Dans ces deux cas, on n'observe pas de foliation métamorphique. En revanche, sur la bordure septentrionale des massifs, la paragenèse métamorphique présente une fabrique planaire prononcée correspondant à la foliation régionale.

Les transformations rétro-morphiques ultérieures sont la saussuritisation et/ou la séricitisation du plagioclase et la chloritisation de la biotite.

Dans les enclaves microgrenues, la paragenèse comprend Hbl + Pl + Ilm + Qtz ± Spn.

Les gabbros à grenat n'ont été observés qu'en pierres volantes au Sud de Pouëc (Coat-Mabo) et de Saint-Clet (Kerfloc'h). Le grenat visible macroscopiquement peut atteindre une taille centimétrique à décimétrique.

• **Métagabbros à amphibole + plagioclase + pyroxène.** Remarquablement frais, les métagabbros à pyroxène sont localisés dans la partie sud-ouest de la lentille principale. Comme précédemment, les métagabbros ont subi de façon variable les transformations métamorphiques.

L'assemblage magmatique comprend essentiellement orthopyroxène + clinopyroxène + plagioclase + amphibole verte + quartz + opaques auxquels s'ajoutent parfois cummingtonite et apatite (analyses des minéraux : annexe I-2).

Le plagioclase, subautomorphe, est du labrador (An 55-60) ; on observe une légère zonation avec augmentation en An du cœur vers la bordure. L'orthopyroxène, xénomorphe, de composition En 62 - Fs 38, s'aureole parfois d'ouralite ; il est parfois partiellement ou totalement transformé en cummingtonite (Hallot, 1988). Le clinopyroxène est une augite que l'on observe fréquemment en inclusion au cœur d'une amphibole verte ayant une composition de hornblende tschermakitique. Les opaques ont une composition d'ilménite et plus rarement de magnétite. La texture magmatique se caractérise par la forme automorphe des plagioclases et des pyroxènes et le développement d'une amphibole verte secondaire (transformation subsolidus) xénomorphe, et par une fabrique planaire souvent fruste définissant une foliation vraisemblablement acquise au cours de la cristallisation du gabbro.

Les transformations métamorphiques se caractérisent par la cristallisation secondaire de l'assemblage Opx + Cpx + Hbl + Pl + Qtz + Ilm ± Spn. La texture métamorphique granoblastique oblitère partiellement ou totalement la texture magmatique par un recuit complet ou non des phases minérales (perte de fabrique planaire, présence de joints triples).

γ^{4-5} . **Granodiorite de Pontrioux, tonalite à biotite de Plouha.** Ces roches, qui présentent de fortes analogies, sont de couleur gris clair moyen à beige blanchâtre, généralement à grain grossier (roches gre-

nues), massives et peu déformées dans l'ensemble. Les minéraux visibles à l'œil nu sont le quartz, le plagioclase et la biotite (ou la chlorite) auxquels s'ajoute, dans la granodiorite de Pontrieux, le feldspath potassique, exceptionnel dans la tonalite de Plouha. La granodiorite de Pontrieux affleure essentiellement dans le bourg de Pontrieux où elle constitue un relief. La tonalite de Plouha affleure en continu sur à peu près 3 km le long de la côte depuis la plage Bonaparte (faciès déformé) jusqu'au Sud de Port-Moguer (faciès standard traversé de belles zones de déformation).

Gisement. La granodiorite de Pontrieux et la tonalite de Plouha sont localisées dans la partie septentrionale de la Formation de Lanvallon. La granodiorite forme un petit massif dans la région de Pontrieux et se prolonge selon une bande subméridienne vers l'Ouest. Les relations cartographiques de la granodiorite et de son encaissant amphibolique, la présence d'enclaves métriques d'amphibolites dans la granodiorite ainsi que de nombreux filons granodioritiques recoupant les amphibolites avoisinantes, suggèrent clairement la postériorité de la granodiorite par rapport aux amphibolites. Les deux lithologies sont affectées par la même déformation.

La tonalite de Plouha constitue principalement une lentille de forme irrégulière allongée E-W et « moulée » par la foliation régionale. Quelques pointements de cette roche sont également observés au Sud de la lentille principale. Localement, on peut voir sur un même affleurement, par enrichissement en amphibole et appauvrissement en biotite, le passage rapide mais progressif de la tonalite à biotite à un faciès dioritique de type « Saint-Quay-Pontrieux ». Ceci plaide pour une mise en place parentée de la tonalite de Plouha et de la diorite de Saint-Quay-Pontrieux. Tout à fait au Sud de la carte, près de Goudelin, une bande étroite de tonalite gneissifiée a été reconnue. Nous l'avons également rapportée à la tonalite de Plouha. Elle semble représenter la terminaison septentrionale d'une entité s'étendant plus largement sur la feuille Guingamp.

Déformation. La granodiorite de Pontrieux et la tonalite de Plouha sont affectées par une déformation hétérogène. De larges domaines isotropes ou peu déformés alternent avec des domaines mylonitiques localisés.

Dans la granodiorite de Pontrieux, la déformation se caractérise par une foliation pentée vers le NNW, de direction N80 à N120 et portant une linéation à faible plongement vers l'Est. On observe un gradient d'intensité de la déformation au contact granodiorite/ amphibolites. Les critères de cisaillement observés localement sont dextres. De nombreuses fractures subverticales tardives altèrent la granodiorite.

Les zones mylonitiques de la tonalite de Plouha sont fréquentes en bord de mer mais n'ont que rarement été observées dans les terres et n'ont pu être suivies à l'échelle cartographique. Il s'agit de couloirs de déformation très localisés, aux épontes tranchées, de puissance décimétrique à plurimétrique. Cependant, la zone la plus importante,

localisée à la limite nord de la tonalite (Balé, 1988), fait exception puisqu'elle se présente sur une largeur décamétrique avec une variation progressive de la déformation aux épontes. Le long de la côte, on observe un gradient de l'intensité de déformation marqué, du Nord au Sud, par une diminution de la fréquence et de la puissance des couloirs de déformation. Ces derniers sont subverticaux et de direction quasi équatoriale. La foliation, mylonitique à ultramylonitique, porte une linéation plongeant de 10 à 40° vers l'Ouest. Dans la zone principale, on observe l'apparition de structure C/S dans la tonalite et le développement de bandes C dans les faciès les plus déformés, indiquant une cinématique décrochante dextre (Balé, 1988). Pour les autres zones, c'est principalement l'attitude de la foliation sigmoïde et son angle avec les épontes qui indiquent une composante décrochante dextre et un affaissement relatif du bloc nord.

Des failles cassantes tardives se présentent également selon une direction E-W et un pendage vertical.

Pétrographie. La granodiorite et la tonalite montrent, en dehors des couloirs de déformation, une texture magmatique grenue très bien conservée à fabrique fruste. Les deux roches présentent respectivement une paragenèse magmatique à Qtz + PI + Kfs perthitique + Bt ± Hbl verte + accessoires (allanite) ; et Qtz (20-30 %) + PI (60 %) + Bt ± Grt ± Kfs (microcline) + accessoires (allanite). Le plagioclase est fortement altéré (séricitisation principalement, ± saussuritisation). Une chlorite tardive se développe fréquemment aux dépens de la biotite.

Dans les zones mylonitiques de la granodiorite de Pontrieux, on note la cristallisation d'une paragenèse secondaire à Qtz + PI (oligoclase) + Kfs (microcline) + Bt. La biotite est ultérieurement transformée en un agrégat à Chl + Ep + Opx.

Au sein des zones mylonitiques de la tonalite de Plouha, le quartz s'organise en amas polycristallins allongés, les plagioclases se comportent généralement comme des clastes moulés par la foliation mais sont parfois recristallisés, la biotite est très fortement chloritisée. Localement, des micas blancs synfoliaux sont abondants, le plagioclase étant alors absent (il est possible que ces micas proviennent d'anciens plagioclases complètement séricitisés au préalable). Le grenat, localement abondant, se présente sous forme de clastes fracturés (chlorite dans les microfractures) et partiellement remplacés par du quartz.

Âge. L'âge de ces massifs n'est pas connu. Leurs caractéristiques structurales et microstructurales communes suggèrent leur mise en place synchrone au sein de la Formation de Lanvollon.

η. **Diorite du Petit-Taurel.** L'îlot du Petit-Taurel forme un relief peu élevé sur l'estran à une centaine de mètres au Nord de la pointe de Plouézec. Accessible à pied par marée de fort coefficient, cet îlot d'une cinquantaine de mètres de diamètre domine le platier environnant, constitué de bancs de grès de la Formation de La Roche-Derrien et du Minard à l'Est, et de graviers et galets à l'Ouest. Le faciès dominant est une roche grenue de couleur grise, qui recoupe

nettement les bancs de grès briovériens, y développant un léger métamorphisme de contact (Auvray, 1979).

Pétrographie. Cette roche est décrite en détail par B. Auvray (1979) ; elle est composée de plagioclase subautomorphe, biotite, feldspath potassique à perthites bien développées, pyroxène en mégacristaux automorphes, hornblende, quartz, minéraux opaques (titanomagnétite et ilménite), apatite et allanite. Cette composition est intermédiaire entre diorite et monzodiorite quartzifère (Auvray, 1979). L'analyse chimique reportée par B. Auvray révèle un caractère nettement potassique et assez basique ($K_2O = 1,98\%$ pour $SiO_2 = 49,05\%$), qui la rapproche des lamprophyres.

Âge. C. Barrois (1908) et B. Auvray (1979) apparentent cette roche à la diorite de Keralain, affleurant dans la vallée du Jaudy (feuille Tréguier ; Auvray *et al.*, 1976), récemment datée à 583 ± 2 Ma par la méthode $^{39}Ar/^{40}Ar$ sur amphibole (Ruffet *et al.*, 1990).

$\eta\theta$. *Diorites et gabbros de Saint-Quay-Portrieux.* Cette formation est constituée de diorites, dominantes à l'affleurement, renfermant des gabbros qui se présentent sous forme de corps de dimension variable depuis des enclaves pluricentimétriques jusqu'à de grosses masses décamétriques. Les diorites, moyennement sombres, sont constituées de minéraux noirs (amphibole, biotite) et de minéraux gris-blanc (plagioclase, quartz) bien visibles à l'œil nu et, le plus souvent, à peu près sans orientation préférentielle. Les gabbros sont plus noirs du fait d'une plus grande proportion de minéraux sombres de taille très variable. Lorsqu'elles ne sont pas altérées, ces roches sont très dures, mais l'altération est souvent forte et rend la roche friable ou la transforme en sable grossier (arène) sur une épaisseur de plusieurs mètres. Cette formation affleure très bien en continu le long du bord de mer dans le secteur de Saint-Quay-Portrieux.

Les diorites et gabbros de Saint-Quay-Portrieux sont intrusifs dans la Formation de Lanvollon et la Formation de Binic. On distingue une intrusion majeure et ses apophyses s'étendant principalement selon une bande étroite E-W à ESE-WNW, parallèlement à la foliation du secteur, depuis Tréméven à l'Ouest jusqu'au plateau des Hors, au large de Saint-Quay-Portrieux au niveau de la limite orientale de la carte. Aucun affleurement de cette formation n'a été reconnu plus à l'Est. L'intrusion est responsable à son contact d'un important métamorphisme dans la Formation de Binic (*cf.* plus loin).

Pétrographie. Les roches de l'intrusion ne présentent pas les mêmes caractéristiques texturales et pétrographiques d'Est en Ouest : — dans la partie orientale de l'intrusion, en bord de mer notamment, les diorites et gabbros présentent une texture équante ou une fabrique synmagmatique très discrète (quelques mesures, d'orientation variable, sont reportées sur la carte). Le pyroxène est abondant, sous forme de cristaux pratiquement indemnes de toute transformation secondaire, ou, le plus souvent, sous forme de reliques partiellement amphiboliti-

sées. La texture est de type magmatique, aucune recristallisation métamorphique caractéristique (joints triples...) n'a été observée ; — près de la terminaison occidentale de l'intrusion, les roches, plus ou moins orientées, sont totalement amphibolitisées (amphibole verte zonée), le pyroxène n'est plus observé. Des textures de recristallisation à joints triples sont irrégulièrement présentes.

Le passage du faciès magmatique (partiellement amphibolitisé) du bord de mer au faciès amphibolitique semble progressif. En tout cas, il ne nous est pas paru possible de distinguer deux formations à l'échelle cartographique.

La pétrographie et la minéralogie des roches de la partie orientale de l'intrusion ont été détaillées par J. Fabriès *et al.* (1984) et J. Barrat (1986). La description suivante est reprise de leurs publications.

Les diorites renferment principalement les minéraux suivants : plagioclase (An 30-65 : andésine-labrador), hornblende, quartz, biotite, cummingtonite, oxydes de Fe et Ti. S'y ajoutent des reliques de pyroxène (surtout clinopyroxène) localisées au sein d'amphiboles de type cummingtonite. Celles-ci se présentent également en reliques au sein de la hornblende ou en minéraux isolés. La hornblende est fortement zonée avec un cœur marron-vert, une zone plus externe verte et une mince bordure vert-bleu. Le plagioclase est également fréquemment zoné. La composition modale de quelques échantillons représentatifs indique des teneurs principales de 47-53% de plagioclase, 17-26% de hornblende, 11-17% de quartz, 10-16% de biotite, 2-3% de cummingtonite (Fabriès *et al.*, 1984).

Les gabbros se composent généralement de plagioclase (An 50-85 : labrador-bytownite), orthopyroxène, clinopyroxène, biotite, hornblende, oxydes de Fe et Ti, éventuellement quartz. L'olivine a été observée très localement dans un faciès particulier. La proportion des minéraux principaux varie notablement. Trois types d'enclaves gabbroïques ont été distinguées : troctolites noritiques, microgabbros-gabbronorites à biotite et amphibole (Barrat, 1986).

Ces auteurs distinguent deux stades de cristallisation magmatique dans la mise en place, syntectonique, de l'intrusion : un premier stade de haute température (950-1150°C) à 9 kbar et un second stade de plus basse température (800-950 °C) à 3-4 kbar (voir « Conditions de formation des entités géologiques »).

Géochimie. La chimie de ces roches a été étudiée par G. Arnaud (1980) qui attribue à ce magmatisme un caractère calco-alcalin en contexte de subduction.

Age. Une première datation de cette intrusion a été proposée par P. Vidal *et al.* (1972) à 584 ± 56 Ma, mais l'importante marge d'erreur ne permet pas de considérer cet âge comme fiable. Plus récemment, un âge à 565-570 Ma a été obtenu par la méthode $^{39}\text{Ar}/^{40}\text{Ar}$ sur les amphiboles et les biotites (Dallmeyer *et al.*, 1991), âge qui date le passage de l'intrusion à une température inférieure à 500 °C.

Formations volcaniques et métamorphiques

Formation de Lanvollon

Cette formation affleure principalement dans la partie sud de la feuille. Elle se compose du Membre du Roselier (amphibolites) et du Membre de Lannion—Pléguen constitué d'une part de leptynites, et d'autre part de volcanites acides interprétées comme l'équivalent non métamorphique des leptynites. À l'échelle cartographique, les membres du Roselier et de Lannion—Pléguen forment deux entités distinctes : l'une basique et située au Sud, et l'autre acide et située au Nord. Néanmoins, on note, au sein du Membre du Roselier, l'existence de lentilles hecto- à kilométriques de roches acides en tous points comparables aux leptynites du Membre de Lannion—Pléguen. Réciproquement, des lentilles d'amphibolites peuvent être cartographiées au sein des leptynites. De même, à l'échelle de l'affleurement, des amphibolites et leptynites se trouvent parfois étroitement associées. Il en est ainsi dans la carrière de Coat-Men au SSW du bourg de Tréméven : les roches acides à intermédiaires, dominantes, alternent avec des amphibolites en lits centimétriques à décimétriques. Ces observations suggèrent la mise en place des formations acide et basique au cours d'une même période d'activité magmatique et justifient leur réunion dans une même formation. Dans la carrière de Coat-Men, on observe d'assez nombreux dykes décimétriques à métriques de roches basiques ; localement, deux générations peuvent être reconnues. Ces roches présentent les mêmes paragenèses métamorphiques, aussi les incluons nous dans la Formation de Lanvollon. Ces dykes témoignent de la succession de différents épisodes de magmatisme basique, antérieurement au métamorphisme.

La Formation de Lanvollon est surmontée par la Formation de Binic qui repose indifféremment et sans disharmonie structurale sur l'une ou l'autre des membres, Roselier ou Lannion—Pléguen. Cette disposition implique que la transition Roselier/ Lannion est un passage latéral témoignant du fonctionnement simultané de centres éruptifs basique et acide.

Au Nord, la Formation de Lanvollon est en contact stratigraphique avec la Formation de La Roche-Derrien et du Minard. Au Sud-Ouest, elle bute contre le dôme migmatitique. Au Sud, elle est bordée par l'intrusion de Squiffiec. Les leptynites du Membre de Lannion—Pléguen sont intrudées par la diorite de Saint-Quay-Portrieux (Ryan et Roach, 1975 ; Rabu *et al.*, 1983). Par contre, les relations avec la tonalite de Plouha restent indéterminées.

Les leptynites de la Formation de Lanvollon ont été datées à 588 ± 11 Ma par C. Guerrot (*cf.* plus loin).

bδ. **Membre du Roselier : amphibolites.** Il s'agit de roches métamorphiques relativement homogènes, généralement à grain fin et bien foliées et donc faciles à déliter lorsqu'un peu altérées, de couleur dominante vert clair à vert sombre presque noir. Elles sont composées essentiellement d'amphiboles allongées et de plagioclases en moindre proportion. On distingue parfois une alternance (rubanement) de niveaux millimétriques noirs et blancs indiquant des variations de la proportion d'amphiboles et de plagioclases. Localement s'intercalent des faciès à plus gros grain abondamment représentés dans la partie nord-est de la zone d'affleurement, entre Saint-Clet et Plouëc-du-Trieux. La grande carrière de Tressigneaux, au Sud du bourg éponyme, fournit les meilleurs affleurements. De nombreux affleurements de bonne qualité existent par ailleurs, par exemple dans une zone située entre les bourgs de Trévère et de Tressigneaux. En dehors de la carte, sur la feuille Saint-Brieuc, les amphibolites affleurent en bord de mer, au niveau notamment de la pointe du Roselier d'où est tiré le nom du membre.

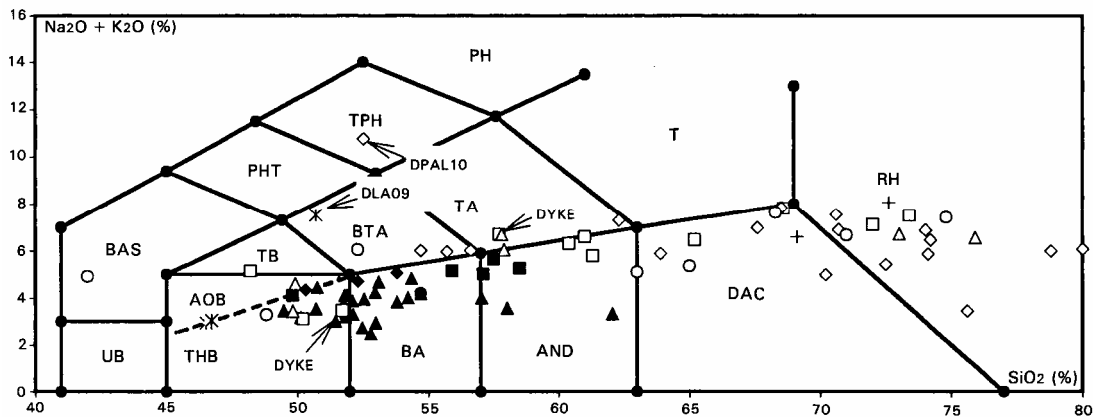
Les amphibolites se localisent essentiellement dans le Sud de la feuille au niveau d'une bande WNW-ESE qui se poursuit largement sur la feuille Guingamp. Parmi les nombreuses intercalations d'amphibolites présentes au sein des leptynites, seule une minorité est cartographiable. Les amphibolites sont affectées par la même déformation que les formations qui les entourent et aucun contact tectonique n'a été reconnu.

Les amphibolites fines (faciès dominant) sont considérées comme d'anciennes laves basaltiques à andésitiques (*cf.* ci-dessous). Des laves en coussins (pillow lavas) ont été décrites sur la carte Saint-Brieuc au Nord de cette ville (Rabu *et al.*, 1983 ; Brun et Balé, 1990), mais aucune structure de ce type n'a été reconnue sur le territoire de la feuille présentée ici. Dans certaines amphibolites à grain moyen et relativement peu déformées, la texture doléritique est reconnaissable.

Géochimie. Des études pétrographiques et géochimiques du Membre du Roselier ont été effectuées par B. Cabanis (1986), B. Cabanis *et al.* (1986) et R.A. Roach *et al.* (1990) en baie de Saint-Brieuc, dans les secteurs de la pointe du Roselier et de la pointe d'Hillion (feuille Saint-Brieuc). Dans le cadre du projet scientifique « Cadomien », un échantillonnage a été réalisé dans la grande carrière de Tressigneaux et dans une petite carrière abandonnée près de Goudelin, ainsi que sur la feuille Saint-Brieuc près de la pointe du Roselier (Port-Martin) (analyses en annexe III-1).

B. Cabanis (1986), B. Cabanis *et al.* (1986) et R.A. Roach *et al.* (1990) concluent au caractère basaltique à andésitique, subalcalin et tholéiitique du Membre du Roselier.

Dans le diagramme SiO_2 vs $\text{Na}_2\text{O} + \text{K}_2\text{O}$ (fig. 3a) (Macdonald et Katsura, 1964 ; Irvine et Baragar, 1971 ; Le Maitre, 1989), les échantillons se définissent comme subalcalins et de composition basaltique à andésitique acide ($\text{SiO}_2 = 47-62\%$), avec une forte proportion de

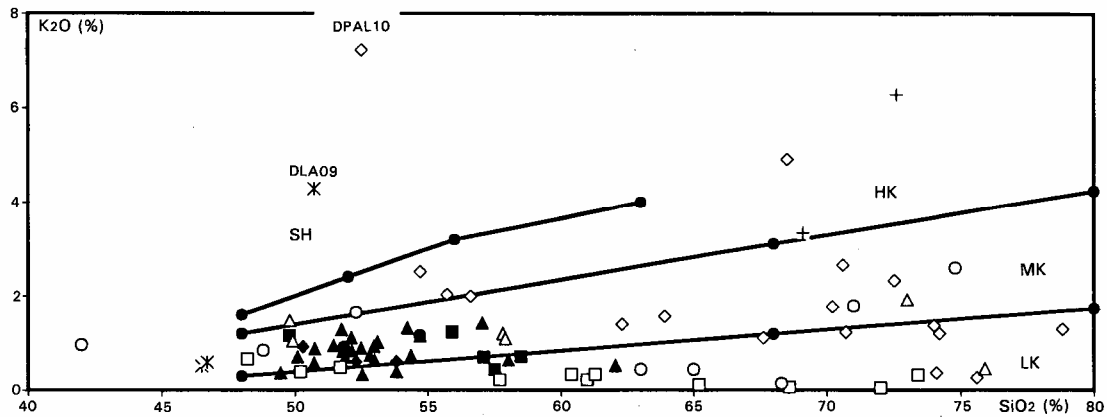


Les symboles pleins matérialisent les analyses des amphibolites du Membre du Roselier et les symboles vides, les roches du Membre de Lanion-Pléguien. Carré plein - carrière de Tressigneaux ; losange plein - carrière de Goudelin ; rond plein - plage de Port-Martin (hors carte) ; triangle plein - pointe du Roselier (hors carte) ; carré vide - carrière de Coat-Men ; losange vide - plage du Palus ; triangle vide - pointe de Plouha ; rond vide - plage Bonaparte ; croix - coupe de la voie ferrée au Nord de Pontrieux ; astérisques - dolérites de la carrière de Tressigneaux. Les dykes amphibolitisés de la carrière de Coat-Men ont été signalés (notés "DYKE"). Deux échantillons à affinité lamprophyrique ont été signalés : une dolérite de Tressigneaux (DLA09) et un gneiss basique biotitique de la plage du Palus (DPAL10).

Les champs sont indexés comme suit (d'après Le Maître *et al.*, 1989) : UB - lavas ultrabasiques ; BAS - basanites ; PHT - téphrites phonolitiques ; TPH - phonolites téphritiques ; PH - phonolites ; TB - trachy-basaltes ; BTA - trachy-andésites basaltiques ; TA - trachy-andésites ; T - trachytes ; AOB - basaltes alcalins à olivine ; THB - basaltes tholéitiques ; BA - basaltes andésitiques ; AND - andésites ; DAC - dacites ; RH rhyolites. La ligne en tirets sépare les basaltes alcalins et subalcalins.

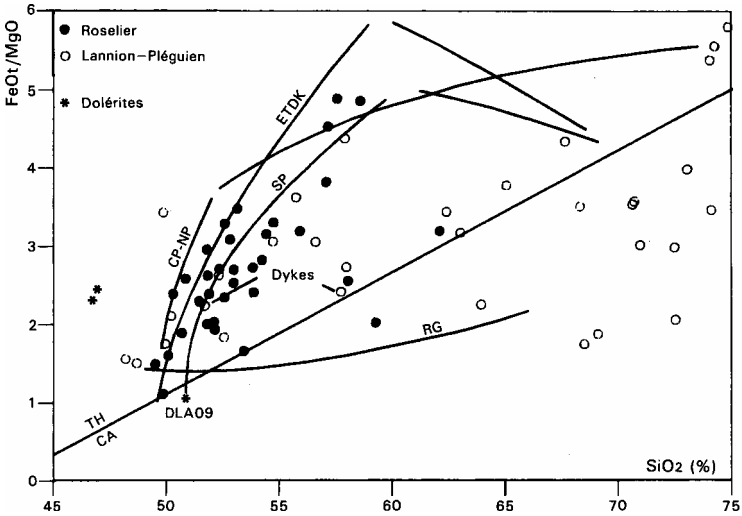
Fig. 3a - Diagramme SiO₂ vs Na₂O + K₂O

(Le Maître, 1989 ; Macdonald et Katsura, 1964 ; Irvine et Baragar, 1971)
pour les roches de la Formation de Lanvollon et les dolérites de la carrière de Tressigneaux



Mêmes symboles que dans la fig. 3a. LK - séries faiblement potassiques ; MK - séries moyennement potassiques ; HK - séries fortement potassiques ; SH - séries shoshonitiques

Fig. 3b - Diagramme SiO₂ vs K₂O
(Peccerillo et Taylor, 1976 ; Le Maitre, 1989)



Les membres du Roselier et de Lannion-Pléguen ont été distingués.

TH - champ des séries tholéitiques ; CA - champ des séries calco-alcalines. Les courbes indexées matérialisent les lignées d'évolution chimique de laves de différentes provinces tholéitiques continentales ; ETDK - Etendeka (province du Karoo ; d'après Erlank *et al.*, 1984) ; RG - Rio Grande (d'après Basaltic Volcanism Study Project, 1981 et McMillan et Dungan, 1986) ; CP-NP - Centre et Nord Parana (d'après Piccirillo *et al.*, 1988) ; SP - Sud Parana (d'après Piccirillo *et al.*, 1988).

Fig. 4 - Diagramme SiO₂ vs FeO_t/MgO
(Miyashiro, 1974 ; Gill, 1981) pour les roches de la Formation de Lanvollon
et les dolérites de Tressigneaux

roches basaltiques et andésito-basaltiques ($\text{SiO}_2 < 57\%$). En raison de la mobilité des éléments alcalins (Na et K), cette conclusion doit être prise avec réserve. Il semble toutefois peu probable que le métamorphisme et l'altération aient provoqué un glissement général des amphibolites du champ alcalin vers le champ subalcalin.

Dans le diagramme SiO_2 vs FeO_t/MgO (Miyashiro, 1974 ; Gill, 1981) (fig. 4), l'ensemble des échantillons sauf un se place dans le champ tholéiitique, à l'écart du champ calco-alcalin.

Dans le diagramme FeO_t/MgO vs TiO_2 (Miyashiro, 1974 ; Bébien, 1980) (fig. 5), les analyses se placent à l'écart du champ des séries liées aux zones de subduction (marges actives et arcs insulaires). L'augmentation corrélative de la teneur en titane et du rapport FeO_t/MgO exclut une affinité calco-alcaline.

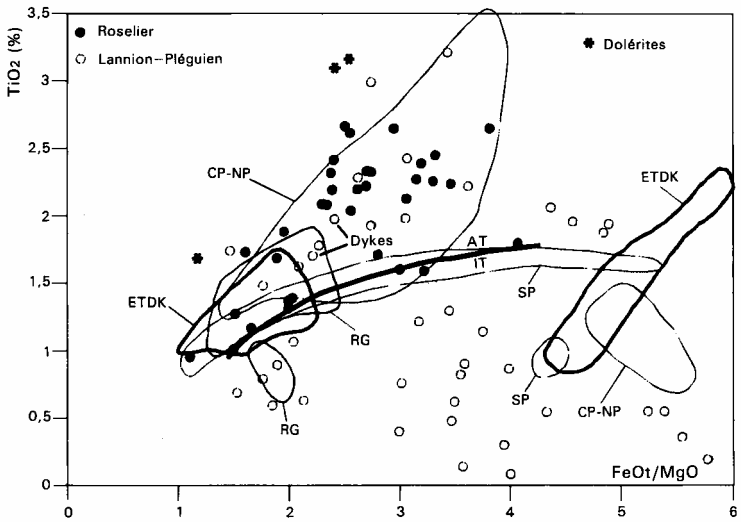
B. Cabanis (1986), B. Cabanis *et al.* (1986) et R.A. Roach *et al.* (1990) apparentent les amphibolites du Roselier aux tholéiites continentales. Cette conclusion est justifiée à la fois par les teneurs élevées en TiO_2 , qui distinguent le Membre du Roselier des séries tholéiitiques liées aux arcs insulaires (fig. 5), et par la relative variabilité des compositions, des termes basiques vers des termes intermédiaires, qui l'oppose au caractère quasi strictement basaltique des séries tholéiitiques liées aux bassins océaniques (MORB).

Pétrographie. Les amphibolites présentent généralement une texture métamorphique de type nématoblastique. Elles contiennent toujours de l'amphibole verte, du plagioclase et du sphène. D'autres phases minérales sont irrégulièrement observées : quartz, épidote, clinopyroxène (près de l'ensemble migmatitique), grenat. La biotite, décrite dans les amphibolites du secteur de la pointe du Roselier (feuille Saint-Brieuc), est absente ou très rare dans les amphibolites de la carte Pontrieux—Étables-sur-Mer.

La composition chimique des amphiboles (annexe I-5) et des plagioclases est variable. Au Sud, les analyses d'amphiboles indiquent une composition d'hornblende pargasitique ferrifère, de ferrotschermakite ou de tschermakite. Ces amphiboles sont associées à un plagioclase de type andésine ou labrador et localement au grenat (60-62% almandin, 20-21 % grossulaire, 8-9% spessartine, 8,6% pyrope). Plus au Nord, l'amphibole est de la magnésio-hornblende et le plagioclase de l'oligoclase ou de l'andésine. Ces variations traduisent un gradient régional (voir « Conditions de formation des entités géologiques »). L'épidote synfoliale est absente ou abondante ; sa répartition cartographique est très irrégulière ; elle ne semble pas traduire une zonation régionale du degré métamorphique.

Des transformations métamorphiques mineures, postérieures ou métamorphisme principal, se manifestent par une séricitisation et/ ou une saussuritisation du plagioclase et par une chloritisation locale et partielle de l'amphibole.

Déformation. En général, les amphibolites sont régulièrement et franchement foliées. L'intensité de la déformation est cependant variable : on distingue localement des faciès mylonitiques mais aucune



Même symboles que dans la fig. 4

AT - champ des séries mises en place dans les domaines anorogéniques

IT - champ des séries mises en place dans les domaines orogéniques

Fig. 5 - Diagramme FeOt/MgO vs TiO₂

(Miyashiro, 1974 ; Bébien, 1980) pour les roches de la Formation de Lanvollon et les dolérites de Tressigneaux

zone de déformation majeure n'a pu être cartographiée. La linéation est bien marquée par l'allongement des amphiboles. Des critères de cisaillement ne sont que rarement développés (quelques bandes de cisaillement de type C'). Rarement, la foliation est reprise par des plis ouverts et/ ou une schistosité très fruste associée.

bλ. Membre de Lannion—Pléguen : leptynites, volcanites

• **Faciès métamorphique : leptynites.** Sont regroupés sous ce terme différents types de roches métamorphiques à grain fin ou moyen, de couleur claire (blanc, gris, beige) avec une foliation généralement peu marquée. Les minéraux principaux sont le quartz et le plagioclase. S'y ajoutent des petits micas noirs, parfois des micas blancs et localement des amphiboles (gneiss à amphiboles). Cette lithologie est particulièrement bien visible en bord de mer, dans le secteur de la plage du Palus, dans le bourg de Pléguen et ses alentours, ainsi qu'au sein de la carrière de Coat-Men.

Les leptynites affleurent essentiellement au Nord des amphibolites du Membre du Roselier, au niveau d'une zone qui traverse la carte d'Ouest en Est. Au Nord, elles passent progressivement mais rapidement au faciès non métamorphique du même membre ou à la formation détritique sus-jacente de La Roche-Derrien et du Minard (contact localement faillé à l'Est, normal ailleurs). Ces leptynites sont recoupées par l'intrusion gabbro-dioritique de Saint-Quay-Portrieux. Les relations avec la tonalite de Plouha, également affleurante au sein des leptynites, restent indéterminées. À l'Est, ces leptynites sont surmontées par la Formation de Binic. On notera qu'au Nord de la plage du Palus, jusqu'à la tonalite de Plouha, nous n'avons vu aucune variation de faciès permettant de distinguer deux formations comme cela a été proposé (Balé, 1988).

Pétrographie. Trois faciès pétrographiques principaux, non distingués cartographiquement, ont été identifiés :

— faciès à grain moyen, à quartz + plagioclase + biotite, à texture granoblastique à granolépido-blastique : le quartz et le plagioclase forment une texture à peu près équante et isogranulaire sur laquelle se surimposent de petits cristaux orientés de biotite, brune ou verte. La proportion variable des biotites influence donc le degré d'anisotropie de la roche. Ce faciès est prépondérant ;

— faciès à grain moyen, localement grossier, à plagioclase + quartz + amphibole verte, à texture granonématoblastique. Ce faciès n'est représenté qu'en quelques secteurs dispersés, dont la carrière de Coat-Men ;

— faciès à phénocristaux millimétriques (sub)automorphes de plagioclase (albite) et plus rarement de quartz, dans une matrice fine généralement recrystallisée à plagioclase, quartz et micas (biotite et surtout muscovite synfoliales). Ce faciès caractérise d'anciennes laves acides porphyriques. Il se rencontre le long des bordures septentrionale et orientale des leptynites, près du contact avec les formations sédimentaires détritiques sus-jacentes. À l'écart des zones faillées, le passage à ces formations détritiques se fait d'ailleurs de manière pro-

gressive avec une zone de transition où les laves à phénocristaux et les formations détritiques sont intercalées.

À ces faciès acides s'ajoutent localement des amphibolites sous forme de passées décimétriques alternant avec les leptynites, ou sous forme d'unités pluridécimétriques sécantes sur les alternances précédentes et représentant des dykes amphibolitisés avec leur encaissant (carrière de Coat-Men). Ces dykes antémétamorphes doivent être distingués des dolérites non métamorphiques décrites plus loin (« Roches plutoniques et filoniennes d'âge indéterminé »).

Par ailleurs, des métasédiments représentés par des roches très micacées à mica blanc + quartz ± biotite ± grenat s'observant localement au sein des leptynites. Ces intercalations cartographiques sont dues à la fois aux alternances stratigraphiques citées ci-dessus et à l'importance tectonique plicative régionale.

Enfin, des venues pegmatitiques rapportées au leucogranite de Pabu sont régulièrement observées au sein du Membre de Lannion—Pléguin, à l'Ouest et au Sud-Ouest de la terminaison occidentale de l'intrusion de Saint-Quay-Portieux.

Âge. L'âge des leptynites a été récemment déterminé par C. Guerrot avec la méthode de datation Pb/Pb par évaporation directe du Pb sur monozircon. L'échantillonnage a été effectué dans le faciès de leptynites à amphibole verte de la carrière de Coat-Men. Sept cristaux de zircon ont été analysés (annexe II-3), parmi lesquels deux ont donné deux paliers de température. Les deux paliers obtenus sur le zircon A sont d'âge identique et déterminés avec une bonne précision. Le premier palier basse température du zircon F donne un âge légèrement inférieur à la moyenne des autres zircons et n'a pas été retenu pour le calcul de l'âge (annexe II-1). À partir des sept zircons analysés, correspondant à huit paliers d'enregistrement, 372 rapports isotopiques sont conservés pour le calcul de l'âge moyen des zircons (annexe II-2). Cet âge est de 588 ± 11 Ma et correspond à l'âge de cristallisation de la roche. Aucun héritage n'est observé au sein des zircons analysés.

Géochimie. Dans le cadre du projet « Cadomien », des analyses chimiques ont été effectuées sur des roches provenant de quatre secteurs : la carrière de Coat-Men, et de part et d'autre de la tonalite de Plouha, le long des plages de Bonaparte et du Palus, ainsi qu'à la pointe de Plouha (analyses en annexe III-2). Dans les quatre secteurs, l'échantillonnage effectué couvre une large gamme de compositions, des termes basiques vers les termes acides. À l'affleurement, les roches nettement siliceuses sont toutefois largement dominantes. Deux dykes amphibolitisés de la carrière de Coat-Men ont été analysés.

Dans le diagramme SiO_2 vs $\text{Na}_2\text{O} + \text{K}_2\text{O}$ (fig. 3a), la majorité des roches basiques ($\text{SiO}_2 \leq 52$ %) et acides ($\text{SiO}_2 \geq 63$ %) se localise dans le champ des laves subalcalines. Elles se définissent comme des basaltes tholéïtiques, des dacites et des rhyolites. Une proportion non négligeable des roches intermédiaires se place dans les champs des trachy-andésites basaltiques et trachy-andésites, ce qui suggère une affinité plus alcaline. L'échantillon DPAL10, prélevé le long de la plage du Palus, se distingue nettement par sa position dans le champ des phonolites téphritiques. Le diagramme SiO_2 vs K_2O (Peccerillo et

Taylor, 1976 ; Le Maitre, 1989) (fig. 3b) illustre la grande variabilité de la teneur en potassium des roches acides et intermédiaires. Elles se dispersent entre les champs faiblement, moyennement et fortement potassiques. Les roches basiques apparaissent généralement moyennement potassiques. L'échantillon DPAL10, très riche en K_2O , se définit comme une shoshonite. Dans les roches intermédiaires, la teneur en potassium est corrélative de la proportion de biotite. Dans DPAL10, la biotite est le seul minéral ferromagnésien, tandis que dans les échantillons fortement potassiques de la plage du Palus, la biotite et l'amphibole coexistent.

Dans les roches volcaniques récentes, K_2O est généralement bien corrélé à certains éléments traces tels Th ou La. De telles corrélations ne s'observent pas pour les leptynites du Membre de Lannion—Pléguien, ce qui suggère que le métamorphisme, ou plus généralement, l'altération postérieure à la mise en place, a provoqué une redistribution totale du potassium. En particulier, cet élément a pu être préférentiellement fixé dans les roches intermédiaires du fait de la stabilité de la biotite. La forte proportion de roches nettement siliceuses (métarhyolites et métadacites) suggère néanmoins une affinité subalcaline pour le magmatisme originel.

Dans le diagramme FeO_t/MgO vs SiO_2 (fig. 4), la quasi-totalité des roches basiques et intermédiaires ($45 \% \leq SiO_2 \leq 63 \%$) se place dans le champ tholéiitique, mais une partie des roches de composition dacitique à rhyolitique se définit comme calco-alcaline. Les termes les moins siliceux ($SiO_2 < 55 \%$) occupent une position comparable à celle des amphibolites du Membre du Roselier.

Dans le diagramme TiO_2 vs FeO_t/MgO (fig. 5), les roches les moins siliceuses ($FeO_t/MgO < 3$) se placent généralement à l'écart du champ des laves associées aux zones de subduction. L'analogie avec les amphibolites du Membre du Roselier, et le caractère tholéiitique (augmentation corrélative de TiO_2 et FeO_t/MgO) apparaissent là encore nettement. Inversement, la grande majorité des roches à rapport FeO_t/MgO élevé, de composition généralement acide (cf. fig. 4), se place dans le champ des laves liées aux zones de subduction.

Dans les différents diagrammes, les deux analyses sur les dykes amphibolitisés de la carrière de Coat-Men ont été repérées par un symbole propre. Elles ne se distinguent pas de celles des amphibolites des membres de Lannion—Pléguien et du Roselier.

Les faciès métamorphiques du Membre de Lannion—Pléguien présentent donc une association particulière de roches basiques à intermédiaires tholéiitiques, comparables à celles du Membre du Roselier, et de termes acides calco-alcalins. Le contexte géotectonique possible de mise en place d'une telle association magmatique sera examiné dans le chapitre « Conditions de formation des entités géologiques ».

Déformation, métamorphisme. Les leptynites, souvent peu micacées, présentent une foliation et une linéation généralement peu marquées. Celles-ci sont plutôt mieux développées dans le faciès à phénocristaux qui sont alors moulés par la foliation. Des faciès mylonitiques ont été reconnus de place en place. Là encore, les critères de cisaillement sont rarement observés.

Localement, au Nord de la plage du Palus, la foliation est intensément plissée et transposée dans une nouvelle foliation subhorizontale sur une distance pluridécamétrique à (pluri) hectométrique. Les deux foliations sont soulignées par la même paragenèse et traduisent le caractère subcontemporain des deux déformations. Au Nord de la plage du Palus, on observe également des failles normales mésoscopiques qui reprennent la foliation.

Le métamorphisme subi par les leptynites se marque essentiellement par la cristallisation orientée (synfoliale) de la biotite brune ou verte partiellement chloritisée et par la recristallisation du quartz et du plagioclase. S'ajoutent localement du mica blanc ou du grenat. Dans les faciès métasédimentaires intercalés, la foliation est soulignée par de la muscovite, de la biotite et du quartz, et moule légèrement des grenats (46% spessartine, 34% almandin, 6% pyrope, 4-14% grossulaire, 2-8% andradite) partiellement remplacés par du quartz. En bord de mer, au Nord de l'intrusion de Saint-Quay-Portrieux, le métamorphisme de contact a provoqué la cristallisation de sillimanite et de cordiérite (Ryan et Roach, 1975 ; Rabu *et al.*, 1983).

• **Faciès non métamorphique : volcanites de chimisme acide à intermédiaire.** On regroupe sous cette appellation différents types de roches présentant des aspects variés. Il s'agit de roches ternes de couleur homogène ou non, gris clair, beige, kaki ou verdâtre. On peut y observer à l'œil nu des structures circulaires millimétriques ainsi que des petits éléments peu nets de formes plus anguleuses, représentant des minéraux (feldspaths) ou des fragments de roches dans un fond (pâte) à grain très fin. Une schistosité ne se développe que très localement. De beaux affleurements de ces roches sont visibles sur plus d'un kilomètre, le long du Trieux et de la voie ferrée qui le longe, au Nord de Pontrieux.

Ce membre affleure essentiellement selon une zone lenticulaire plurikilométrique allongée à peu près en E-W, au cœur de la Formation de La Roche-Derrien et du Minard, au Nord de Pontrieux.

Pétrographie. D'après C. Alsac qui en a effectué l'étude microscopique, on distingue parmi ces roches des tufs acides clairement dominants, des laves rhyolitiques, des laves et cinérites andésitiques, des microdiorites quartziques et des brèches.

Les tufs acides sont cendreaux. Les phénocristaux qui les composent sont essentiellement l'albite et le quartz rhyolitique, éventuellement accompagnés de feldspath potassique ou sodocalcique, d'opaques ou d'apatite. Le plagioclase est partiellement séricitisé et parfois abondamment carbonatisé. Les différents fragments lithiques observés dans ces tufs sont constitués de : sphérolites quartzo-feldspathiques, laves et tufs acides, laves andésitiques ou basiques (?), flammes acides variées, ponces, fragments très silicifiés. La mésostase est composée de quartz et feldspath en assemblage cryptocristallin, de séricite, pistacite, chlorite.

Une lave acide a été clairement reconnue (au microscope) en un point. Il s'agit d'une lave rhyolitique vitreuse peut-être perlitique, à lithophyses (?). On y distingue du feldspath probablement alcalin,

une pâte à dominante quartzreuse et à grain très fin et des phyllites (chlorite et micas blanc) dispersées ou concentrées dans des plages ou des fissures.

Les laves andésitiques présentent une texture microlitique à légère tendance porphyrique, éventuellement amygdalaire. Les phénocristaux ont une composition d'albite, ils sont parfois totalement carbonatisés. La mésostase est composée de microlites d'albite, de chlorite, d'opagues de séricite et de quartz dans une pâte cryptocristalline. Les amygdales sont constituées de carbonate, de quartz, de chlorite et d'opagues.

Géochimie. Deux roches acides ont été prélevées pour analyse chimique de long de la voie ferrée bordant le Trieux au Nord de Pontrioux (analyses en annexe III-2). Dans le diagramme SiO_2 vs $\text{Na}_2\text{O} + \text{K}_2\text{O}$ (fig. 3a) ; les deux échantillons se distribuent entre le champ des rhyolites et celui des dacites. Dans le diagramme SiO_2 vs K_2O (fig. 3b), ils se définissent comme fortement potassiques. Ces roches présentent une teneur en SiO_2 et une somme $\text{Na}_2\text{O} + \text{K}_2\text{O}$ comparables à celles des leptynites (fig. 3a) ; de même, leurs teneurs en Th ou La se placent dans la gamme de celles des leptynites. Néanmoins, elles sont généralement plus riches en K_2O (fig. 3b). Ces observations suggèrent une fixation préférentielle du potassium, vraisemblablement sous l'effet de la stabilité de la séricite. Dans le diagramme SiO_2 vs FeO_t/MgO (fig. 4), les analyses se placent dans le champ calco-alcalin. Les rapports FeO_t/MgO sont bas, dans la partie inférieure de la gamme mesurée dans les leptynites de la plage du Palus. Dans le diagramme FeO_t/MgO vs TiO_2 (fig. 5), les deux échantillons se placent dans le champ des laves associées aux zones de subduction et au voisinage de deux roches du secteur de la plage du Palus.

Ces données géochimiques préliminaires sont compatibles avec une corrélation entre ces roches volcaniques et les leptynites, et à leur regroupement au sein d'une même entité (Membre de Lannion—Pléguen).

Déformation, métamorphisme. Les volcanites sont affectées par une déformation globalement faible et hétérogène concentrée au niveau de zones de puissance mésoscopique au sein desquelles la déformation est parfois intense. Cette déformation s'est produite dans de faibles conditions métamorphiques matérialisées par une abondante cristallisation de mica blanc sériciteux associé à des chlorites et des phyllites argileuses.

Formation de Paimpol

Nous avons distingué au sein de la Formation de Paimpol, des metabasaltes (Membre de Guilben, correspondant aux « spilites de Paimpol » des auteurs) et des métavolcanites acides (Membre de Minihy—Tréguier). Les alternances des deux faciès observées localement à l'échelle mésoscopique justifient le regroupement des deux membres au sein d'une même formation.

La Formation de Paimpol affleure principalement au niveau d'une mince bande E-W à la bordure nord de la carte. Elle est plus déve-

loppée sur le territoire de la feuille Tréguier où elle est désignée sous l'appellation de « spilites de Paimpol ». Là, sur sa bordure nord, elle est en contact avec les tufs de Tréguier, et B. Auvray et P. Maillet (1977) et B. Auvray (1979) regroupent les deux unités dans une même « série sud-trégorroise ». Des observations effectuées dans la vallée du Trieux (feuille Tréguier) nous amènent à réviser cette interprétation. En effet, dans ce secteur, le contact entre les tufs et les spilites est marqué par une zone de faille et des faciès variés : gabbros à texture de cumulat, filons divers. Les deux unités, lithologiquement bien distinctes, se trouvent donc en contact anormal.

Des lentilles décamétriques à plurikilométriques du faciès metabasaltique de la Formation de Paimpol apparaissent plus au Sud, au sein de la Formation de La Roche-Derrien et du Minard, à la faveur notamment de structures anticlinales, ou des volcanites du Membre de Lannion—Pléguien, (vallée du Trieux).

La Formation de Paimpol est surmontée par les sédiments détritiques de la Formation de La Roche-Derrien et du Minard. Le contact, stratigraphique, est visible en bordure du Grand-Mez du Goëlo où la formation détritique, affleurante sur quelques mètres carrés, repose sur les metabasaltes spilites avec un fort pendage vers le Sud. De même, localement, nous avons observé des blocs de basalte remaniés dans les sédiments sus-jacents. Néanmoins, dans certains secteurs, des passées de basaltes se trouvent intercalées dans les sédiments de la base de la Formation de La Roche-Derrien et du Minard, ce qui prouve la contemporanéité partielle des deux formations. Sur le territoire de la feuille Tréguier, dans le secteur de la pointe de Guilben, des figures de polarité dans les coulées en coussins situent le haut de la série vers le Sud.

La localisation de la Formation de Paimpol à la base de la Formation de La Roche-Derrien et du Minard lui confère la même position stratigraphique que le Membre de Lannion—Pléguien. Toutefois, un certain nombre d'arguments indirects, que nous développerons plus loin (« Conditions de formation des entités géologiques »), nous amènent à penser que les volcanites, essentiellement basiques, de la Formation de Paimpol se sont épanchées, au moins en partie, après les laves acides du Membre de Lannion—Pléguien. Un essai de datation de la Formation de Paimpol permettra de préciser ce problème.

bβ. Membre de Guilben : metabasaltes. Ces roches, dominantes au sein de la formation, sont le plus souvent massives et à grain très fin (on ne distingue pas les minéraux à l'œil nu). La couleur est gris-vert pâle à sombre et violacé. Le trait le plus caractéristique est la présence d'une structure « en coussins » ou « pillows ». Un très bel exemple est visible juste à l'Est de Paimpol sur la pointe de Guilben (carte Tréguier), constituée entièrement par la formation du même nom. La roche, à texture volcanique franche (plus ou moins porphyrique mais à matrice toujours aphyrique et vacuolaire), se débite en « boules » aplaties décimétriques (les « coussins »). Une telle structure est carac-

téristique d'un épanchement des laves originelles en milieu sous-marin (ou, tout au moins, sous-aquatique).

B. Auvray *et al.* (1976) ont reconnu quatre faciès principaux alternant les uns avec les autres :

— des coulées massives (roches à texture intergranulaire, rarement microlitique) ;

— des coulées en coussins ou pillow lavas (roches à texture microlitique fissurale, sphérolitique, etc.) souvent très vacuolaires ;

— des brèches à aspect scoriacé contenant, dans un ciment tuffacé, des fragments de lave, parfois même des coussins entiers ;

— des tufs massifs, des roches à aspect de schalstein, des jaspes représentant des produits volcaniques et sans doute volcano-sédimentaires. Ces différentes roches constituent fréquemment le ciment ou la matrice entre les coussins (dans les pillow lavas).

Cette description couvre une partie des faciès de la feuille Pontrioux-Étables-sur-Mer. Nous y avons observé un faciès basique supplémentaire représenté par des roches aphyriques lie-de-vin à vert clair, souvent intensément feuilletées et qui pourraient correspondre à d'anciennes projections volcaniques fines et peu soudées (tufs centraux ou cinérites). Ces faciès affleurent largement dans les vallées du Trieux et du Jaudy, au contact de la Formation de La Roche-Derrien et du Minard. Ils peuvent renfermer des amygdales millimétriques à centimétriques de calcite. Ils passent insensiblement aux « brèches à aspect scoriacé » dans lesquelles les fragments de lave, ovoïdes et vacuolaires, ont un aspect de microcoussins. Ce caractère nous amène à interpréter ces brèches comme des émissions pyroclastiques de cendres et de ponces basaltiques.

Ces unités peuvent être assez puissantes (> 10 m). Elles encaissent des niveaux métriques à plurimétriques à structure en coussins qui représentent vraisemblablement des coulées intercalées dans les projections pyroclastiques. Sur le territoire de la carte, les faciès pyroclastiques dominent assez nettement sur les faciès laviques.

Le débit en coussins des laves atteste d'une mise en place en milieu sous-aquatique, mais le caractère très vacuolaire et l'importance des pyroclastites suggèrent une émission sous une épaisseur d'eau modérée.

Aux différents types de roches décrits ci-dessus s'ajoutent deux types de faciès filoniens :

— des filons basaltiques, d'épaisseur décimétrique à métrique, à texture doléritique, sécants (dykes?) sur les unités pyroclastiques basiques ou acides (*cf.* paragraphe suivant). Le long du Jaudy, à l'Est de Traou-Miguel, on observe un puissant niveau de dolérite qui pourrait représenter une coulée massive ou un corps intrusif (sill ou dyke) ;

— des filons d'épaisseur décimétrique à métrique de roches porphyriques claires, roses à beiges, dans lesquels les phénocristaux de feldspath sont bien visibles à l'œil nu. Ces faciès sont bien représentés sur la pointe de Guilben (face sud). Ils sont de nature intermédiaire à acide (voir ci-dessous). En plusieurs endroits, le long de la pointe de Guilben,

ces filons recoupent les dykes doléritiques décrits ci-dessus. Ils présentent une direction moyenne N120 à N140 et un fort pendage vers le Sud ou le Nord. Localement, ils apparaissent concordants sur la schistosité et eux-mêmes schistosés. Certains ont un contour chaotique : ils présentent des apophyses injectées dans l'encaissant basaltique et renferment des fragments de cet encaissant. Le long du Trieux, au Nord du Membre de Guilben (feuille Tréguier), de tels filons sont sécants sur la zone bréchifiée complexe marquant le contact entre les metabasaltes et les « tufs de Tréguier ». Ces filons apparaissent donc antérieurs à synchrones de la déformation régionale, mais postérieurs à l'accotement tectonique entre la Formation de Paimpol et les tufs de Tréguier.

Pétrographie. D'après B. Auvray (1979), les metabasaltes du Membre de Guilben présentent une composition minéralogique constante à albite, chlorite, quartz, pistachite, clinozoïsite, sphène, et opaques (ilménite, titano-magnétite) constituant la paragenèse fondamentale. Elle définit ces roches comme des « spilites ». Selon les types, il s'y ajoute de l'augite, de l'actinote, de la hornblende verte, de la calcite, du leucoxène, de la pyrite, de la calcédoine, de l'apatite et du rutile.

Quelques lames minces supplémentaires de metabasaltes ont été étudiées. Aucune ne contient de l'augite. Dans tous les cas, la dégradation de la paragenèse magmatique apparaît totale : la matrice et les minéraux ferromagnésiens originels sont recristallisés en minéraux métamorphiques de basse température (albite, épidote, chlorite, leucoxène, mica blanc, quartz, carbonate et parfois actinote) et les cristaux de plagioclase sont séricitisés ou saussuritisés. Ces transformations traduisent un métamorphisme hydrothermal (spilitisation).

En lame mince, les dykes intermédiaires à acides présentent des textures de laves, ils sont généralement porphyriques. Les phénocristaux les plus abondants sont des plagioclases automorphes et des petits opaques. Les échantillons les plus clairs contiennent des quartz. Les fragments bréchiques basaltiques sont chloritisés. La matrice est souvent altérée et orientée. Toutefois, un échantillon de composition rhyolitique présente un fond perlitique recristallisé en gerbes radiaires quartzo-feldspathiques (sphérolites).

Géochimie. L'étude géochimique du Membre de Guilben a été effectuée par B. Auvray et P. Maillet (1977), B. Auvray (1979) et reprise par B. Cabanis (1986). B. Auvray note de fortes analogies entre les différents types de volcanites, et leur caractère essentiellement basaltique. En dépit de l'altération qui a pu entraîner une remobilisation de certains éléments (Na et Ca en particulier), B. Auvray et P. Maillet reconnaissent d'anciens basaltes riches en alumine (« high alumina basalts » de H. Kuno, 1960). Ces auteurs soulignent l'analogie entre les metabasaltes du Membre de Guilben (alors dénommé « spilites de Paimpol ») et les laves basiques associées aux zones de subduction. Cette conclusion est basée à la fois sur la richesse en Al_2O_3 et sur la relative pauvreté en TiO_2 . Enfin, B. Auvray et P. Maillet proposent d'identifier le Membre de Guilben et les tufs acides de Tréguier (carte

Tréguier), supposés sous-jacents, comme une même série volcanique, d'affinité calco-alkaline, mise en place en contexte d'arc insulaire ou de marge active. L'existence d'un contact anormal entre les deux unités nous amène à formuler quelques réserves sur cette interprétation.

Par l'étude des éléments traces, B. Cabanis (1986) précise les résultats précédents. Il conclut à l'analogie entre les « spilites de Paimpol » et les séries d'arc insulaire, tout en notant le caractère particulièrement magnésien des spilites, peu habituel dans ce type de contexte.

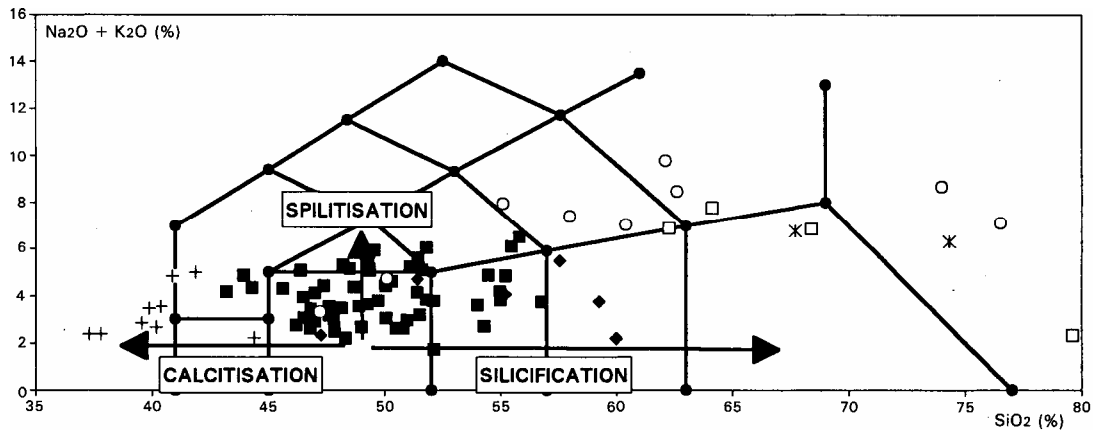
Dans le cadre du projet « Cadomien », quelques analyses nouvelles ont été effectuées (analyses en annexe III-3). Les échantillons proviennent de la pointe de Guilben (feuille Tréguier) ainsi que des secteurs d'Yvias et de Kermadec (vallée du Trieux) à l'écart de la bande principale du membre. Outre les laves acides, traitées dans un paragraphe ultérieur, nous distinguons : les metabasaltes en coulées massives, dykes (dolérites) et coulées en coussins, les tufs (pyroclastites), les faciès calcitisés qui correspondent aux pyroclastites vertes à lie-de-vin de la description précédente et au « schalstein » de B. Auvray (1979), et des faciès silicifiés, échantillonnés à la pointe de Guilben.

Dans le diagramme SiO_2 vs $\text{Na}_2\text{O} + \text{K}_2\text{O}$ (fig. 6), les échantillons apparaissent très dispersés mais cette variabilité découle vraisemblablement en grande partie de l'altération. Ainsi, les roches calcitisées se caractérisent par de faibles teneurs en SiO_2 . Inversement, les échantillons silicifiés se placent artificiellement dans les champs des dacites et rhyolites. Une large part des échantillons se place dans les champs des laves alcalines, toutefois la « spilitisation » a pu provoquer une augmentation de la teneur en Na_2O . Quoi qu'il en soit, on notera que le diagramme SiO_2 vs $\text{Na}_2\text{O} + \text{K}_2\text{O}$ montre le caractère essentiellement basaltique des roches basiques du Membre de Guilben. La principale exception concerne les tufs, dont la moitié se localise dans le champ des andésites. Ces roches analysées par B. Auvray (1979) correspondent en fait à des faciès polygéniques mêlant des fragments basiques et une matrice acide ou vice-versa.

Dans le diagramme SiO_2 vs K_2O (fig. 7), les laves les moins altérées se répartissent entre les champs faiblement et moyennement potassiques. Pour les raisons évoquées précédemment, cette observation doit être prise avec quelques réserves. On notera toutefois un très net contraste entre le caractère plutôt peu potassique des laves du Membre de Guilben et l'affinité shoshonitique à fortement potassique des dykes intermédiaires à acides qui les recoupe. Singulièrement, les échantillons calcitisés présentent des teneurs en K_2O souvent plus élevées que celles des metabasaltes.

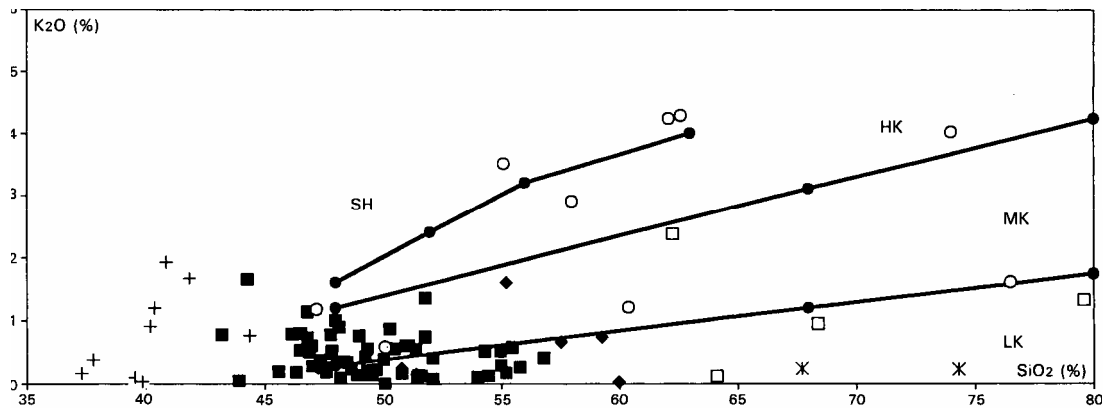
Dans le diagramme SiO_2 vs FeO_t/MgO (fig. 8), les échantillons se répartissent entre les champs tholéiitique et calco-alkalin sans définir une réelle lignée comparable à des séries actuelles de référence. En général, les laves basiques se définissent plutôt comme tholéitiques et leur faible rapport FeO_t/MgO (souvent proche de 1) est à attribuer au caractère particulièrement magnésien noté par B. Cabanis (1986).

Le diagramme FeO_t/MgO vs TiO_2 (fig. 9) est certainement le plus significatif, car construit à partir d'éléments relativement peu mobiles



Carré plein - métabasaltas du Membre de Guilben (analyses en annexe et dans Auvray, 1979 et Cabanis, 1986) ; losange plein - tufs hybrides (analyses dans Auvray, 1979) ; carré vide - basaltas silicifiés ; croix - basaltas calcitisés ; rond vide - dykes potassiques recoupant les métabasaltas de Guilben. Pour la signification des champs, voir fig. 3a. Les modifications chimiques induites par différents processus secondaires (spilitisation, calcitisation, silicification) ont été matérialisées.

Fig. 6 - Diagramme SiO₂ vs Na₂O + K₂O
 (Le Maître, 1989 ; Macdonald et Katsura, 1964 ; Irvine et Baragar, 1971)
 pour les roches de la Formation de Paimpol

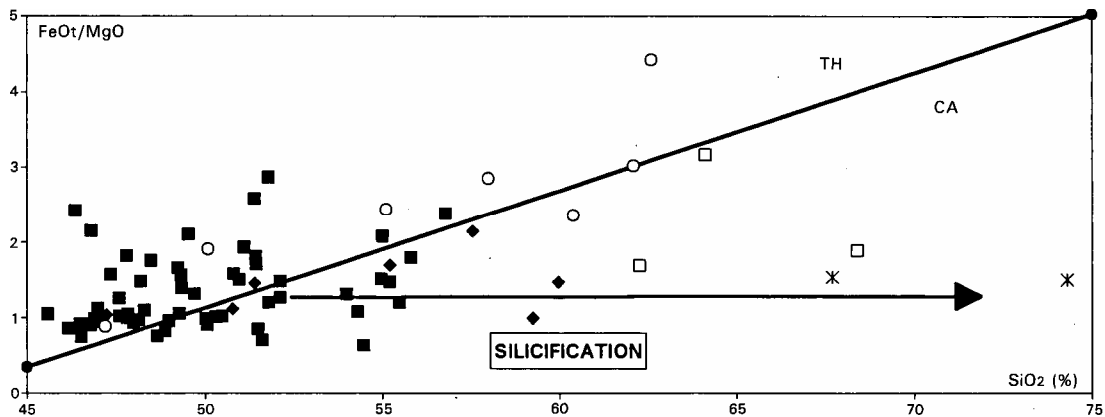


Mêmes symboles que dans la fig. 6

Pour la signification des champs, voir fig. 3b

Fig. 7 - Diagramme SiO₂ vs K₂O

(Peccerillo et Taylor, 1976 ; Le Maitre, 1989) pour les laves et dykes de la Formation de Paimpol



Mêmes symboles que dans la fig. 6

TH - champ des séries tholéiitiques ; CA - champ des séries calco-alcalines

Fig. 8 - Diagramme SiO_2 vs $FeOt/MgO$

(Miyashiro, 1974 ; Gill, 1981) pour les roches de la Formation de Paimpol

en cours des processus d'altération et de métamorphisme. Dans ce diagramme, les échantillons présentant des rapports $\text{FeO}/\text{MgO} \geq 1,5$ se placent presque systématiquement dans le champ des laves associées aux domaines orogéniques et, en cela, se distinguent nettement des amphibolites du Membre du Roselier (fig. 5). Les échantillons les plus magnésiens ($\text{FeO}/\text{MgO} < 1,5$) présentent également de faibles teneurs en TiO_2 , toutefois, dans cette gamme de valeurs (qui correspond aux basaltes les moins différenciés), il n'est pas possible de discriminer les tholéiites abyssales et les séries associées aux zones de subduction.

Déformation. Sur le territoire de la carte, les basaltes de la Formation de Paimpol ont subi une déformation globalement faible et hétérogène. Dans la majorité des cas, les basaltes sont massifs, non déformés ou affectés d'une schistosité subverticale peu pénétrative. Il existe cependant des couloirs où se localise une forte déformation. Ainsi, le Grand-Mez du Goëlo, à l'Est de Paimpol, est traversé d'une zone mylonitique N110-120 de largeur plurimétrique marquant un décrochement ductile senestre (on observe des bandes de type C). Des passées carbonatées issues des metabasaltes et du matériel volcanique acide sont présents au cœur de cette zone.

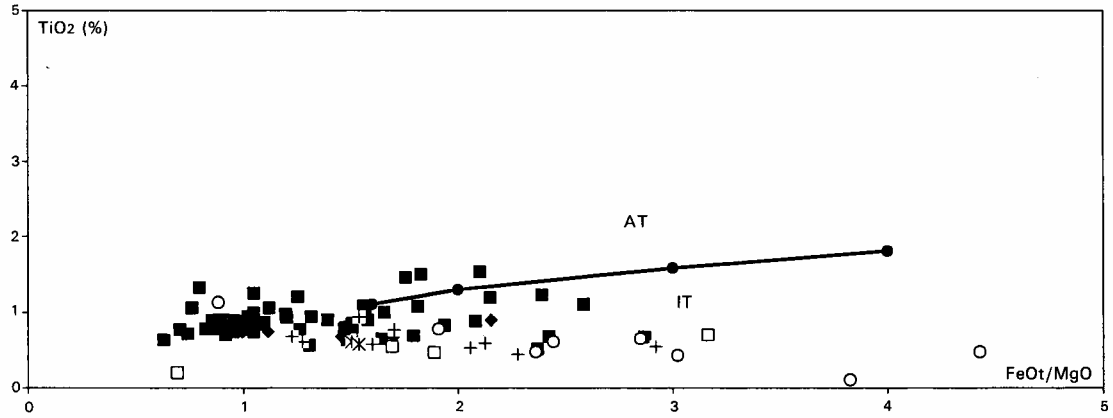
Les dykes de chimisme intermédiaire à acide sont affectés par la schistosité.

Métamorphisme. Les paragenèses des metabasaltes traduisent un métamorphisme de basse température (*cf.* ci-dessus). Il pourrait s'agir d'un métamorphisme précoce « océanique ».

À noter qu'à l'Ouest du territoire couvert par la carte, sur la feuille Lannion (notice en cours de rédaction), les roches basaltiques de la Formation de Paimpol ont subi une déformation plus homogène et plus pénétrative dans des conditions métamorphiques plus élevées (faciès schistes verts à faciès amphibolite de bas grade).

bp. *Membre de Minihy—Tréguier : métavolcanites acides.* Il s'agit cette fois de roche de teinte blanc-gris clair à vert pâle. On distingue fréquemment à l'œil nu des cristaux millimétriques de quartz et feldspath et des fragments centimétriques sombres au sein d'une matrice claire. Il n'est pas rare que ces roches présentent un débit relativement pénétratif. Notons que sur la feuille Tréguier, ces faciès acides n'ont pas été cartographiés. En effet, vers l'Est les seules roches acides distinguables dans la formation des « spilites de Paimpol » (Auvray *et al.*, 1976) sont des enclaves au sein de laves bréchiques à ciment spilitique (Auvray, 1979).

Ces laves se répartissent essentiellement au niveau de deux minces bandes localisées au Nord-Ouest de la carte. Elles ont été désignées sous les appellations de « brèches porphyriques de Men-ar-Bieg » et « brèches porphyriques de Crech-Choupo » sur la première édition de la feuille Tréguier (Barrois, 1908). Leur description a été reprise par B. Auvray (1979). Dans la vallée du Jaudy (rive gauche), ces faciès



Mêmes symboles que dans la fig. 6

AT - champ des séries mises en place dans les domaines anorogéniques ; IT - champ des séries mises en place dans les domaines orogéniques

Fig. 9 - Diagramme FeOt/MgO vs TiO2

(Miyashiro, 1974 ; Bébien, 1980) pour les roches de la Formation de Paimpol

acides, de nature manifestement pyroclastique, forment un niveau assez puissant intercalé dans les faciès basaltiques. Dans ce niveau, on observe des récurrences du faciès des pyroclastites verdâtres à lie-de-vin et d'abondants fragments bréchiques de nature basaltique. Ces caractères montrent indubitablement l'appartenance du volcanisme acide et basique de la Formation de Paimpol à une même période d'activité magmatique. Un filon doléritique assez puissant (> 10 m) à débit en boule recoupe les faciès acides dans le secteur de Convent-Binen. Un filon de minette est également signalé par C. Barrois (1908) (« minette de Trestaou »), que nous n'avons pas retrouvé.

Pétrographie. Au microscope, les roches acides présentent un fond quartzo-phylliteux englobant des fragments cristallins (feldspath et quartz) ou lithiques volcaniques (Auvray, 1979). Ces derniers, alignés et étirés dans la trame de la roche, sont des laves spilitiques à texture microlitique. Leur paragenèse est identique à celle des faciès basiques du Membre de Guilben (albite, chlorite,...).

Des intercalations de ces volcanites apparaissent également au sein de la Formation de La Roche-Derrien et du Minard, depuis l'échelle du banc jusqu'à l'échelle hectométrique. Quelques lames minces ont été étudiées par C. Alsac (inédit) qui a reconnu des pyroclastites acides (ignimbrite fiammée rhyolitique, cinérite rhyolitique) et une cinérite andésitique. Cette étude partielle n'écarte pas l'existence de véritables laves rhyolitiques. Les pyroclastites acides contiennent des phénocristaux de quartz rhyolitique et de plagioclase (albite) et des fragments de laves et tufs principalement acides, dans une pâte essentiellement faite de quartz fin avec des traînées de séricite. La cinérite andésitique est constituée de cristaux d'albite plus ou moins envahis par le carbonate et la séricite, et de fragments essentiellement andésitiques.

Géochimie. Deux analyses chimiques ont été effectuées par B. Auvray (1979) sur les faciès pyroclastiques de la vallée du Jaudy, auxquelles s'ajoute l'analyse d'une enclave d'une lave bréchique. Dans le cadre du projet « Cadomien », un mince niveau acide intercalé dans la Formation de La Roche-Derrien et du Minard (2 km au Nord de Pontrieux) a été échantillonné (échantillon EE1045, annexe III-3). Les analyses ont été reportées dans les différents diagrammes (fig. 6 à 9). On en retiendra essentiellement le caractère andésitique acide à rhyolitique et faiblement à moyennement potassique de ces roches, qui les apparente aux metabasaltes du Membre de Guilben mais les distingue des dykes intermédiaires à acides recoupant cette formation. Notons également que l'échantillon EE1045, inclus dans la Formation de La Roche-Derrien et du Minard, présente une composition en éléments traces bien distincte de celle des roches du Membre de Lannion—Pléguien, mais proche de celle des metabasaltes du Membre de Guilben. En particulier, les teneurs en éléments dits « incompatibles » (Th, Nb, terres rares,...) sont en général 2 à 3 fois plus faibles dans EE1045 que dans les roches acides du Membre de Lannion—Pléguien.

Déformation. Ces volcanites sont généralement affectées par une schistosité peu pénétrative, sauf localement, et soulignée par des traînées de séricite.

Formations sédimentaires détritiques

bB. Formation de Binic : grès et pélites, niveaux graphiteux, paragneiss. Il s'agit ici d'une formation sédimentaire détritique dont une partie a subi un fort métamorphisme thermique au contact de l'intrusion de Saint-Quay-Portrieux. C'est pourquoi deux faciès ont été distingués : un faciès grésopélitique où la plupart des caractères sédimentaires sont reconnaissables, et un faciès de paragneiss fins localement migmatitiques où les recrystallisations métamorphiques changent l'aspect de la roche. La formation affleure dans le Sud-Est de la carte et se prolonge plus au Sud essentiellement sur la carte Saint-Brieuc. Elle repose sur les amphibolites et les leptynites de la Formation de Lanvallon et est intrudée par les diorites de Saint-Quay-Portrieux. On observe fréquemment, au Sud-Est de Plouha, des alternances de diorites et de métasédiments de la Formation de Binic.

• **Grès et pélites** (bB[1]). Ces faciès, qui affleurent largement le long de la côte au niveau d'Étables-sur-Mer et de Binic, présentent une alternance rythmique de bancs gréseux décimétriques à métriques, durs, gris-vert-beige à gris-bleu, à grain moyen ou grossier, et de lits pélitiques, centimétriques à décimétriques, gris-noir, à grain très fin et se délitant facilement. À proximité des paragneiss fins, on observe fréquemment des taches subsphériques plurimillimétriques gris argenté. Par ailleurs, localement, la roche ainsi que la terre qui l'entoure, du fait de la présence de graphite, sont de couleur gris-noir et salissent les mains, ce qui fournit un élément de reconnaissance.

Cette alternance de grès et pélites est reconnaissable sur la plus grande partie de la Formation de Binic. Le bord de mer offre une coupe accessible en continu depuis le Sud de la plage du Moulin jusqu'à Binic et se poursuit plus au Sud sur la carte Saint-Brieuc. Cette coupe a été levée dans son ensemble par D. Rabu *et al.* (1983), puis une étude sédimentologique détaillée a été effectuée par E. Denis (1988) ; les descriptions qui suivent sont reprises de ce dernier travail.

Péetrographie. Les niveaux de grès de la formation sont des sablites c'est-à-dire des roches détritiques dont les éléments ont une taille comprise entre 64 μm et 2 mm. Ce sont surtout des sablites fines à moyennes, très immatures d'un point de vue textural puisque le pourcentage de matrice est compris entre 20 et 50 %, ce qui justifie l'appellation de wackes pour ces roches. Les éléments figurés, mal triés et peu usés, sont du quartz (dominant), des feldspaths, des fragments lithiques (surtout débris de laves microlitiques et débris de roches métamorphiques) et des minéraux lourds (pyrite, hématite, graphite). Localement, certaines biotites semblent être d'origine détritique. La

matrice est constituée d'éléments inférieurs à 30 μm de quartz, de chlorite, d'illite et/ou séricite. Des analyses chimiques de ces wackes révèlent des teneurs d'à peu près 70% de SiO_2 , 14% d' Al_2O_3 , et de plus de 5% d'alcalins ($\text{Na}_2\text{O} + \text{K}_2\text{O}$) (annexe IV-1).

Les niveaux pélitiques correspondent à des siltites fines à grossières, c'est-à-dire que les éléments (quartz, chlorite, opaques) ont une taille moyenne comprise entre 4 et 64 μm .

Quelques faciès particuliers ont été très localement reconnus, comprenant des fines passées jaune-beige d'affinité volcanique (tufs fins) d'une puissance de quelques centimètres, des faciès carbonatés sous forme de concrétions jaunes ou marron qui ne constituent en rien un repère stratigraphique, des faciès conglomératiques reconnus essentiellement au niveau d'un banc d'une puissance de 2 m où de gros éléments très anguleux flottent dans une matrice silteuse.

Sédimentologie. Cette formation grésopélitique est riche en structures sédimentaires, qu'il s'agisse de figures syn-dépôt telles des figures de granoclassement, des laminations, des rides transversales ou longitudinales (très courantes), des flute-marks généralement petites et très nombreuses, ou qu'il s'agisse de figures post-dépôt incluant des figures de charge à diverses échelles, des structures convolutées, des figures d'échappement d'eau très fréquentes, des failles centimétriques dans les niveaux fins,... Les structures de flux (slumps) sont tout à fait exceptionnelles. Un sens des paléocourants depuis l'ENE jusqu'à WSW a pu être proposé à partir des figures sédimentaires et après restauration des couches dans leur position originelle supposée.

E. Denis a distingué au sein de la Formation de Binic une dizaine de faciès (ou séquences-unités), ce terme désignant ici une couche ou un ensemble de couches ayant des caractères sédimentaires similaires. La plupart de ces faciès caractérisent un écoulement gravitaire de type turbiditique.

Métamorphisme. La Formation de Binic a subi un métamorphisme hétérogène à l'échelle de la formation. Celui-ci résulte en partie de l'intrusion de Saint-Quay-Portrieux responsable du métamorphisme des paragneiss fins décrits ci-après. Ce métamorphisme de contact, étudié par J. Fabriès *et al.* (1985), se manifeste au-delà des paragneiss au sein de grès et pélites, par la présence de biotites microscopiques syn- à postschisteuses (Rabu *et al.*, 1983) et par des taches plurimillimétriques actuellement constituées d'un amas de baguettes de muscovite (vraisemblablement pseudomorphoses de cordiérite). Par ailleurs, les grès et pélites ont également subi l'influence du métamorphisme régional qui se manifeste par la cristallisation de petites biotites (brun-vert) synfoliales. De ce fait, il est parfois difficile de distinguer les influences des métamorphismes de contact et régional.

Déformation. Les wackes et siltites de la Formation de Binic sont régulièrement schistosés, mais un gradient d'intensité de la déformation accompagne le gradient métamorphique : pénétrative et parallèle à la stratification à proximité des amphibolites du Membre du Roselier, la schistosité devient irrégulièrement développée et oblique sur la stratification en dehors de cette zone. Il s'agit alors d'une schistosité

de dissolution très peu marquée dans les bancs gréseux et soulignée par l'alignement de séricites et/ou d'oxydes résiduels. La trace cartographique de la schistosité recoupe nettement la limite de la Formation de Binic pour se prolonger au sein des métavolcanites de la Formation de Lanvollon. Elle est subverticale (à peu près E-W) et plan axial de plis à peu près droits à plongement souvent fort vers l'Est. Ces plis sont bien visibles le long de la côte où la coupe continue révèle une structure d'ensemble en synclinorium à axe général plongeant vers l'Est (Rabu *et al.*, 1983). Les plis sont responsables du contour cartographique grossièrement dentelé de la formation.

Des structures secondaires s'observent localement. Elles se marquent par des plis plus ou moins ouverts et une schistosité de crénelation parfois pénétrative.

- Sur le territoire de la carte Pontrieux—Étables-sur-Mer, les **niveaux graphiteux** (bB[2]) ont été reconnus essentiellement dans les terres. Ils semblent s'aligner selon quelques niveaux stratigraphiques repères continus.

- **Paragneiss fins.** Cette roche métamorphique sombre de couleur marron-noir et à reflets brillants est généralement riche en micas noirs (biotite) millimétriques le plus souvent bien orientés. Des micas blancs, également visibles à l'œil nu mais cette fois sans orientation préférentielle, apparaissent irrégulièrement. Des lentilles centimétriques à décimétriques et des filonnets minces de couleur blanc crème (quartz et plagioclase), d'orientation variable, sont irrégulièrement présents. Ils sont particulièrement nombreux sur le pourtour immédiat des diorites de Saint-Quay-Pontrieux où ils contribuent à donner un aspect migmatitique aux paragneiss. Les plus beaux affleurements de paragneiss se trouvent en bord de mer près de la diorite ainsi que le long de la route reliant la plage du Palus à Plouha.

Ce faciès métamorphique de la Formation de Binic s'étend principalement au Nord des diorites de Saint-Quay-Pontrieux mais également au Sud de celles-ci sur une plus faible superficie. Malgré le métamorphisme important, la stratification est encore souvent visible. On observe fréquemment en bord de mer des lentilles jaune-vert dures et peu déformées ; de composition calco-silicatée, elles représentent l'équivalent métamorphique des concrétions carbonatées reconnues dans les wackes et siltites. Les lentilles et filonnets leucocrates n'ont apparemment pas toujours la même signification. À proximité immédiate de la diorite où ils sont nombreux et confèrent un aspect migmatitique à la roche, ils semblent effectivement correspondre à des leucosomes exsudés par des processus de fusion. En dehors de cette zone, on observe en revanche des filonnets moins abondants, parfois d'épaisseur pluricentimétrique et qui tranchent sur le reste de la roche. Composés de quartz, plagioclase et biotite, ils ont une composition de tonalite à biotite. Or, on trouve dans le secteur des corps métriques à décimétriques de tonalite à biotite que nous interprétons comme des apophysés de la tonalite de Plouha. Les filonnets de même composition du secteur ont donc vraisemblablement la même origine.

Au niveau de leur limite sud, les paragneiss passent progressivement mais rapidement au faciès grésopélimitique (moins métamorphique). Au Nord, ils laissent place à des métavolcanites du Membre de Lan-nion—Pléguien.

Pétrographie. Les paragneiss présentent une texture lépidoblastique franche et sont constitués essentiellement de biotite, quartz et plagioclase. La tourmaline s'observe régulièrement. Près du contact nord de l'intrusion, J. Fabriès *et al.* (1985) décrivent une paragenèse à biotite, grenat (blastés jusqu'à 5 mm), plagioclase et quartz. S'y ajoutent, d'après P.D. Ryan et R.A. Roach (1975), la staurotite, la cordiérite et l'andalousite. La sillimanite est également observée (Rabu *et al.*, 1983). La muscovite est fréquente sous forme de cristaux allongés superposés sur la foliation et généralement sans orientation préférentielle.

Déformation. Ces métasédiments sont régulièrement foliés. La linéation est souvent très discrète et difficile voire impossible à mesurer. Les filonnets à paragenèse tonalitique soit dessinent des plis subisoclinaux synfoliaux, soit recoupent la foliation, ce qui témoigne de leur mise en place progressive et globalement syntectonique.

bR. Formation de La Roche-Derrien et du Minard : grès et pélites.

Macroscopiquement, cette formation est fortement similaire à la Formation de Binic puisqu'il s'agit là encore d'une formation sédimentaire détritique constituée d'une alternance centimétrique à métrique de grès (wackes) en bancs durs massifs, gris-beige, et de pélites (siltites) en lits sombres se délitant aisément. La différence entre les deux formations réside dans la composition des bancs grossiers (*cf.* ci-dessous). Cette formation affleure très bien en bord de mer de part et d'autre de la pointe de Minard, en rive gauche du Trieux à l'Est de Pleudaniel (Nord de la carte), ou le long de la déviation routière de Paimpol. Le métamorphisme subi par cette formation dans sa partie sud n'est pas assez important pour modifier franchement son aspect macroscopique. On observe simplement un aspect plus lustré des niveaux de siltites du fait de la présence de micas microscopiques.

La Formation de La Roche-Derrien et du Minard affleure largement dans la moitié nord de la carte, de part et d'autre du bassin ordovicien de Plourivo dont elle constitue le substratum. E. Denis (1988) a récemment proposé de diviser cet ensemble en distinguant d'une part la « Formation du Minard » et d'autre part la « Formation de La Roche-Derrien » à partir du contenu détritique des sédiments (présence de phanites, de tufs et d'une plus grande proportion de débris volcaniques dans la « Formation du Minard », matrice légèrement plus abondante dans les wackes de la « Formation de La Roche-Derrien ») et de la proportion wackes/siltites (wackes plus abondants dans la « Formation du Minard »). Pour ce qui est de ce dernier point, les variations de la dominante granulométrique apparaissent aléatoires à l'échelle cartographique et ne permettent pas de distinguer deux formations. De même, les différences du contenu détritique ne sont pas visibles à l'œil nu et il n'est donc pas possible de placer une limite

cartographique sur le terrain. Nous distinguons donc une seule formation, d'aspect homogène à l'échelle de la carte.

La Formation de La Roche-Derrien et du Minard repose, au Nord sur la Formation de Paimpol et, au Sud sur des (méta)volcanites rapportées au Membre de Lannion—Pléguen. Dans les deux cas, le contact est le plus souvent stratigraphique (localement faillé), le passage se faisant progressivement par intercalation de niveaux volcaniques au sein des sédiments détritiques (*cf.* description de ces formations sous-jacentes). Au sein du domaine cartographique de la Formation de La Roche-Derrien et du Minard, les volcanites qui apparaissent à la faveur, au moins pour une grande part, de structures anticlinales, appartiennent à l'une ou l'autre des deux formations volcaniques.

Pétrographie, sédimentologie. D'après le travail de E. Denis (1988), la Formation de La Roche-Derrien et du Minard présente de fortes analogies avec la Formation de Binic, tant du point de vue de la granulométrie, du contenu déritique, de la composition chimique des wackes (annexe IV-2), des figures sédimentaires ou des faciès sédimentaires reconnus, turbiditiques. On peut donc se reporter à la description de la Formation de Binic pour les caractères sédimentologiques généraux de la Formation de La Roche-Derrien et du Minard. Il existe cependant quelques différences ; la plus marquante réside dans la présence, dans le secteur de la pointe du Minard, de grains détritiques de phtanites non reconnus dans la Formation de Binic. On notera par ailleurs que si les niveaux minces de tufs ou les concrétions carbonatées décrits dans la Formation de Binic ont également été reconnus au sein de la Formation de La Roche-Derrien et du Minard, aucun niveau conglomératique n'a été repéré dans cette dernière (Denis, 1988).

Dans la partie occidentale de la carte, près de Ploëzal, nous avons reconnu en deux points des **niveaux graphiteux** (bR[1]) analogues à ceux de la Formation de Binic.

Dans le secteur de la pointe du Minard, les paléocourants apparaissent principalement dirigés vers le Nord mais des variations locales vers le Sud ou vers l'Ouest ont été notées, alors que dans le reste de la formation, les critères relevés indiquent tous un écoulement de l'Est vers l'Ouest (Denis, 1988).

Métamorphisme. La Formation de la Roche-Derrien et du Minard a subi un métamorphisme d'intensité variable mettant en évidence un net gradient du Sud vers le Nord. Au Sud, au niveau d'une bande irrégulière étroite, les conditions métamorphiques étaient suffisantes pour permettre la cristallisation de petites biotites synfoliales associées ou non à des micas blancs et, localement, à du grenat (observé en un point, près de Pontrieux). En remontant vers le NNE, la biotite disparaît pour laisser place au mica blanc (plus éventuellement la chlorite), d'abord bien cristallisé puis de plus en plus ténu et mal individualisé (séricite). Enfin, plus au NNE (pointe du Minard), la formation est pratiquement indemne de transformations métamor-

phiques, la schistosité étant alors discrète et soulignée uniquement par l'alignement d'oxydes résiduels.

Déformation. La Formation de la Roche-Derrien et du Minard présente une stratification le plus souvent très pentée à verticale. Ce redressement résulte de plis droits à axe faiblement à moyennement plongeant et de direction N60 à E-W. Ces plis ont été principalement observés, à l'échelle mésoscopique, le long de la côte de part et d'autre de la pointe du Minard (Ballard, 1989). Dans les terres, les plis mésoscopiques sont rares mais des plis d'échelle cartographique, ont pu être mis en évidence à partir de la polarité des couches (figures de base de banc, granoclassement régulier). Ces plis cartographiques seraient responsables de l'apparition des volcanites sous-jacentes à la faveur d'anticlinaux. C'est le cas notamment au Nord-Est de Pontrieux où la polarité des couches sédimentaires s'inverse de part et d'autre des volcanites. Pour les petits corps de volcanites affleurants, il peut s'agir d'intercalations.

Ces plis sont associés à une schistosité-foliation irrégulièrement développée : bien exprimée et pénétrative dans le Sud où elle est soulignée par les micas synmétamorphes (biotite et muscovite) et subparallèle à la stratification, cette schistosité devient de plus en plus discrète en remontant vers le Nord où elle ne se manifeste généralement, plus que dans les niveaux pélitiques, par un clivage de dissolution irrégulièrement développé et oblique sur la stratification. C'est le cas notamment autour de la pointe de Minard (Ballard, 1989). Des brèches tectoniques de la Formation de La Roche-Derrien et du Minard ont été reconnues à plusieurs reprises au niveau du passage de failles (Nord du Faouët, sur le littoral au Sud du bassin de Bréhec, près de Pontrieux,...).

Ensemble migmatitique et granitique

Cet ensemble comprend des migmatites (migmatites de Guingamp), des granites (granites de Plouisy et de Pabu) et des amphibolites. Il constitue un dôme structural migmatitique de fort degré métamorphique. Sur sa bordure septentrionale, cet ensemble est en contact avec les amphibolites de Lanvallon et les gabbros de Squiffiec.

MG. Migmatites de Guingamp : métatexites. Les migmatites affleurent largement le long des rives du Jaudy et de son affluent, le Thaoulas et en particulier à proximité du bourg de Brélidy, au lieu-dit Kerigo-mar. Ce sont des roches hétérogènes constituées d'une alternance centimétrique à décimétrique de niveaux sombres (mélanosomes) et de niveaux clairs (leucosomes). Les leucosomes se présentent soit sous forme de rubans (ce sont alors des migmatites rubanées), soit sous forme d'yeux (migmatites œillées). À l'œil nu, se reconnaissent dans les mélanosomes un mica noir, la biotite, et dans les leucosomes, le quartz et le feldspath. Ces roches se débitent aisément suivant un plan préférentiel, la foliation, soulignée par l'alignement des micas

noirs et l'étirement des leucosomes. Les migmatites sont fréquemment injectées de filons leucocrates centimétriques à métriques sécants ou parallèles à la foliation, dans lesquels s'observent quartz, feldspath et parfois mica blanc.

Les migmatites occupent l'extrémité sud-ouest de la feuille Pontrieux—Étables-sur-Mer. Elles forment une bande de 10 km de long pour 3 km de large et s'étendent davantage à l'Ouest sur la feuille Lannion où elles sont en contact avec les paragneiss et micaschistes de Guénézan. Elles s'observent également au sein du leucogranite de Plouisy sur la feuille Guingamp.

Associés à ces migmatites, se rencontrent le leucogranite de Plouisy, le leucogranite peralumineux de Pabu et des enclaves d'amphibolites fines. Migmatites, granites, micaschistes de Guénézan et amphibolites constituent un même ensemble de fort degré métamorphique. Il est affecté par une même déformation caractérisée par une foliation régionale. Cette dernière recoupe cartographiquement tous les contacts (voir « Évolution tectono-métamorphique »).

Le caractère rubané ou œillé des migmatites est fonction de l'intensité et des conditions thermiques de la déformation. Dans les migmatites rubanées, les plus abondantes, le rubanement correspond à l'alternance centimétrique à décimétrique de leucosomes et de mélanosomes. Lorsque la déformation est intense, les migmatites mylonitisées prennent l'aspect de gneiss sombres œillés. Les yeux constitués d'agrégats polycristallins de quartz et de feldspaths correspondent à d'anciens leucosomes étirés puis boudinés. Selon la définition proposée par J.R. Ashworth (1968), les migmatites sont des métatexites (degré de fusion partielle modéré, leucosomes subordonnés aux mélanosomes et mésosomes) à structure stromatitique, c'est-à-dire rubanée. Cependant, l'intensité de la déformation en partie post-fusion partielle et l'acquisition du faciès œillé rend cette classification équivoque.

Pétrographie. Au microscope, les migmatites contiennent toutes la paragenèse syncinématique suivante : Qtz + Kfs + PI (oligoclase) + Bt + Ms, à laquelle s'ajoutent les minéraux accessoires Zrn + Ap + opaques. Le plagioclase est toujours plus abondant que le feldspath potassique. On note également, en bordure des biotites et des muscovites, la cristallisation secondaire de ces phases, mais toujours syncinématiques et de même composition. Une chlorite tardive se développe parfois aux dépens de la biotite.

Déformation. À l'échelle de l'échantillon et de la lame mince, la foliation est soulignée par l'alternance de leucosomes et de mélanosomes, l'étirement des leucosomes et l'agencement planaire des biotites dans les mélanosomes. De nombreuses bandes de cisaillement de type C (Berthé *et al.*, 1979) dans lesquelles cristallisent Qtz + Bt + Ms + PI s'observent à l'échelle de l'affleurement et de la lame mince.

Les microstructures observées en lame mince varient d'un échantillon à l'autre en fonction du gradient de déformation (voir « Évolution tectono-métamorphique »). Elles suggèrent que la déformation est progressive lors de l'histoire rétomorphique. Elle débute dans les conditions thermiques proches de l'anatexis ($T > 650-700\text{ }^{\circ}\text{C}$) et se poursuit en faciès amphibolite de bas grade ($T \approx 550\text{ }^{\circ}\text{C}$).

γ^{1-2} . **Leucogranite de Plouisy.** Le leucogranite de Plouisy est une roche grenue, de couleur claire et présentant toujours une texture planaire correspondant à la foliation. À l'œil nu, se distinguent le quartz, le feldspath, un mica blanc (muscovite) et un mica noir (biotite). Le plus bel affleurement rocheux se situe à l'entrée du chemin botanique en Kermoroc'h (près du village du même nom) où l'on observe également des enclaves métriques de migmatites.

Très représenté sur la carte Guingamp, le leucogranite de Plouisy occupe une superficie restreinte sur la carte Pontrioux—Étables-sur-Mer. Dans la partie sud-ouest de la feuille, il forme une bande entre les migmatites à l'Ouest et le leucogranite de Pabu à l'Est et se biseaute pour disparaître vers le Nord dans la région de Landebaëron. On le retrouve sur la bordure nord du dôme migmatitique, en contact avec la Formation de Lanvollon. Au sein de ce leucogranite, on observe fréquemment des intercalations décamétriques à kilométriques d'amphibolites fines, ainsi que des enclaves de migmatites. Le contact entre la masse principale de migmatites et le leucogranite est souligné par des ultramytonites indiquant un fort gradient de l'intensité de la déformation. Le contact, à l'Est, entre le leucogranite de Plouisy et le leucogranite de Pabu est moins franc. Il s'agit d'une zone criblée de filons pegmatitiques associés au leucogranite de Pabu.

Dans les roches les moins déformées, on reconnaît la paragenèse magmatitique à Qtz (25 %) + Kfs perthitique (20 %) + PI (25 %) + Ms (10-15 %) + Bt (5-10 %) + accessoires (Zrn + Ap < 5 %) et une paragenèse métamorphique. Cette dernière se caractérise par la recristallisation de quartz, de plagioclase, de microcline, de muscovite et de biotite. Selon l'intensité de la déformation, cette paragenèse est plus ou moins développée. Localement, une chlorite tardive déstabilise la biotite.

γ_P^{1-2} . **Leucogranite de Pabu.** Le leucogranite de Pabu se distingue du leucogranite de Plouisy par sa minéralogie et sa texture. Il s'agit d'une roche très claire, de couleur blanche (hololeucocrate), peu voire non déformée (isotrope) et constituée de minéraux de taille millimétrique à centimétrique que l'on reconnaît aisément (quartz, feldspath, muscovite et grenat). Les plus beaux affleurements se situent sur la D 787 au Nord du bourg de Pabu, au lieu-dit Traou-Munehorre.

Le leucogranite de Pabu est, pour l'essentiel, positionné entre d'une part les migmatites ou le leucogranite de Plouisy (bordure occidentale) et d'autre part les métagabbros de Squiffiec (bordure orientale). Il

présente avec le leucogranite de Plouisy un contact diffus. En fait, plus qu'un contact lithologique franc, il s'agit davantage d'une variation progressive du chimisme de la roche. Le caractère peralumineux, conférant à la roche sa teinte blanche et confirmé par la présence de muscovite et de grenat, s'accroît d'Ouest en Est. Cependant, de nombreux filons pegmatitiques associés à ce leucogranite et correspondant probablement aux derniers jus de fusion, intrudent à la fois les migmatites, le leucogranite de Plouisy et plus rarement les gabbros de Squiffiec. Le caractère intrusif de ce leucogranite dans les gabbros de Squiffiec est confirmé par la présence de nombreuses enclaves de gabbros au sein du leucogranite, enclaves dont l'analyse microscopique révèle des textures de métamorphisme de contact.

Le leucogranite de Pabu affleure également plus à l'Est au niveau d'une lentille kilométrique allongée au sein des amphibolites de la Formation de Lanvallon. Par ailleurs, des filons pegmatitiques, à rattacher très vraisemblablement au leucogranite de Pabu, recoupent régulièrement différentes formations, notamment les métavolcanites de la Formation de Lanvallon (essentiellement dans une zone située entre Le Faouët et Tressigneaux).

Le leucogranite de Pabu est affecté par une déformation très hétérogène mais présentant les mêmes caractéristiques géométriques que celle affectant les lithologies voisines c'est-à-dire généralement les migmatites et le leucogranite de Plouisy. Des domaines à foliation verticale alternent avec des domaines isotropes. Le caractère hétérogène de la déformation s'affirme d'autant plus que l'on s'éloigne des migmatites. La linéation d'éirement est rarement observée.

Au microscope, on distingue la paragenèse suivante : Qtz + Kfs (perthitique ou microcline) + PI + Ms + accessoires (Ap + Zrn). Le grenat est souvent présent et la biotite peu abondante.

ΔM. Amphibolites. Les amphibolites forment des petits bancs discontinus, d'échelle métrique à kilométrique en enclave au sein des migmatites et du leucogranite de Plouisy. Elles affleurent en particulier près du village de Saint-Laurent. Les amphibolites les plus communes sont macroscopiquement comparables aux amphibolites de la Formation de Lanvallon.

Ces roches sont homogènes, relativement dures, à grain très fin (millimétrique), de couleur vert sombre et parsemées de nombreuses petites taches claires ; l'amphibole (de couleur vert sombre) et le plagioclase (de couleur blanche) sont reconnaissables à l'œil nu. Elles présentent une texture planaire, correspondant à la foliation, selon laquelle la roche se débite. Parfois, lorsque la taille du grain le permet, on note sur le plan de foliation une linéation minérale correspondant à l'alignement des amphiboles. Foliation et linéation sont les seuls caractères structuraux visibles à l'échelle de l'échantillon.

En lame mince, la foliation est soulignée par l'agencement piano-linéaire des amphiboles (texture nématoblastique) et un léger rubanement correspondant à des niveaux plus riches en amphibole, plagioclase ou épidote. La paragenèse synfoliale apparaît constituée d'une amphibole faiblement zonée (mangésiohornblende), d'un plagioclase maclé (andésine : An 30-50), de quartz, d'un opaque (ilménite) entouré de sphène auxquels s'ajoutent des phases accessoires (\pm Zrn \pm Ap \pm Aln) (composition des phases minérales en annexe I-5). L'épidote, parfois absente, est soit parallèle soit sécante sur la foliation.

Dans les amphibolites rubanées, on note l'alternance de lits à Cpx + Hbl + PI + Ep + Qtz + Ilm et à Hbl + PI + Qtz + Ilm \pm Ep. Le clinopyroxène inféodé aux lits riches en plagioclase apparaît anté- à syncinématique.

Au microscope, deux autres types d'enclaves ont été distinguées. Le premier représente un faciès de gabbro de Squiffiec à cummingtonite relique, recristallisé de façon statique (texture équante, présence de points triples, symplectites) en un assemblage secondaire à PI + Hbl (verte) + Ep + Qtz + Spn (annexe 1-4). Le second type observé en un seul affleurement correspond à des ultrabasites transformées en un assemblage secondaire à Chl + Ath + Tlc + Srp (annexe 1-6). Ce faciès pourrait représenter l'équivalent des ultrabasites de la Formation d'Yffiniac (carte Saint-Brieuc).

PALÉOZOÏQUE (ORDOVICIEN)

Formations sédimentaires et volcaniques des bassins de Bréhec et de Plourivo*

Après de nombreux changements d'attribution stratigraphique (Cambrien à Permien), la présence de scolites et de bilobites (Barrois, 1908 ; Chauris, 1971) et la datation radiométrique des volcanites interstratifiées ($472 \pm$ Ma, méthode Rb/ Sr sur roche totale ; Auvray *et al.*, 1980b) permettent d'attribuer un âge ordovicien aux formations des bassins de Plourivo et de Bréhec.

Les volcanites interstratifiées étant de même âge (Vidal *et al.*, 1972 ; Bonjour *et al.*, 1988 ; Guerrot *et al.*, 1992), la sédimentation de grès rouge des bassins de Plourivo—Bréhec est synchrone de celle des bassins d'Erquy—Fréhel et de Bretagne centrale et occidentale.

La succession verticale des formations affleurant dans le bassin de Plourivo est schématisée sur la figure 10.

oa. Formation de Port-Lazo : conglomérats, grès, pélites

• **Conglomérats et brèches.** Ce n'est que très localement que l'on peut observer un conglomérat à la base des formations du bassin de Plourivo : celui-ci est bien visible sur les plages de Port-Lazo d'une

* Les descriptions pétrographiques sont dues à J.J. Chauvel

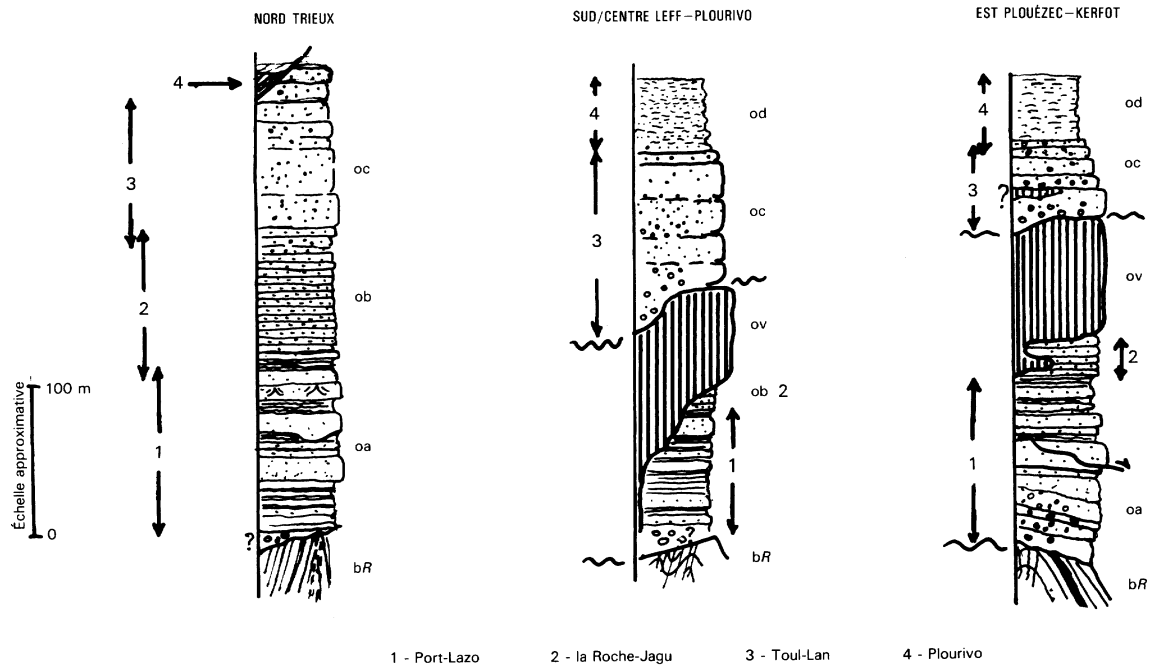


Fig. 10 - Succession verticale schématique des formations ordoviciennes dans différents secteurs du bassin de Plourivo

part et de Bréhec d'autre part, un petit affleurement ayant par ailleurs été repéré au Sud-Est de Plouézec (le Verger) et un autre dans le bassin de Bréhec (ancienne voie ferrée).

À Port-Lazo, le conglomérat se présente en bancs peu nets à pendage W (20 à 30°) légèrement discordants sur les grès de la Formation de La Roche-Derrien et du Minard ; le contact entre les deux formations n'est plus visible actuellement. Ce conglomérat, de couleur rouge-rouge-de-vin, est formé de galets de roches diverses : quartz, grès, quartzites, schistes dans une matrice gréseuse. Il est très hétérométrique, la taille des galets, 10 à 15 cm en général, variant de quelques centimètres à 20-30 cm pour les plus importants. Les galets de granite que C. Delattre et G. Waterlot (1959) ont attribué sans argument décisif aux granites varisques, n'ont pas été retrouvés.

Sur la plage de Bréhec, le conglomérat basal, dont le pendage est d'environ 30°, repose en très nette discordance sur les bancs gréseux briovériens redressés (pendage : 60° environ) (Pinel, 1957, 1964 ; Suire *et al.*, 1991). Ce conglomérat, de couleur rouge, très hétérométrique (galets de 2-3 à 30 cm), est affecté de failles synsédimentaires bien visibles en falaise et sur l'estran. Le contact, perturbé par des fractures tardives sur l'estran, est visible en falaise.

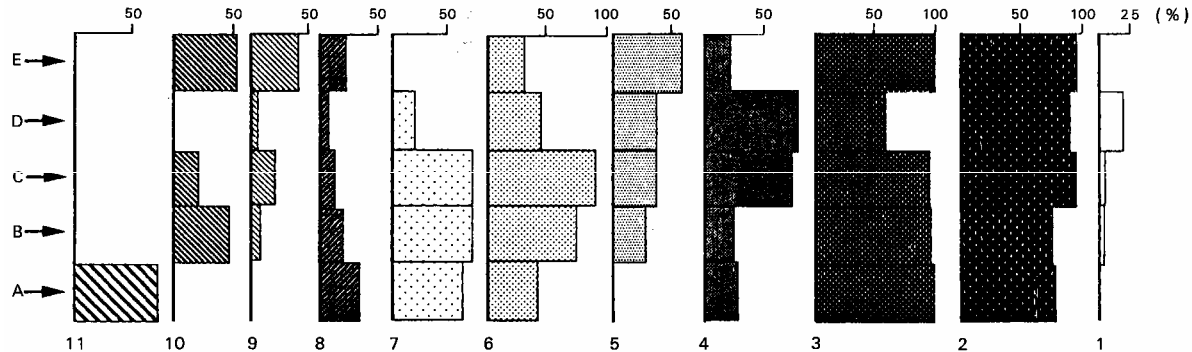
L'analyse détaillée des séries rouges de Bréhec (Suire, 1990 ; Suire *et al.*, 1991) a conduit à distinguer de la base au sommet de l'ensemble conglomératique (d'une puissance voisine de 40 m) :

- des conglomérats rouges très grossiers (debris flows), puis des conglomérats grossiers (galets > matrice), suivis de conglomérats moyens à fins (à nombreuses séquences granoclassées) ;
- des alternances de microconglomérats rouges ou verts, de grès verts (wackes) et d'argilites.

Quatre mégaséquences de dépôt ont pu être reconnues au sein de cet ensemble. La nature des galets est très variée et traduit l'existence de plusieurs types de roche mère : quartz, débris de roche sédimentaire, cuirasse latéritique (sur laves ou grès), phtanite, cornaline, chert, roches plutoniques. L'abondance des débris de cuirasse latéritique « permet de penser que la source du détritisme de Bréhec est en partie une paléoaltérité » (Suire, 1990). La forte usure de certains galets de grande taille peut être liée au remaniement d'un conglomérat antérieur.

La présence de dépôts de ce type, de déformations synsédimentaires, les variations latérales de granulométrie de certains niveaux, les biseautages importants de couches et l'existence d'un système chenalisé « ne semblent compatibles qu'avec un système de cônes de déjection superposés qui se seraient mis en place au pied de reliefs » (Suire, 1990). L'évolution de la série traduit un approfondissement progressif du bassin pendant le dépôt, vraisemblablement contemporain d'une tectonique distensive, et/ ou une invasion marine progressive ennoyant les cônes.

Des volcanites (puissance 1 à 2 m) sont également observées au sein de cet ensemble conglomératique.



A : Briovérien

B : Formation de Port-Lazo

C : Formation de la Roche-Jagu

D : Formation de Toul-Lan

E : Formation de Plourivo

1 : quartz polycristallin ; 2 : feldspath potassique ; 3 : plagioclasses ; 4 : microcline ; 5 : feldspath perthitique ; 6 : grains crypto- et microcristallins ; 7 : laves microlithiques ; 8 : grains de quartz + feldspath ; 9 : minéraux lourds ; 10 : chlorite ferromagnésienne ; 11 : feldspaths pigmentés

nombre total d'échantillons analysés : 139

Fig. 11 - Évolution de la composition minéralogique des grès des différentes formations des bassins de Plourivo et de Bréhec

• **Grès et pélites.** Les grès et pélites de la Formation de Port-Lazo n'affleurent que sur les bordures orientale et méridionale ainsi qu'à l'Ouest du bassin. Les affleurements caractéristiques sont ceux observés sur les falaises littorales : à l'Ouest de Port-Lazo et Boulgueff (commune de Plouézec) d'une part, sur l'estran et les falaises de Bréhec d'autre part. Des coupes intéressantes existent également le long du Trieux : en face du château de la Roche-Jagu sur la rive droite et plus au Nord sur la rive gauche, mais elles sont difficiles d'accès et soumises aux conditions de la marée.

Dans la Formation de Port-Lazo les unités gréseuses en bancs métriques à plurimétriques alternent avec des unités grésopélitiques organisées en bancs moins épais, pluridécimétriques. Les unités gréseuses sont constituées de grès feldspathique à muscovite, fin à moyen (grain moyen : 40 à 100 μm ou 200 μm), de couleur grise à gris-beige parfois jaunâtre. Les unités grésopélitiques sont caractérisées par la présence de grès très fins à fins, gris, ainsi que de silts et d'argilites rouges ou vertes.

Fréquemment décolorés par l'altération, les grès et pélites de la Formation de Port-Lazo peuvent être confondus sur les petits affleurements avec ceux de la Formation de La Roche-Derrien eux aussi altérés. Ces derniers se distinguent néanmoins macroscopiquement par l'existence de fissures remplies d'oxydes ou de diaclasses à remplissages de quartz dans les grès, ainsi que de traces sombres dans les pélites, aucune argilite n'ayant été observée dans la Formation de Port-Lazo. Pétrographiquement, les grès se distinguent des grès briovériens par l'abondance de chlorite ferromagnésienne et l'absence de feldspaths pigmentés (fig. 11). Ces grès sont des wackes à matrice chloriteuse comprenant, dans la fraction grossière, outre le quartz, des feldspaths (plagioclase et orthose) et des débris lithiques d'origine volcanique (fragments à texture microlitique), plutoniques et/ ou métamorphiques (fragments quartzo-feldspathiques).

À la base de la formation, à Port-Lazo (Nord de l'estran), les bancs gréseux épais dominent, suivis plus à l'Ouest, vers le sommet de la formation, d'alternances grésopélitiques. À l'inverse, à Bréhec, les alternances argilo-silteuses sont observées à la base tandis que la sédimentation s'achève au Sud du bassin, sous les volcanites de la pointe de la Tour (voir ci-après), par d'épais bancs gréseux représentant d'anciens chenaux. L'étude détaillée de la coupe de Bréhec (Suire, 1990) a conduit à distinguer des alternances argilo-silteuses rouges puis grésosargileuses gris-vert (35 et 70 m de puissance respectivement). Les pendages sont en général très faibles (moins de 10° et 15 à 20°) et dirigés vers le Sud-Est. Les figures sédimentaires y sont nombreuses : rides et mégarides dissymétriques, fentes de dessiccation, glissements, convolutes, chenaux,... Ces figures, ainsi que la présence de sédiments finement lités attribués à des rythmites tidales, ont conduit P. Suire *et al.* (1991) à situer ces séries dans un environnement marin peu profond dominé par la marée. Toutefois, l'absence totale de faune dans la formation ne permet pas d'exclure un environnement de plaine alluviale progressivement occupée par le développement d'une zone lacustre.

À Port-Lazo, les principaux caractères se rapprochent de ceux observés à Bréhec : types de sédimentation (alternances grés-argileuses, silto-argileuses,...), figures sédimentaires : rides, chenaux (relativement nombreux sur les coupes du Trieux). Diverses observations témoignent d'une instabilité tectonique au moment de la sédimentation : glissement des bancs avec déformation souple des niveaux argileux (falaises à l'Ouest de Port-Lazo) (Ballard, 1989), figures d'échappement d'eau (bords du Trieux),...

De grandes ondulations à axe E-W sont visibles au sein de cette unité, sur l'estran au Nord de Plouézec et le long de la rive gauche du Trieux, au Nord du château de la Roche-Jagu. Des fractures à dominante N-S sont bien visibles le long des falaises de Port-Lazo à Kerarzac ou sur la rive droite du Trieux.

ob. Formation de la Roche-Jagu : grès feldspathiques rouges. La Formation de la Roche-Jagu doit son nom aux affleurements situés sous le château du même nom et dans la falaise bordant le Trieux juste au Nord de celui-ci. Elle est représentée par un grès rouge-lie-de-vin à grain moyen, en bancs assez réguliers de 40 à 60 cm d'épaisseur. Les nombreux micac blancs, bien visibles à la surface des bancs ou niveaux, constituent également un trait caractéristique de cette formation.

Elle affleure surtout dans la partie occidentale du bassin (à l'Ouest du Trieux) mais les affleurements y sont soit difficiles d'accès, en bordure de la rivière au Nord, soit peu nombreux sur le plateau (bois de Boloï). En revanche, les affleurements de la rive droite sont faciles d'accès, le long de la voie ferrée située à mi-falaise au Nord de Coat-Ermit. Le long de cette dernière coupe, les pendages sont faibles : 25° en moyenne ne dépassant pas 40° (vers le Sud ou l'Est), tandis qu'à l'Ouest du Trieux, ils varient le plus souvent de 30 à 60° (vers le Sud près de la faille du Trégor, vers le Nord-Est ou l'Est au Sud). L'épaisseur de la formation est d'environ 60 à 80 m.

Dans toute la partie orientale du bassin, les affleurements sont rares, à l'exception du secteur à l'Est de Kerarzac où les sédiments sont recouverts ou intrudés par les coulées et sills des volcanites de Plouézec (Pinel, 1959, 1964).

Le contact direct entre les formations de Port-Lazo et de la Roche-Jagu est fréquemment occulté par la fracturation tardive, mais un passage progressif a pu être observé le long du Trieux (rive droite). Le changement de sédimentation se matérialise par l'apparition de grès de couleur rosée à rouge et la disparition des alternances grésopélitiques. Seuls subsistent des interbancs argileux de couleur rouge sombre. Ce faciès de transition peut notamment être observé au-dessus de la grève de Boulgueff. Lorsque l'altération a décoloré ces grès, ils peuvent être parfois confondus sur le terrain avec ceux de la Formation de Port-Lazo.

Péetrographiquement, ces grès se distinguent de ceux de Port-Lazo essentiellement par l'abondance du microcline (fig. 11). Les grès de la Roche-Jagu sont toujours feldspathiques (plagioclase + orthose + microcline \pm perthite) et présentent un ciment résiduel d'hématite témoignant d'une phase d'altération continentale antérieure au dépôt. La silicification secondaire est toujours très développée et se traduit par une texture quarzitique. Les fragments lithiques présentent une crypto- et microcristallinité. Les fragments quartzo-feldspathiques et quartzo-micacés sont localement présents ; ils témoignent de sources plutonique et/ ou métamorphique. Le plus souvent, ces grès renferment une quantité notable de minéraux lourds (rutile, zircon, tourmaline) localement concentrés dans des lits plurimillimétriques (placers). Certains échantillons renferment de la barytine tardive en grandes plages.

Au Nord du bassin, au-dessus de la voie ferrée et du lieu-dit Traou-Nez, le faciès observé au sommet des grès de la Roche-Jagu est différent : il s'agit de grès blanc à rose, dur, à grain fin à moyen, parfois plus grossier, très quartzeux. La composition des éléments lithiques de ces grès les rapprochent néanmoins de ceux de la Formation de la Roche-Jagu (fig. 11).

Par ailleurs, les faciès grossiers de la Formation de la Roche-Jagu se distinguent des faciès fins de la Formation de Toul-Lan par la couleur plus sombre des grès, l'usure différente des grains de quartz (subanguleux et arrondis respectivement) et la grande abondance des feldspaths et de la matrice dans la première.

Les figures sédimentaires sont moins exprimées que dans la Formation de Port-Lazo. Celles observées dans la petite carrière située sur le côté ouest du château de la Roche-Jagu apparaissent typiques d'un faciès de plaine côtière deltaïque et indiquent un milieu submergé.

Les déformations postérieures correspondent surtout à des failles normales, à quelques failles inverses de rejet limité ainsi qu'à quelques décrochements et aux fractures tardives subverticales. Quelques plis (avec schistosité de fracture locale), et surtout des ondulations, sont également observés.

ov. Roches volcaniques et subvolcaniques de Plouézec (Arénig probable). Les roches effusives de Plouézec, appelées aussi « porphyrites de Plourivo » (Barrois, 1908), sont des laves et pyroclastites de composition basique à intermédiaire (basaltes, andésites, trachy-andésites) de teinte sombre, violacée à rougeâtre, localement verdâtre. Elles passent localement à des roches microgrenues.

Ces roches sont largement présentes sur tout le bord oriental et méridional du bassin de Plourivo et peuvent être aisément observées sur la route de Kerity à Plouézec (carrière abandonnée au Sud du ruisseau de Beauport) et dans le secteur du Vieux-Bourg et de Sainte-Barbe. L'épaisseur maximale des empilements volcaniques est d'au moins 80 m si l'on tient compte des affleurements continus en falaise

au Nord de Sainte-Barbe et le long du Leff. Sur le terrain deux faciès peuvent être observés :

—des roches porphyriques (phénocristaux de feldspath et, en moindre proportion, de ferromagnésiens dans une pâte aphanitique) correspondant à des coulées et projections de composition basique à intermédiaire ;

—des roches microgrenues équigranulaires basiques qui se sont mises en place sous forme d'intrusions (et peut-être, pour certaines, de coulées épaisses). Sur la rive nord du Leff et à la pointe de la Tour, à Bréhec, ces roches deviennent grenues.

Ces différents faciès n'ont pas été distingués sur la carte du fait de leur coexistence au niveau d'un même secteur, voire d'un même affleurement. Néanmoins, on peut remarquer que le faciès porphyrique est plus fréquent à l'Est du bassin, tandis que les deux faciès coexistent au Sud et au Sud-Ouest (Barrois, 1908). Fréquemment altérées lorsque le faciès porphyrique affleure vers l'intérieur des terres, les volcanites sont alors de teinte plus claire, gris jaunâtre, et les phénocristaux de plagioclase se distinguent aisément. Les meilleures observations peuvent être réalisées sur la côte entre Kerarzac et Boulgueff où le contact entre les volcanites et les grès de la Roche-Jagu est bien visible: il s'agit soit d'intrusions locales au sein des grès (niveaux de tufs au sein des grès de la Roche-Jagu), soit de coulées.

Les volcanites recouvrent largement les formations de base du bassin à l'Est. Au Sud par contre, la cartographie détaillée montre l'interpénétration complexe des volcanites d'une part et des grès et pélites de Port-Lazo d'autre part, plus particulièrement entre Kermaria et Saint-Jean en Penhoat. On remarquera que sur cette bordure sud du bassin, le long du Leff puis à l'Ouest du Trieux, les volcanites affleurent en continu.

Dans le bassin de Bréhec, quelques petits pointements subvolcaniques sont intrusifs au sein des séries sédimentaires. À la pointe de la Tour, le contact nord semble être de type intrusif en falaise tandis qu'il est vertical et faillé sur l'estran (Suire, 1990). Sur le côté sud de la pointe, seule la volcanite affleure ; on observe toutefois des bancs de pélites emballés dans la volcanite à la base de la falaise. Au large, l'îlot portant la balise du Taureau est constitué d'une lave microlitique porphyrique représentant vraisemblablement un épanchement issu de l'intrusion de la pointe de la Tour.

Péetrographiquement les laves du bassin de Plourivo correspondent en majorité à des andésites, les termes basaltiques étant subordonnés. Les laves trachy-andésitiques et trachytiques n'affleurent que dans le secteur de Plouézec où elles sont associées à des projections. Les textures originelles sont remarquablement préservées mais les minéraux magmatiques sont généralement détruits et remplacés par des minéraux de basse température.

• **Andésites** et **basaltes**. Les textures sont microlitiques porphyriques

(phénocristaux de taille millimétrique) à doléritiques, avec un caractère amygdalaire plus ou moins accentué. Les microlites montrent parfois des morphologies (habitus) en « queue d'hirondelle » ou en « boucle de ceinture », indiquant un refroidissement brutal.

Les phénocristaux les plus abondants sont du plagioclase (albite ou oligoclase) parfois légèrement zoné ou des fantômes de minéraux ferromagnésiens transformés en agrégats de chlorite \pm épidote, opaques, rutile, sphène.

La mésostase est constituée d'une trame de lattes ou microlites de plagioclase (le plus souvent albite) entre lesquels la pâte finement cristallisée est essentiellement composée de chlorite + opaques + leucoxène + carbonate + minéraux argileux \pm épidote.

Exceptionnellement, des clinopyroxènes magmatiques de type augite sont préservés sous forme de reliques.

Les lattes ou microlites de plagioclase présentent de fortes variations de composition (jusqu'à 50 % d'anorthite et 20 % d'orthose). En l'absence d'évidence de potassification secondaire, ce caractère peut être rattaché à une tendance relativement potassique du volcanisme de Plouézec.

La minéralogie des faciès microgrenus à grenus est similaire à celle des termes andésitiques à basaltiques. De composition gabbroïque, ces roches peuvent évoluer jusqu'à des diorites quartziques.

• **Trachy-andésites** et **trachytes**. Ces roches leucocrates, essentiellement composées d'albite et de feldspath potassique, ont des textures porphyriques amygdalaires. Deux types peuvent être distingués d'après la texture de la mésostase, perlitique ou microlitique (le plus souvent à texture trachytique). Ces deux types de laves contiennent des phénocristaux de feldspath et de minéraux ferromagnésiens. Le feldspath est largement prédominant et le plus développé (cristaux atteignant jusqu'à 1 cm de longueur) ; il s'agit en général d'albite parfois remplacée par du feldspath potassique se développant à partir de la périphérie.

La mésostase est constituée soit d'un agrégat cryptocristallin de quartz et de feldspath résultant de la dévitrification d'un verre volcanique, soit de microlites d'albite. Les minéraux accessoires sont l'apatite, la chlorite et les opaques.

Les amygdales présentent des formes très étirées ; elles passent parfois à des fentes de tension. Elles peuvent être remplies par du quartz, de l'albite, de la chlorite et des produits titanés.

Malgré la disparition de la quasi-totalité des minéraux magmatiques du fait de l'altération, ces roches peuvent être interprétées, au vu de leurs textures et de leur proportion feldspaths/minéraux ferromagnésiens, comme des trachytes ou trachy-andésites altérés (Pinel, 1964). Cette tendance alcaline est confirmée par la présence de prismes d'apatite bien développés et la relative abondance de minéraux titanés. Localement, à l'Ouest de Plouézec, des termes ignimbritiques sont associés à ces laves.

oc. **Formation de Toul-Lan : microconglomérats et grès.** La Formation de Toul-Lan est principalement constituée de grès roses à grain grossier à très grossier, fortement hétérométriques et passant localement à des microconglomérats et conglomérats. Les bancs ont une puissance décimétrique à plurimétrique et sont parfois séparés par des interbancs pélitiques rouge sombre de quelques millimètres à quelques centimètres d'épaisseur. Ce faciès affleure largement au Nord et à l'Est de Plouézec. Il a été exploité comme matériau de construction dans les carrières de Beauport, sur la nouvelle route de Plouézec à Kerity ; bien qu'en voie de comblement, ces carrières présentent les meilleurs affleurements de ce faciès.

Cette formation est aussi présente sur l'ensemble du bassin où elle occupe une position haute en raison de sa plus grande résistance à l'érosion. En outre, du fait du caractère très siliceux des grès, les affleurements, et parfois les limites cartographiques, sont souvent aisément réparables par la présence de bois ou bosquets de pins.

Dans la Formation de Toul-Lan, les pendages sont en général assez faibles (de 20 à 30°) mais ceux-ci peuvent atteindre 40 à 55° près des contacts avec les autres formations ou en bordure du bassin. Près de Toul-Lan, sur la voie ferrée, la puissance de la formation atteint 100 à 150 m (elle affleure en continu sur la falaise avec des pendages élevés : 45 à 50°). Ailleurs, elle peut être réduite à quelques mètres d'épaisseur.

La position stratigraphique de la Formation de Toul-Lan est déterminée par le fait qu'elle n'est recoupée par aucune intrusion volcanique et par son caractère nettement transgressif au-dessus des formations précédentes (Delatre et Waterlot, 1959). Cependant, un forage de reconnaissance pour eau, réalisé dans la partie orientale du bassin, a recoupé, sous un niveau de volcanites (55 à 72 m), des grès beige rosé et blancs semblant similaires à ceux de la Formation de Toul-Lan rencontrés au-dessus (Talbo, 1975). L'existence de niveaux grès de couleur lie-de-vin indique qu'il pourrait aussi s'agir de grès de la Roche-Jagu (décolorés ?). On notera que plus au Nord, dans le secteur de la lande Colas et surtout le long de la déviation de Paimpol, des volcanites sont observées au sein des grès de la Formation de Toul-Lan. Bien que cette disposition puisse être liée à la tectonique postérieure le long de la faille du Trégor, il est aussi possible d'envisager dans ce secteur, l'existence d'un volcanisme tardif, synchrone du début de la sédimentation des grès de Toul-Lan.

Au Nord de la partie centrale du bassin, les grès de Toul-Lan, surmontant en continuité ceux de la Formation de la Roche-Jagu, sont dans l'ensemble plus fins et très quartzeux, certains échantillons possédant même une texture quartzitique (secteur de Penhoat). Ce faciès plus fin, mieux cristallisé et donc plus résistant à l'érosion, correspond vraisemblablement (les affleurements sont rares sur ce plateau) à celui qui existe sous la majeure partie du secteur situé entre Plourivo et le Trieux et notamment dans le bois de Penhoat-

Lancerf. L'absence de faciès conglomératique à la base de la formation dans ce secteur, de discordance et de volcanisme intercalé entre les deux formations de la Roche-Jagu et Toul-Lan, constitue un des points caractéristiques de l'évolution de cette partie du bassin.

Dans les faciès les plus grossiers, la taille des fragments lithiques est en moyenne de un à quelques centimètres (2-3 cm), dépassant rarement 5 cm. Les galets sont constitués de microquartzite rouge et noir, de cornaline, de phanite (Pinel, 1957). Les grès sont des wackes à matrice sériciteuse caractérisée par l'hétérométrie, un grain arrondi et une forte granulométrie. Ces faciès, toujours très feldspathiques (orthose, microcline, essentiellement), peuvent renfermer des éléments de quartz monocristallin d'origine volcanique ainsi que des fragments de silicrète. On peut également observer un développement de l'hématite dans les clivages des micas et des feldspaths, témoin d'une altération continentale des zones sources. Les éléments sont toujours très arrondis et la matrice sériciteuse est souvent abondante. La Formation de Toul-Lan se distingue de celle de la Roche-Jagu par la diminution importante des fragments micro- et cryptocristallins ainsi que des fragments quartzo-feldspathiques de socle.

Au contact entre les grès de la Formation de Plourivo et ceux de la Formation de Toul-Lan, un faciès particulier est parfois observé (Kerban au Sud de Plourivo, limite de formation à l'Est de Kerfot). Il s'agit de grès gris quartziteux assez massif en bancs épais ne présentant ni l'aspect de grès grossier de la Formation de Toul-Lan, ni le grain fin et la faible épaisseur des bancs de la Formation de Plourivo. Malgré les différences de texture, les constituants de la roche permettent de rapprocher ces faciès de la Formation de Toul-Lan (fig. 11). C'est dans ce type de faciès qu'auraient été observées des traces de bilobites au niveau de la carrière de Kerleau à l'Ouest de Plourivo. Cette carrière, comblée depuis longtemps (*cf.* Chauris, 1971), était située près de la limite entre les formations de Toul-Lan et de Plourivo. La présence de ces bilobites au sommet de la Formation de Toul-Lan indiquerait un retour à un environnement marin après la phase de continentalisation marquée par les dépôts fluviaux correspondant à la majeure partie de la Formation de Toul-Lan.

Aucune déformation souple n'a été observée au sein de cette formation, ce qui s'explique aisément du fait de la compétence importante du matériau. Corrélativement, la déformation cassante y est par contre bien développée.

od. Formation de Plourivo : grès et pélites. La formation de Plourivo occupe la partie centrale du bassin ; elle est constituée de grès fin gris clair ou beige et de pélites brunes. À l'affleurement, ces sédiments se présentent en alternances de bancs centimétriques, assez friables, sub-horizontaux ou localement basculés par la fracturation tardive.

La Formation de Plourivo repose pratiquement partout sur la Formation de Toul-Lan. Cependant, le contact direct ne peut être observé

sur le terrain du fait des conditions d'affleurement. Les levés montrent cependant que le contact doit être normal à l'Est et le plus souvent faillé à l'Ouest où les dépôts de la Formation de Plourivo sont fréquemment observés en contrebas des grès de la Formation de Toul-Lan.

Les directions des couches sont très variables et les pendages sont en général faibles, de 5 à 20°, mais ils peuvent atteindre 35 à 40° très localement du fait de la fracturation et de basculements de blocs. Les pendages atteignent 30 à 70° (SSE) dans la vallée de Coat-Frity. Quelques microplissements sont observés (axe N70°, N-S).

Les grès typiques de la Formation de Plourivo sont des grès à grain fin, caractérisés par leur litage diffus plurimillimétrique et par leur débit en niveaux de 3 cm environ. Les siltites beige jaunâtre à brun montrent également de fines lamines et se débitent en plaques d'un centimètre d'épaisseur. Les niveaux plus fins (argilites et silts fins bruns et marron) ne montrent pas de litage continu ; ils se caractérisent par l'existence de plans irréguliers à tapissage d'oxydes. Le débit de ces niveaux est variable (1 à quelques centimètres).

Les sédiments arénacés de cette formation comprennent surtout des arkoses et des wackes feldspathiques (plagioclase et feldspath potassique surtout), la matrice de ces derniers étant toujours riche en chlorite. Les fragments lithiques (grains microcristallins, fragments quartzo-feldspathiques) sont très rares, l'apatite se développe localement. Les éléments hématitisés sont absents et l'héritage volcanique est très discret.

La localisation des dépôts de la Formation de Plourivo, et surtout les caractères sédimentaires, témoignent d'un milieu plus calme et d'eaux plus profondes que lors du dépôt des formations de la Roche-Jagu et surtout de Toul-Lan.

ROCHES PLUTONIQUES ET FILONIENNES D'ÂGE INDÉTERMINÉ

γ. **Granite de Quemperven.** Cette roche n'est observée que très localement le long de la faille du Trégor, à la sortie ouest de Hengoat et, sur la feuille Lannion, près de la localité de Quemperven. De couleur blanche, elle est très altérée et c'est surtout l'arène qui affleure.

Deux types de roches ont néanmoins été observés :

— le faciès granitique *s.s.* présente une texture grenue, isotrope. Il est composé de quartz (en cristaux arrondis) + feldspath potassique perthitique + plagioclase et biotite très rétro-morphosée ;

— le faciès fin présente une texture microgrenue isotrope à phénocristaux de quartz et de feldspath dans une matrice présentant essentiellement des textures myrmékites et graphitiques ; quelques micas

blancs ont été observés. Ce faciès correspond vraisemblablement à un équivalent filonien du granite.

L'âge de ce granite n'est pas connu. Sa mise en place apparaît contrôlée par la faille du Trégor.

μγ. Microgranites. Ces filons affleurent au Sud de Pontrioux et près de Goudelin (Sud de la carte). Ils sont nettement plus répandus plus au Sud sur le territoire de la feuille Guingamp.

Il s'agit d'une roche claire dans laquelle on distingue des cristaux plurimillimétriques répartis dans un fond plus fin (texture porphyrique). Cette roche, assez résistante à l'érosion et non schistosée, peut constituer des mini-reliefs. Il est cependant difficile de suivre les filons.

Ces filons ont une extension hectométrique à kilométrique et une épaisseur métrique à décamétrique. Les phénocristaux peuvent dépasser 5 mm. Ce sont des plagioclases séricitisés et des quartz « rhyolitiques » à golfes de corrosion. La matrice est surtout constituée de petits cristaux automorphes, bien visibles au microscope, de plagioclase (séricitisé), de biotite (chloritisée) et éventuellement de séricite. Ces filons sont généralement sécants sur les limites lithologiques des terrains cadomiens mais, bien que non déformés, ils s'orientent selon une direction NW-SE proche de celle de la foliation régionale. Ce dernier point pourra être mieux appréhendé sur la carte Guingamp.

Autres filons. Un certain nombre de filons décimétriques à métriques ont été observés mais non représentés du fait de leur faible puissance.

- **Lamprophyres.** La roche observée dans des filons est très dure, de couleur légèrement violacée à beige-marron en surface. Des plages millimétriques de mica noir sont visibles dans le fond très fin de la roche.

Ces filons ont une puissance métrique. De direction E-W, ils sont observés sur l'estran de Port-Lazo à Kerarzac au sein des séries ordoviciennes. La texture de ces roches est intersertale porphyrique. Les phénocristaux sont constitués de plagioclase et de pseudomorphose de ferromagnésiens remplacés par des minéraux argileux, des opaques et du quartz. La mésostase est constituée d'une trame de lattes de plagioclase entre lesquelles se disposent de la chlorite, du quartz et des baguettes d'ilménite.

Un filon basique à affinité lamprophyrique a également été échantillonné à proximité de dolérites banales dans la carrière de Tressigneaux. Il est décrit ci-dessous.

- **Dolérites.** Les dolérites sont des roches dures, très sombres et à grain fin. Elles constituent des filons, mais à l'affleurement on ne voit souvent qu'un petit pointement dans le talus.

Les filons de dolérites s'observent notamment au sein des gabbros de Squiffiec, et de la Formation de Lanvallon. Ces roches ont été échantillonnées dans la carrière de Tressigneaux (une mesure : N20 70W). Les paragenèse et texture magmatiques sont largement préservées (présence de clinopyroxène), aussi ces roches apparaissent-elles postérieures à la tectonique et au métamorphisme cadomiens. Elles doivent être distinguées des dolérites amphibolitisées de la carrière de Coat-Men, clairement déformées et métamorphiques et que nous rattachons à la Formation de Lanvallon.

Trois analyses ont été effectuées sur des échantillons provenant de la carrière de Tressigneaux (annexe III-4). Deux sont des dolérites *sensu stricto* (DLA07 et DLA08). L'échantillon DLA09 se distingue par une texture très fine (basaltique) porphyrique et la présence de phénocristaux d'olivine chloritisés, d'enclaves variées dont des pyroxénites à grain fin, et de baguettes d'amphibole brune et biotite au sein de la matrice. Ces minéraux confèrent à la roche une affinité lamprophyrique.

Les trois roches ont une composition basique ($\text{SiO}_2 < 52\%$). Dans le diagramme SiO_2 vs $\text{Na}_2\text{O} + \text{K}_2\text{O}$ (fig. 3a), les deux dolérites se placent à la limite entre les domaines subalcalin et alcalin, tandis que l'échantillon DLA09 se place dans le domaine alcalin, dans le champ des trachy-andésites basaltiques. Le diagramme SiO_2 vs K_2O (fig. 3b) montre que ce caractère alcalin résulte d'une forte teneur en K_2O (4,29 %) qui situe la roche dans le champ des lignées shoshonitiques. Selon la nomenclature de R.W. Le Maitre (1989), DLA09 se définit comme un trachy-basalte potassique (ou absarokite). Les deux dolérites se placent dans le champ tholéitique du diagramme SiO_2 vs FeO/MgO (fig. 4). Elles se distinguent des amphibolites de la Formation de Lanvallon par une teneur plus faible en SiO_2 , à rapport FeO/MgO donné. Dans le diagramme FeO/MgO vs TiO_2 les trois échantillons s'inscrivent dans le champ des laves des domaines anorogéniques. À rapport FeO/MgO donné, ils sont toujours plus riches en TiO_2 que les amphibolites de la Formation de Lanvallon. Ceci suggère un caractère plus alcalin (ou moins tholéitique).

FORMATIONS SUPERFICIELLES

Sous ce terme ont été regroupés les faciès altérés des roches et les sédiments récents (cénozoïques) qui recouvrent le substrat. Ces sédiments sont toujours discordants, généralement azoïques (sans éléments de faune et de flore préservés) et mal datés : seules les corrélations régionales avec des dépôts comparables mieux datés (Morzadec-Kerfour, 1974) permettent quelques propositions de chronologie relative. Du fait de ces difficultés, ces dépôts ont été regroupés en fonction de leur mise en place plutôt que par leur âge présumé.

Par rapport aux cartes à 1/80000 qui ont précédé cette édition, on peut considérer qu'il existe une correspondance directe entre « a² » (alluvions modernes du 1/80000) et Fz, « a^{1a} » (alluvions anciennes du

1/80000) et Fx, Fw, F et RF, « a^{1b} » (limons du 1/80000) et LP. La notation « A » des anciennes éditions regroupait un ensemble disparate de dépôts (altérites, dépôts de versants ou de solifluxion, éléments résiduels) qui ont été détaillés lors du levé de la présente édition. En accord avec les règles édictées pour la cartographie des formations superficielles, les lœss ont été désignés par la notation Œ qui doit être prise comme synonyme de la notation LP utilisée pour d'autres cartes de Bretagne.

Formations résiduelles

Ce terme désigne l'ensemble des matériaux issus de l'altération du substrat rocheux sans transport notable du résidu d'altération. Sur cette carte, ce sont soit des arènes au sein desquelles les structures de la roche mère ont été conservées (*isaltérites* : notation de la roche mère suivie de A), soit des résidus de la désagrégation granulaire et de la corrosion chimique des roches (apparition d'argiles) avec destruction des structures originelles (*allotérites* : A suivi de la notation de la roche mère concernée).

Isaltérites. Plusieurs affleurements montrent une roche ameublie, au sein de laquelle pénètre aisément une lame de couteau mais dont la texture, les grains minéraux et le réseau de fractures sont bien visibles et comparables à la roche saine. La surface concernée par ces zones d'altération est généralement sous-estimée, faute d'affleurements importants.

Le massif gabbro-dioritique de Saint-Quay-Portrieux est le plus souvent altéré à l'affleurement : plusieurs exploitations visibles en 1991 (Portrieux, Tréverec) montrent, sous quelques décimètres de dépôts périglaciaires, une roche arénisée. Le matériau est tendre, se comporte comme un sable très légèrement argileux, compact, mais garde tous les aspects de la roche initiale. Cette altération affecte la roche sur 7-8 m d'épaisseur, la transition avec la roche saine se faisant par un horizon de 2 à 5 m à boules de diorite de plus en plus nombreuses. L'épaisseur de ces altérites et le fait que les profils d'altération sont incomplets (il manque les horizons sommitaux) pourrait traduire une relative ancienneté de ces profils (Tertiaire?) en partie décapés au cours du Quaternaire par la dynamique périglaciaire.

Les migmatites de Guingamp et les amphibolites de la Formation de Lanvallon (Membre du Roselier) sont localement arénisées sur plusieurs mètres (parfois plus de 5 m) mais montrent toujours à l'affleurement les structures de la roche. En pied de versant, ces faciès peuvent être recouverts par plus de 2 m d'arènes déplacées sous les climats périglaciaires.

Les roches détritiques briovériennes grès-pélimitiques (formations de Binic d'une part, de La Roche-Derrien et du Minard d'autre part), très fragmentées (litage, schistosités, failles), sont fréquemment altérées

et montrent un passage graduel, sur plusieurs mètres d'épaisseur, de la roche aux formations périglaciaires de versants (heads). Ce passage s'accompagne vers le sommet d'un enrichissement en particules fines qui proviennent de la désagrégation de la roche mère.

Allotérites. À la surface du bassin paléozoïque de Plourivo et sur les replats de la plate-forme de 100 m, au Sud de la carte, plusieurs affleurements montrent un résidu d'altération blanchâtre à verdâtre peu épais (≥ 1 m), silto-argileux, parcouru de marbrures brun rouille qui évoquent les restes d'une pédogénèse ancienne (Pléistocène inférieur? Tertiaire?).

Sur le bassin de Plourivo, ces résidus sont de granulométrie hétérogène, très mal classés. Ils renferment de nombreux fragments de roche de taille variable (de quelques agrégats de grains à des blocs décimétriques). Certains de ces blocs de grès sont enrobés d'une pellicule de 1 à 2 mm d'épaisseur d'oxydes de fer qui cimentent et indurent le bloc souvent friable à l'intérieur. De plus, ces blocs montrent parfois des facettes arrondies qui évoquent une éolisation limitée de leur surface.

Plus au Sud, associés à la plate-forme de 100 m, ces résidus qui se développent aux dépens des gabbros, leucogranites et amphibolites, renferment peu de blocs (la roche mère fournissant plutôt des sables et silts par altération chimique des minéraux et désagrégation des grains). L'analyse granulométrique de quelques échantillons (Sud du bois de Plourivo, hameau de Petit-Loup, Yvias, bois de Pommerit) montre une grande variabilité de ces matériaux très dépendante du substrat rocheux et de pollutions plus récentes (lœss et/ou tri éolien, gélifluxion). Quartz et argiles sont les constituants majeurs de ces sédiments (diffractométrie sur poudres et argiles).

Conglomérat à ciment ferrugineux : « Pierre des landes » Plus particulièrement dans le coin sud-est de la feuille, on trouve des blocs de conglomérat à ciment ferrugineux qui agrègent des éléments du substrat et des quartz parfois roulés de 1 à 3 cm de long. Cette roche se présente en dalles irrégulières remontées en surface lors des labours profonds. Le plus souvent, ces blocs sont déplacés au bord des champs par les agriculteurs. En place, cette roche est friable, de couleur gris à brun rouille, d'aspect terreux, faite de morceaux de la roche du substrat mais cimentés et en cours d'altération. Après exposition à l'air, la précipitation des oxydes de fer a cimenté ce matériau et lui a donné cette teinte rouille à noir si caractéristique dans les constructions de la région. L'examen de quelques lames minces montre la présence de morceaux de roches (amphibolites, gabbro-diorites) et de quartz de tailles variées dans une matrice fine silto-argileuse très riche en fer précipité.

La localisation de ces « Pierres des landes » (appellation locale) autour de Lanvallon et de Pléguien paraît liée au cumul de deux facteurs : un substrat rocheux composé d'amphibolites et de gabbro-

diorites (forte teneur en fer) d'une part, et d'autre part une topographie plane, mal drainée (nappe perchée affleurante) qui correspond à la plate-forme d'abrasion située à 100 m NGF. On peut considérer que cette roche est une « croûte de battance » dont la mise en place serait le plus souvent récente (Holocène) et toujours active.

Formations de versant

Cette dénomination regroupe l'ensemble des sédiments déplacés de leur substrat d'origine et immobilisés sur les pentes des versants. L'allochtonie relative de ces dépôts est généralement faible : les cailloux qu'ils renferment sont de bons indicateurs de la nature du substrat rocheux sous-jacent.

S. « Heads » : dépôts de pente périglaciaires. Le terme de « head » est utilisé en Bretagne, Basse-Normandie et le long du littoral britannique pour désigner un dépôt de versant complexe, de granulométrie très variable où existe toujours une proportion importante de blocs et de cailloux (éléments supérieurs à 2 cm de long) issus du substrat rocheux local fracturé par l'action du gel lors des périodes froides du Quaternaire. Ces gros éléments sont empâtés dans une matrice limoneuse et s'orientent au sein du dépôt dans l'axe de la pente dominante du versant. La mise en place de ces heads est régie par plusieurs phénomènes (fauchage, cryoptation, solifluxion) lents : les sédiments de surface sont peu à peu déplacés lors des alternances de gel-dégel profond qui ont existé lors des périodes froides du Pléistocène.

Localement, vers la base de ces formations, on peut observer des niveaux de pierrailles, pauvres en matrice, correspondant à des éboulis de gravité au pied des falaises abandonnées par la mer. Ces heads, à matrice limoneuse non carbonatée sur cette feuille, recouvrent la presque totalité de la carte. Le plus souvent épais de quelques décimètres à 1 ou 2 m, ils peuvent localement combler un ancien talweg et présenter en bas de versant, comme à Port-Lazo (Sud-Est de Paimpol), une quinzaine de mètres d'épaisseur.

La coupe de la falaise de Port-Lazo, en exposition nord, est exceptionnelle. Elle permet de reconstituer partiellement l'histoire géologique des formations de versant de la région depuis l'optimum climatique de la dernière période interglaciaire, il y a 125000 ans. Ce site a déjà fait l'objet d'études stratigraphiques et palynologiques, en particulier à l'Est de la voie d'accès à la grève (Monnier, 1980 ; Bigot et Monnier, 1987 ; Morzadec-Kerfourn, 1974). Vers l'extrémité de la grande falaise de head, en direction de la pointe de Plouézec, on peut distinguer de haut en bas les niveaux suivants :

- colluvions récentes ;
- limon à graviers et cailloutis, avec développement d'un sol lessivé tronqué dans la partie supérieure ;
- lœss typique de couleur brun jaunâtre (10 YR 5/5, code Munsell) ;
- head à graviers, cailloux et blocs, à matrice lœssique ;

- limon et sable fin en lits ondulés et déformés, avec petites fentes de gel ;
- head peu épais et peu caillouteux, avec lentilles de limon ;
- limon lité avec cryoturbations passant vers le bas à un gley enrichi en argile ;
- head à graviers, avec quelques cailloux, infiltré par une argile grise à hydromorphie ;
- horizon légèrement feuilleté et brunifié sur limon lité à passées de cailloutis et de sable limoneux roux ;
- limon argileux grisâtre gleyifié sur head limono-sableux à graviers, cailloux et blocs ;
- limon argileux feuilleté de teinte brun jaunâtre (10 YR 5/6) ;
- head épais à matrice brune ;
- horizon humifère (7,5 YR 3/4) (sol isohumique froid) ;
- niveau de graviers et de cailloutis lavés avec matrice limoneuse résiduelle brune ;
- horizon humifère noir brunâtre (7,5 YR 3/4), avec charbon de bois, surmontant un horizon limono-argileux brun rougeâtre avec des cailloux (sol podzolique) ;
- head englobant des graviers et des cailloux ;
- head à matrice limoneuse brun vif (7,5 YR 4.5/6) ;
- head grossier à blocs et cailloux anguleux ;
- niveau de galets marins ou de gros blocs peu émoussés reposant sur un platier rocheux, des heads anciens, ou un sol.

Ces formations présentent des variations latérales de faciès en fonction de leur éloignement de la falaise morte et de la topographie de celle-ci, notamment au niveau des vallons où se développent des sols hydromorphes. On peut considérer que les heads fossilisant la plage ancienne appartiennent au complexe du Weichsélien ancien, avec des remaniements de formations périglaciaires saaliennes qui devaient former la falaise en arrière de la ligne de rivage, comme on peut le noter localement dans la coupe à l'Ouest de Port-Lazo. On peut y remarquer également des matrices évoluées correspondant à des pédogenèses éémiennes ou anté-éémiennes. Après cette première dégradation climatique, le climat s'est réchauffé, comme le montre le développement d'un sol lessivé de type tempéré, suivi d'un épisode plus froid, puis d'un nouveau réchauffement marqué par une pédogenèse correspondant à des sols gris forestiers. Ces oscillations tempérées ont été rapprochées des insterstades Saint-Germain I et II mis en évidence par les diagrammes polliniques de la Grande-Pile (Monnier et Van Vliet-Lanoë, 1986).

Les heads puissants apparaissant dans la partie moyenne de la coupe se sont développés entre 60000 et 29000 B.P., durant l'interpléniglaciaire. Les conditions climatiques étaient alors rudes, mais il y a eu des oscillations comme le montre la présence de niveaux humifères ou de gleys, en particulier dans l'axe des vallons échancrant le versant à l'Ouest de Port-Lazo. Vers le sommet des falaises, les dépôts à dominante limoneuse correspondent à la période plénigla-

ciaire, caractérisée par un froid plus vif et un climat plus sec, ce qui n'a pas favorisé le développement des coulées boueuses.

Les rares coupes visibles dans l'intérieur des terres montrent des heads moins complexes. Sur les berges du Jaudy, du Trieux ou du Leff, quelques falaises sont taillées dans les heads du dernier cycle glaciaire (pléniglaciaire inférieur et moyen du Weichsélien), avec à la base quelques traces fortement remaniées des sols du dernier interglaciaire (Éémien *s.l.*). Tous ces heads sont recouverts de lœss de couverture (maximum de froid de la dernière glaciation) dès que la pente est faible (2 à 3 % au maximum), alors qu'ils affleurent directement pour des pentes plus fortes (3 à 5 %).

C. Colluvions holocènes (notation ponctuelle). Constituées de limons beiges non carbonatés, parfois pollués de sables et de quelques cailloux, ces colluvions ont été uniquement reconnues avec certitude en quelques points du littoral (Port-Lazo, baie de Poulafret, Saint-Quay, Binic). Elles se sont formées par ruissellement et fluage, après les défrichements opérés depuis le Néolithique, au détriment de la couverture de lœss qui tapisse le pied des versants. Les coupes visibles, toutes en bordure littorale, montrent que l'épaisseur de ces colluvions peut atteindre 2 m. Elles sont certainement présentes aussi dans l'intérieur des terres, en bas des versants, mais l'absence d'affleurement n'a pas permis d'en vérifier l'ampleur. À l'échelle de la feuille, leur importance est faible : elles méritent toutefois d'être prises en compte lors de travaux d'aménagement du littoral et des petits talwegs côtiers.

La découverte au sein de ces colluvions de morceaux de poteries, de tuiles et de silex taillés, démontre que ces colluvions se sont mises en place au cours de l'Holocène, depuis moins de 5 000 ans, principalement durant les époques protohistoriques et historiques. Ce sont les interventions de l'homme sur son milieu (les défrichements et les brulis du Néolithique) qui ont certainement contribué, par érosion des sols, à l'accumulation de ces dépôts.

Dépôts fluviatiles et lacustres

Cette famille comprend l'ensemble des sédiments déposés par les rivières de la région et regroupe les alluvions ainsi que les sédiments saumâtres ou lacustres fossilisés le long du littoral.

Quartz et feldspaths émoussés résiduels. Signalés par E. de Fourcy dès 1844 mais peu mentionnés ensuite dans la littérature, des quartz et quelques feldspaths sains aux arêtes émoussées, de 2 à 3 cm de longueur maximum, existent sur la partie sud du territoire de la carte, dans les zones de landes humides vers 100 m d'altitude NGF ainsi que, en moindre quantité, dans les heads à la périphérie de ces zones. Parfois rougis sur plus d'un millimètre d'épaisseur, l'histoire de ces quartz semble ancienne (Quaternaire? Néogène?) et liée à la plate-forme de 100 m NGF. Il est vraisemblable que ces cailloux

émoussés soient à corrélés avec les dépôts du bois de Pommerit (cf. *infra*).

RF. Silts à galets du bois de Pommerit-le-Vicomte. Aux lisières nord du bois de Pommerit, le long de la RD 54, des tranchées de drainage ouvertes en 1991 dans une parcelle forestière ont permis l'observation de silts gris, massifs, à passées riches en galets centimétriques de quartz translucides. Ces silts reposent sur les gabbros de Squiffiec, le plus souvent altérés (isaltérites) mais offrant localement des chicots de roche saine qui constituent des îlots au sein de cette formation de surface. L'épaisseur de ces silts, conservés dans une dépression du substrat, varie de 0,40 m à plus de 1,20 m visibles. Si leur extension exacte reste mal connue, ils semblent n'exister qu'entre 95 et 102 m d'altitude NGF.

De par sa nature lithologique, ce dépôt ne peut être que fluvial ou fluviomarin. L'absence d'éléments de datation rend toute attribution chronologique délicate. L'altitude relative élevée (40 à 45 m au-dessus du niveau de base actuel) est un élément d'ancienneté qui va à rencontre de l'absence d'altération importante du sédiment (pédogènes anciennes). L'analyse palynologique (G. Farjanel, BRGM) de ce dépôt montre *Pinus*, *Engelhardtia?*, *Quercus* dominant, *Betula*, *Alnus*, *Corylus*, *Ulmus*, *Gramineae*, *Cupressaceae*, *Cyperaceae*, qui suggèrent un paysage ouvert sous un climat tempéré frais. La position morphologique de ce dépôt et son contenu floristique permettent de proposer à titre d'hypothèse un âge pléistocène ancien, bien qu'un âge pliocène ne puisse être exclu.

Fx1. Alluvions anciennes (Pléistocène moyen). Niveau de 8 à 10 m au-dessus du cours actuel. Reconnus en très peu de points, des lambeaux d'alluvions grossières existent dans la partie aval du Leff et du Trieux. Ils reposent sur un substrat rocheux (bedrock) érodé et peu altéré situé à 8-10 m au-dessus du fond de vallée actuel.

Sur le Leff, ces lambeaux se limitent à un lit discontinu de galets de quartz visible dans le méandre du pont du Houel sur la RD 15. Le long du Trieux, des alluvions étaient visibles en 1991 dans le méandre de l'écluse de Pontrieux, et surtout le long de la RD 15, sur le versant nord de la vallée, à la sortie de Pontrieux en direction de Plouëc-du-Trieux. En 1991, la coupe derrière la rangée de maisons qui borde la route, montrait, sur un bedrock plat de schistes très redressés et sains, 3 m d'alluvions fluviales grossières recouvertes par 2 m de head. Ces alluvions se décomposent en deux séquences granodécroissantes avec des galets (5 cm de longueur moyenne) à la base, puis des sables à litage oblique au sommet. L'altitude relative du bedrock et la faible altération des matériaux nous incitent à dater ces alluvions de la fin du Pléistocène moyen (début du Saalien?).

Fx2. Alluvions anciennes (Pléistocène moyen). Niveau de 2 à 3 m au-dessus du cours actuel. Plusieurs affleurements le long des berges des principales rivières (Jaudy, Trieux et Leff) permettent d'observer

des alluvions déposées sur un bedrock aplani et peu altéré situé à 2 m au-dessus du fond de vallée actuel. L'épaisseur de ces alluvions ne dépasse que très rarement 50 cm. Leur granulométrie est décroissante, avec à la base des blocs anguleux décimétriques (de pétrographie identique au substrat immédiat) et des galets pluricentimétriques bien émoussés (les galets de quartz filonien dominant sur les matériaux locaux — granites et amphibolites — souvent plus anguleux). La granulométrie grossière de ces sédiments prouve une énergie de transport nettement supérieure aux capacités actuelles des rivières. Leur mise en place doit être attribuée à une période froide : il s'agit de « terrasses climatiques » correspondant à des conditions périglaciaires, avec apports de versants abondants dépassant la compétence des cours d'eau.

Ces alluvions, érodées au sommet, sont toujours recouvertes de dépôts continentaux à la stratigraphie complexe : restes de paléosols, heads et lœss appartenant vraisemblablement au Pléistocène supérieur. Ce constat laisse supposer que ces alluvions correspondent à une des périodes froides du Pléistocène moyen (dernière phase froide du Saalien?).

D'autres lambeaux de ces alluvions, limités en surface et en extension, existent très certainement le long des cours d'eaux. L'absence d'indice (affleurements, galets en surface) ne nous a pas permis d'en faire figurer plus malgré l'existence de traces morphologiques favorables (replats, terrasses).

Fz. Alluvions fluviales holocènes recouvrant des alluvions weichséliennes. Ces sédiments apportés par les rivières actuelles constituent le sommet du remplissage des fonds de vallées parcourus par des ruisseaux permanents. Dans la partie aval du cours des rivières, lorsque la pente longitudinale d'écoulement devient faible, ils déterminent une section à fond plat dont les bords marquent les limites de la plaine alluviale. Ces formations sont constituées en surface de sédiments fins (sables, limons et argiles) non carbonatés, tandis qu'en profondeur, le matériel est plus grossier.

L'épaisseur du remplissage est mal connue (Reynaud, 1848). Il ne dépasse pas quelques décimètres sur le cours des petites rivières mais est plus épais pour les drains principaux (de un à quelques mètres). Les graves (blocs et cailloux plus ou moins émoussés) de fond qui recouvrent le substrat rocheux se seraient mises en place au cours du Weichsélien, alors que les rivières étaient soumises à des crues importantes lors des dégels printaniers. Ces alluvions de fond de vallée ont été entaillées par l'érosion à la fin des temps glaciaires ou au début du postglaciaire, lorsque le niveau marin était encore bas. Lors de la transgression flandrienne, il y a eu dépôt de sédiments fins, en particulier dans la partie aval des vallées. Leur âge holocène est confirmé par la découverte d'un bois de cerf élaphe (Plusquellec, 1968) au sein des alluvions fines, à la confluence du Leff avec le Trieux.

La signature en minéraux lourds (résultats de batées de l'Inventaire minier français) est une association où dominent amphibole, épidote, rutile, zircon, magnétite, ilménite et grenat, secondairement accompagnés de tourmaline, pyrite, sphène, sillimanite, anatase et corindon. Cet ensemble peut être considéré comme la synthèse des principaux minéraux lourds des roches du bassin-versant des rivières qui parcourent cette carte.

T. Tourbes holocènes. Des tourbes flandriennes, formées autrefois dans des étangs de barrage, affleurent parfois sur les estrans en avant des cordons de galets, du fait du recul de ceux-ci. Le gisement de l'anse de Saint-Marc est visible en permanence, tandis que deux de Bréhec et du Palus découvrent plus rarement ; ils ont été carottés sur 14 m d'épaisseur et se poursuivent au-dessous du 0 hydrographique. À 6m NGF, la tourbe a été datée à 7050 B.P. À ce niveau, la flore est de type Atlantique avec peu de chénopodiacées, ce qui suggère qu'elle n'a pu se former, à 6m NGF, que par un niveau moyen inférieur à — 13 m. Vers — 4m, la tourbière arborée a été envahie par la mer et les troncs couchés sur place gisent sur l'estran. L'un d'eux a été daté de 6400 B.P., ce qui permet de situer le niveau moyen vers — 10 m, à cette époque.

À Bréhec, une tourbe passant vers le bas à une argile grise de marécage a été datée de 5 300 B.P. Ce dépôt repose sur des sables à faune saumâtre, culminant vers — 2m NGF. Ceux-ci correspondent à un épisode transgressif vers 6000 B.P., équivalent à un niveau moyen de —7 à —8 m. La régression qui a suivi implique un niveau moyen inférieur à —13 m, puisque la tourbe datée de 5 300 B.P. s'étend sur le bas estran, jusqu'au-dessous du niveau des plus basses mers. Au Palus, un sondage a également atteint un sable coquillier de plage presque au même niveau qu'à Bréhec (— 1,50 m NGF), sous une tourbe à flore de type Atlantique. Loin d'être régulière, la montée de la mer flandrienne s'est donc effectuée par des oscillations positives et négatives qui ont été enregistrées par les dépôts saumâtres et lacustres littoraux.

Dépôts éoliens

Les sédiments d'origine éolienne qui existent sur la feuille se limitent aux lœss. Constitués de poussière de quartz, ces lœss proviennent de la déflation (arrachage et transport de particules par le vent) d'épandages sableux dont l'origine est à rechercher au large de la baie de Saint-Brieuc et du Trégor (Barrois, 1897 ; Baulig, 1933 ; Bigot et Monnier, 1987). En effet, lors des périodes de froid maximum (pléni-glaciaires), la Manche était en partie exondée et parcourue d'un réseau de rivières laissant de grands épandages détritiques.

Ce lœss est une roche meuble, douce au toucher, finement pulvéru-lente quand elle est sèche et non altérée, de teinte jaune pâle à brune suivant son état. Sec, le lœss peut former des falaises abruptes et

stables tandis que, saturé d'eau, il s'effondre facilement, peut localement fluier ou devenir, dans les champs, un bournier difficile à parcourir par les engins agricoles ou de terrassement.

œx-y. Lœss anciens (Pléistocène moyen et supérieur) (notation ponctuelle). Ces lœss se regroupent en deux ensembles. Le premier est constitué par des sédiments peu ou pas altérés, non « brunifiés » par pédogenèse. Ces limons sont souvent interstratifiés dans les coulées de heads qui peuvent être datées du Weichsélien inférieur et moyen, mais ils sont eux-mêmes dérivés des limons pléniglaciaires saaliens, localement abondants sur la côte orientale de la baie de Saint-Brieuc. Le second ensemble rassemble des lœss altérés, pédogénisés (brun vif: 7,5 YR 5/6), tronqués par la transgression marine qui a suivi l'optimum climatique éémien, ou remaniés dans les niveaux de base du Weichsélien ancien : rive nord de l'anse de Beauport, Port-Lazo. Ces sols sur limons saaliens sont gleyifiés dans l'axe des vallons échantonnant la falaise morte.

œyL. Silts de Leskerneec. À Leskerneec (Sud-Est de Plounez, à l'Ouest de Paimpol), juste au Nord de la voie ferrée, les tranchées de drainage d'un champ montraient en 1991, sur un substrat de schistes verdâtres altérés (Briovérien), une couche de silts gris, massifs et homogènes, sous l'horizon de culture.

La granulométrie du sédiment est un silt (mode à 20-40 µm) faiblement argileux (≈ 5%) et riche en sable (20% entre 500 µm et 2 mm). Le contenu minéralogique (diffractométrie sur poudre et argile) montre une association à quartz dominant (≈ 60 %) avec quelques feldspaths (10-15% de plagioclases, avec quelques microclines). Les minéraux argileux sont des illites (50%), des interstratifiés illite-smectite (< 40 %) et un peu de kaolinite (< 20 %). Le cortège de minéraux lourds, peu important (< 0,2% du sédiment) est constitué, par ordre d'importance, de tourmaline (68%), d'amphibole (20%), d'épidote, de zircon, de sphène, de leucoxène et de magnétite. Cette composition rappelle pour une grande part celle des sédiments briovériens de la Formation de La Roche-Derrien et du Minard, dont la sédimentologie a été récemment étudiée (Denis, 1988).

Un échantillon de ce dépôt a livré des restes de spores (*Laevigatosporites haardti*, *Sphagnaceae*, *Polypodiaceae*) et de pollens (*Pinus*, *Picea*, *Engelhardtia* ?, *Quercus*, *Ulmus*, *Alnus*, *Ericaceae*, *Buxus*, *Compositae Liguliflorae*, *Tubuliflorae*, *Gramineae*, *Umbelliferae*, *Caryophyllaceae*, *Chenopodiaceae*, *Acacia*, *Cyperaceae*), qui traduisent un paysage ouvert sous climat frais (dét. G. Farjanel).

Ce dépôt pourrait être une altérite de siltites briovériennes, soufflée et localement piégée par les détails de la topographie locale. Toutefois, la quantité importante de particules plus grossières et la très faible quantité d'argiles différencient ce dépôt des altérites de schistes, des vases actuelles (Mz) ou de dépôts comme ceux du bois de Pommérit. Nous attribuons ces silts à un lœss dont le faciès particulier peut être

produit par des facteurs locaux (lithologie du substrat, site piège) et un âge différent du lœss de couverture (pléniglaciaire inférieur?). Une autre possibilité n'est toutefois pas à exclure : la large dépression qui sépare Paimpol du cours du Trieux très large à l'amont de Lézardieux, suggère l'existence, au cours du Pléistocène ancien ou moyen, d'un lien entre le Trieux et l'anse de Beauport (Sud de Paimpol), pendant une période où le niveau de base se situait à plus de 30 m au-dessus du niveau actuel. Un tel dépôt pourrait alors être aussi une relique de vases estuariennes érodées ailleurs.

CËy. Lœss de couverture (Weichsélien). C'est le lœss le plus répandu et le seul qui puisse être cartographié à cette échelle. Sur le périmètre de la carte, il peut présenter dans le détail des faciès différents: homogène, lité avec intercalation de niveaux de graviers et de heads sur les versants, ou à doublets sur les plateaux (la structure à doublets est un pseudolitage centimétrique à décimétrique, montrant une alternance de lentilles claires et brunes, allongées horizontalement ; Lautridou, 1985). Ce lœss, sur la côte occidentale de la baie de Saint-Brieuc, est en général non carbonaté. Localement, cependant, il est faiblement carbonaté (1 % au Nord de l'anse de Beauport) et l'on pouvait autrefois observer de belles poches de décarbonatation dans la partie supérieure des limons bordant la plage de la Comtesse à Saint-Quay. Le sommet de ces formations est affecté par la pédogenèse postglaciaire (sol brun lessivé : 7,5 YR 5/6 en surface et 10 YR 5/6 en profondeur, lorsqu'il n'est pas altéré). Ces niveaux supérieurs se caractérisent aussi parfois par la présence d'un réseau de fentes verticales dessinant en surface un réseau polygonal d'ordre métrique. Il s'agit de fentes de cryodessiccation, comblées par un limon blanchi, s'enfonçant sur 1,5 à 2,5 m en profondeur.

Par analogie avec les coupes de la côte orientale de la baie de Saint-Brieuc, ce lœss de couverture peut être daté du maximum du froid de la dernière glaciation (pléniglaciaire supérieur du Weichsélien). À cette époque, le niveau marin était au plus bas et les fines poussières provenant des formations estuariennes exondées ou des alluvions déposées par le fleuve de la Manche, se sont déposées sur les surfaces planes de la bordure septentrionale du Massif armoricain ou ont été plaquées par le vent contre les reliefs favorablement orientés. Aussi, ces formations présentent généralement des épaisseurs plus importantes sur la partie nord de la feuille (plus de 4 m) que sur la côte occidentale de la baie de Saint-Brieuc.

Sous ces lœss de couverture, il existe localement d'autres lœss en grande partie érodés et plus ou moins remaniés par ruissellement et gélifluxion. Ils se rencontrent le plus souvent au sein des remplissages de matériaux comblant d'anciens talwegs, ou piégés au pied des versants. Au Sud du pont de Lézardieux, sur la rive gauche du Trieux, vers Kermaquer, un sol brunifié, raviné latéralement par des niveaux de head, se développe dans la partie supérieure de ces limons. Cette pédogenèse suivie d'une période d'érosion intense, qui a bien souvent totalement éliminé le lœss inférieur, a également été observée dans

d'autres coupes, en particulier à l'Est de la baie de Saint-Brieuc, à Sables-d'Or-les-Pins (Bigot et Monnier, 1987).

À l'intérieur des terres, deux coupes levées le long de talus routiers permettent également de retrouver cette discontinuité dans les limons de couverture du pléniglaciaire weichsélien. Ce niveau d'érosion constitue un marqueur dans la morphogenèse locale et pourrait être un équivalent local du niveau de Kesselt bien connu dans les limons de Normandie :

— à Pléguin, le long de la RD 9, le rafraîchissement du talus montre une stratigraphie complexe piégée par la position sous le vent du flanc ouest d'un petit talweg. Sur un substrat d'amphibolites altérées (isaltérites), on distingue de haut en bas :

- 0 à 1,20 m. Lœss de couverture altéré par le sol brun lessivé de la pédogenèse de surface,
- 1,20 à 1,60 m. Lœss de couverture peu altéré, massif, peu compact, jaune (10 YR 6/6, code Munsell) ; cet horizon n'est pas toujours visible. Ce lœss représente le pléniglaciaire supérieur (maximum de froid) du Weichsélien,
- 1,60 m à 1,80 m. Niveau cryoturbé, à langues de fluage soulignées par quelques gélifractes de la roche locale (niveau de Kesselt?),
- 1,80 à 2,00 m. Lœss jaune clair (10 YR 6/6), peu altéré présentant des traces de cryoturbations. Cette couche peut représenter les pléniglaciaires inférieur et moyen du Weichsélien,
- 2,00 à 3,50 m. Limon brun vif (7,5 YR 5/6), d'origine lœssique et ayant subi une altération d'origine pédogénétique. Ce limon est compact et massif. Fortement cryoturbé, il est limité au sommet par une phase d'érosion soulignée par un cailloutis discontinu. Cette couche correspond sans doute à un lœss saalien altéré à l'Éémien et remanié au début du Weichsélien ;

— à Plouèc-du-Trieux, l'élargissement de la route au centre du village montre une coupe sur le plateau semblable à celle de Pléguin. On y distingue, de haut en bas :

- 0 à 2,00 m. Lœss de couverture altéré par le sol de surface (sol brun lessivé, 7,5 YR 5/6) sur 1,40 m d'épaisseur. La base, non altérée, est peu compacte et montre des structures à doublets,
- 2,00 à 2,40 m. Lœss clair, peu compact et massif, érodé au sommet : la limite supérieure est soulignée d'un cailloutis discontinu de fragments centimétriques de quartz (niveau de Kesselt?).
- 2,40 à 2,80 m. Limon d'origine lœssique, massif et compact, brun (7,5 YR 5/6). Cette couche est le résultat de la destruction sous climat froid (gélifluxion) d'un sol interglaciaire (Éémien ou une des phases tempérées du Weichsélien ancien?). La base de la couche n'a pas été atteinte.

Les couches de ces deux coupes, ainsi que deux échantillons supplémentaires de lœss (Saint-Gilles-des-Bois et Plouha), ont fait l'objet d'analyses granulométriques (tamis et sédigraph) et minéralogiques (diffractométrie Rx sur poudres et argiles et comptage des minéraux lourds de la fraction < 2 mm). Du point de vue granulométrique

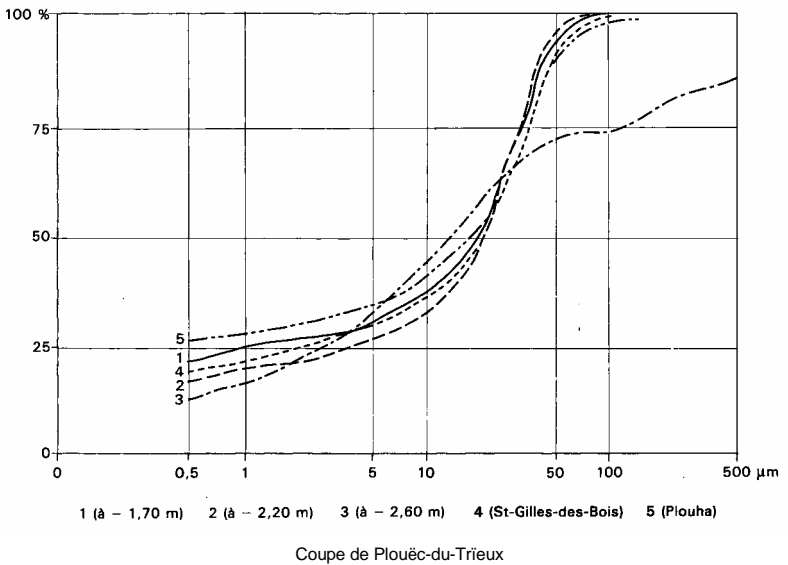
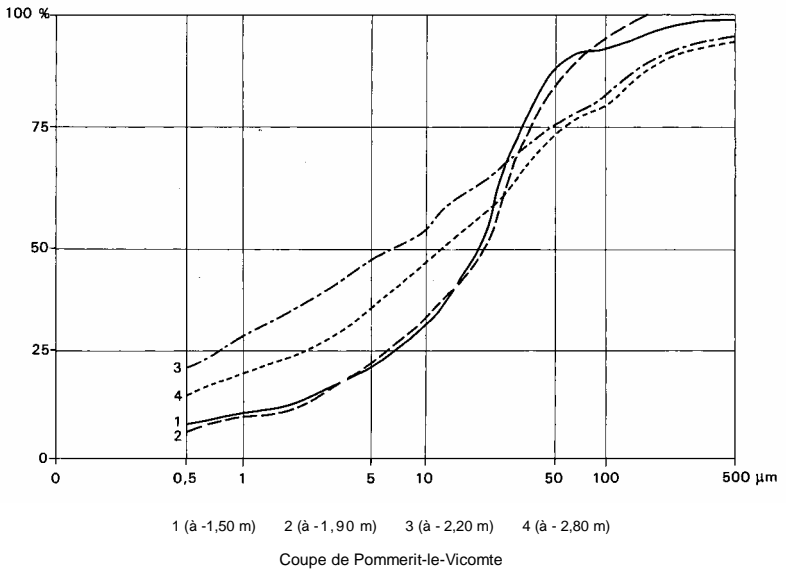


Fig. 12 - Courbes granulométriques de quelques formations lœssiques

(fig. 12), deux populations se distinguent : les lœss de couverture d'une part, qui montrent une courbe en « S » typique des lœss, et, d'autre part, les lœss plus anciens qui ont connu une évolution complexe postérieurement à leur dépôt (altérations pédogénétiques et remaniements sur les versants) ; ces lœss sont plus argileux et pollués de fractions plus grossières (petits fragments de roche).

Les lœss de couverture sont composés à plus de 80 % de particules du quartz entre 15 et 60 μm , avec une médiane à 25 (μm et 15-20% en moyenne de particules < à 0,5 μm). Les lœss anciens donnent un fuseau granulométrique plus large. La médiane est décalée vers les fractions fines, l'enrichissement en phases argileuses est variable mais net et la forme de la courbe correspond à un matériau mal trié. La quantité d'argile (> 20%) dans ce matériau peut avoir un effet écran aux eaux d'infiltration.

Les analyses mineralogiques montrent que ces lœss sont surtout composés de quartz (plus de 60%) et de plagioclases qui peuvent représenter de 15 à 40% du sédiment. Dans la phase argileuse, ce sont les interstratifiés smectitiques qui dominent sur l'illite et la kaolinite. La chlorite, plus ou moins bien cristallisée est toujours présente.

Les minéraux denses des lœss sont variés : magnétite, épidote, amphibole et ilménite sont les mieux représentés avec les oxydes de fer ; mais on trouve aussi, en moindre proportion, grenat, disthène, biotite, muscovite, rutile, zircon et sphène. Ces minéraux lourds sont représentatifs des différentes roches de la région et s'accordent avec le cortège de minéraux lourds des alluvions.

Dépôts marins

My. Plages anciennes pléistocènes. Des affleurements peu étendus de galets et de sables marins, ne s'élevant guère à plus de deux mètres par rapport au niveau des plus hautes mers, ont été notés en divers points du littoral de cette feuille (notation ponctuelle). Ils reposent sur d'anciens platiers ou sur des heads pré-weichseliens et se situent dans la partie supérieure des estrans ou en pied des falaises. Cependant, on remarque parfois des galets marins isolés dans les coulées de head. Ces galets témoignent de la présence de lignes de rivage plus élevées, masquées par les dépôts périglaciaires, ou matérialisées par des replats rocheux dans le profil des falaises. De tels niveaux ont été remarqués sur la côte orientale de la baie de Saint-Brieuc, vers 7-8 m au-dessus du niveau des hautes mers, en particulier dans les carrières de grès du cap d'Erquy et du cap Fréhel, ainsi que jusqu'à 21m (NGF), plus à l'Ouest dans le Trégor.

Entre Binic et Étables-sur-Mer, les dépôts sont souvent consolidés par des oxydes de fer et de manganèse. Il s'agit le plus souvent de formations sableuses qui ont été pédogénisées après le retrait de la mer. Plus au Nord, dans la falaise face à l'îlot de la Comtesse, un

niveau de galets repose sur une plate-forme rocheuse, à un mètre au-dessus du niveau des plus hautes mers, tandis qu'en contrebas, sous le tombolo reliant l'îlot au rivage, affleure un sable roux englobant quelques galets de faible dimension. À l'Ouest de la pointe de Plouézec, la plage ancienne fossilise localement un platier ancien, ou s'intercale au sein des formations périglaciaires, vers le niveau des hautes mers ou légèrement au-dessus, en particulier à l'Est et à l'Ouest de Port-Lazo, ainsi que dans la falaise au Nord de l'anse de Beauport.

Ces formations sont toujours décalcifiées, contrairement à celles que l'on observe à l'Est de la baie de Saint-Brieuc et qui ont livré une faune plus chaude que la faune actuelle, en particulier *Astrea rugosa* dans le secteur d'Erquy et de Pléneuf-Val-André. Ces plages anciennes pourraient donc se placer dans l'interglaciaire éémien. On constate que localement, à Port-Lazo ainsi qu'au Nord de l'anse de Beauport, ce niveau tronque un paléosol de type « brun lessivé », parfois hydro-morphe. Ce haut niveau marin pourrait donc se situer vers la fin de l'optimum climatique éémien. Cent à deux cents mètres à l'Est de la cale d'accès à la grève de Port-Lazo, la base de la falaise est taillée dans des argiles grises interstratifiées dans les formations périglaciaires. Ce dépôt organique pourrait être mis en parallèle avec les sols interstadias du Weichsélien ancien, visibles dans la falaise plus à l'Est. L'analyse pollinique de cette formation montre la présence de plantes halophiles, dont *Armeria maritima* et chénopodiacées, indiquant qu'alors le niveau marin était proche de la ligne de rivage actuelle (Morzadec-Kerfourn, 1974). À cette époque, sans doute à la fin de l'interstade de BrØrup, il a pu se former des cordons littoraux barrant les vallons côtiers, avec développement de marais et de zones humides en arrière. Sur cette portion du littoral des Côtes-d'Armor, le niveau marin ne semble guère s'être beaucoup élevé au-dessus de la ligne de rivage actuelle pendant l'Éémien et il est sans doute resté en retrait de celle-ci durant le premier grand interstade du Weichsélien ancien.

MzG. Blocs et galets des plages. Les estrans sont parfois garnis de galets, s'appuyant aux falaises ou formant des cordons barrant des vallons ou des dépressions littorales. Ils s'ordonnent également en levées orientées vers le littoral, à l'abri d'îlots : Mez de Goëlo, au Nord de la pointe de Plouézec.

Les cordons de Porz-Donan et du Palus barrant des vallons côtiers sont très redressés, ainsi que certaines accumulations adossées aux falaises. Au fond de l'anse de Beauport, au Nord de l'abbaye, deux flèches littorales isolent deux marais maritimes. Il s'agit sans doute des restes d'un édifice plus important devant à l'origine s'appuyer sur la pointe de Kerarzac. Ce cordon s'est ensuite fractionné en reculant et des essais de poldérisation ont été effectués devant l'abbaye.

L'émousé des galets varie en fonction de l'exposition et de la lithologie. Au pied des hautes falaises de Plouézec à Plouha, l'estran est parfois couvert de gros blocs dérivant de l'érosion du substratum local. Lorsque le matériel est moins grossier, on remarque la présence

de roches étrangères au site, provenant le plus souvent des plates-formes granitiques situées plus au Nord. Localement, en particulier dans l'anse de Beauport, on peut voir des concentrations de calcaires et des silex issus vraisemblablement de délestages.

Mzs. Sables et graviers des plages. De vastes estrans sableux découvrent dans les anses en contrebas des cordons de galets ainsi qu'au pied des falaises au Sud de Saint-Quay-Portrieux. Il s'agit généralement de sables fins dont le grain moyen s'abaisse souvent au-dessous de 0,2 mm. Localement, sur les bas estrans de sable vaseux au Nord de Port-Lazo, quelques accumulations de sable coquillier forment des bancs sableux en « queue de comète » au Sud des roches de la Fille et du Four, devant la grève du Moulin.

Localement, de petites concentrations de minéraux lourds sont périodiquement visibles dans la partie supérieure des estrans, en particulier en hiver, en période d'érosion des plages. Le placier littoral le plus important se situe sur la plage de la Comtesse à Saint-Quay-Portrieux. L'ilménite et la magnétite en grains arrondis forment l'essentiel du dépôt, en association avec le rutile. Dans ces sables, le zircon est également fréquent et l'on observe aussi accessoirement l'anatase, l'épidote, la monazite et la staurotide.

À Bréhec, un dépôt de sable grossier et de coquilles (posées bien à plat dans le sable) affleure en falaise, à 0,70 m au-dessus du sommet des galets limitant la plage. Une datation des coquilles au ¹⁴C a donné un âge de 450 B.P. Il s'agit sans doute d'un niveau de tempête du XV^e-XVI^e siècle (Ters, 1973).

MzV. Vases. En milieu abrité, comme dans l'anse de Beauport et les rias du Trieux et du Jaudy, les sédiments vaseux sont dominants. Ils résultent de la décantation des particules fines arrachées aux falaises par l'érosion marine, ou apportées par les cours d'eau. Les slikkes vaseuses de l'anse de Beauport englobent une assez forte proportion de sable, et le pourcentage des particules argileuses est habituellement inférieur à 10%. Le grain moyen de ces formations se situe dans la classe des limons grossiers. Sur ces vasières, des apports de sédiments sableux ou graveleux ont été opérés par les ostréiculteurs pour l'aménagement des parcs.

Dans les rias du Trieux et du Jaudy, le remblaiement vaseux a débuté lorsque la transgression flandrienne et a envahi les vallées surcreusées par l'érosion fluviale à la fin des temps glaciaires et au début de l'Holocène, lorsque le niveau marin était encore bas. Les particules fines apportées par la mer et par les rivières se décantent dans la partie haute des slikkes, qui peu à peu s'élèvent de part et d'autre du chenal de marée entretenu par les courants de flot et de jusant. La limite de ces formations coïncide avec celle de l'influence de la marée contrôlée par une écluse sur le Trieux.

Dépôts anthropiques

X. **Remblais.** Ces dépôts, toujours ponctuels sur la feuille, sont de deux types. Soit il s'agit de la mise en réserve de terres ou de gravats à proximité d'axes routiers rénovés, soit, cas le plus fréquent, ils constituent le remblaiement d'anciennes carrières ou de fond de vallée. Ils sont alors constitués d'un mélange d'ordures et de gravats dont l'épaisseur peut dépasser 5 m dans les décharges péri-urbaines (Paimpol, Pontrieux, Lanvollon, Binic).

GÉOLOGIE MARINE

Morphologie des fonds

Le domaine sous-marin de la feuille Pontrieux—Étables-sur-Mer inclut une grande partie du secteur occidental de la baie de Saint-Brieuc. Celui-ci est caractérisé par la présence de hauts-fonds (« basses ») prolongeant, sans être rattachés à la côte, des îlots et la pointe de Minard au Nord, et de platiers et d'îlots formant les roches de Saint-Quay au Sud. Entre ces deux zones de hauts-fonds, la topographie sous-marine est caractérisée en bordure de côte par une pente régulière et faible au droit des plages, plus forte le long des côtes rocheuses. Entre 4 et 8 km de la côte, depuis le Sud de la pointe de Minard jusqu'à l'Est de Gwin-Zegal, s'étend une dépression dont la profondeur atteint 23 à 24 m CM. (cote marine). Cette « dépression occidentale » (Ruë, 1988) est allongée NW-SE et bordée par un plateau étroit à l'Est où les fonds remontent à une profondeur de 10 à 15 m. Sur ce plateau plus au large, la topographie des fonds est complexe du fait de l'existence d'un champ de dunes sous-marines de forme courbe au Nord, plus rectilignes au Sud, orientées E-W à NE-SW. Le profil de ces dunes, symétriques ou non, et leurs dimensions sont variables. Leur amplitude varie de 4 à 7 m pour une longueur d'onde de 400 à 900 m et de 1,5 à 4 m pour une longueur d'onde de 200 à 400 m. Dans sa partie méridionale, ce champ de dunes se termine par une remontée des fonds présentant un rebord sud abrupt (6 m) : le banc de Bréhec représenterait une mégadune de 4 x 3 km (Rue, 1988).

Dans le coin nord-est de la feuille, les fonds sont relativement plats et réguliers (profondeur 25 à 30 m) ; la grande dune de la Horaine (hauteur : 20 à 25 m) est située en dehors de la feuille non loin du coin nord-est de celle-ci.

Conditions hydrodynamiques*

De par sa forme, son orientation et la hauteur des falaises qui la bordent à l'Ouest, la baie de Saint-Brieuc connaît un régime hydrodynamique particulier. Bien protégée ou au contraire exposée selon

* d'après O. Rue (1988)

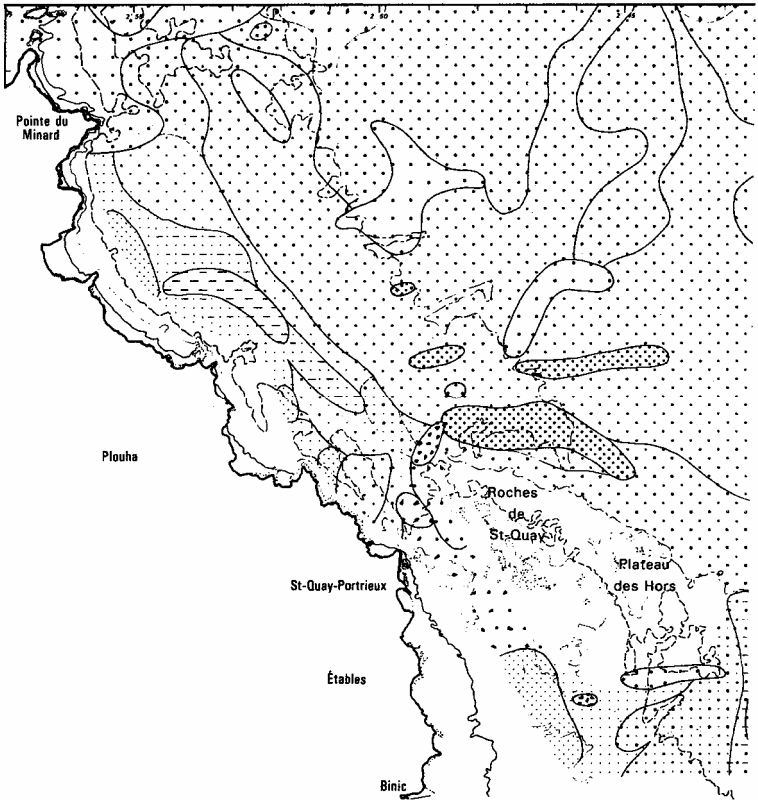
la direction des vents (principalement orientés W à NW ou NE), la baie peut être soumise à l'agitation de la houle car les houles d'Ouest, les plus fréquentes en Manche, sont diffractées dans le secteur de Bréhat selon une direction NW-SE puis N-S. Du fait de la physiographie de la baie, ces houles atteignent plus facilement le fonds de baie tandis que les secteurs orientaux et occidentaux sont relativement épargnés. Les courants les plus forts rencontrés en baie de Saint-Brieuc sont ceux liés à la marée car le marnage est important et il peut atteindre 13 m en vives eaux. Le régime des courants de marée est complexe mais ceux-ci sont essentiellement alternatifs et orientés N120 à 140° E et plus forts du côté ouest de la baie. Du fait de la prédominance des courants de flot, les courants de marée vers le Sud-Est sont prédominants en surface mais d'intensité équivalente au fond. Sous l'action conjuguée des courants de houle et marée, en surface et sur le fond, le transit sédimentaire résiduel dans la partie occidentale de la baie est orienté NW-SE.

Sédiments meubles

La cartographie des fonds sous-marins meubles a été jusqu'à une époque récente réalisée uniquement à l'aide de dragues et bennes à sédiments (les carottages étant très peu nombreux). Les analyses granulométriques et calcimétriques ont permis de classer les sédiments selon la taille des constituants et l'importance de la fraction carbonatée (biodétritique). La carte des prélèvements réalisés en baie de Saint-Brieuc (Ruellan *et al*, 1967 ; Ruë, 1988 ; Bonnot-Courtois et Le Vot, 1993) montre un gradient granulométrique négatif du large vers la côte ainsi qu'un gradient positif d'Ouest en Est. Au large, les fonds sont recouverts de sédiments graveleux pauvres en carbonates. Vers le centre de la baie, les sédiments passent à des sables grossiers à moyens riches en débris coquilliers. Au Sud, entre les îlots rocheux de Saint-Quay et de Rohein, s'étend une nappe de sables fins à vaseux (« vaseuse centrale » ; Ruë, 1988). La zone côtière de la baie est caractérisée par des sédiments fins.

À l'Ouest de la baie, le secteur de la feuille Pontrioux—Étables-sur-Mer (fig. 13) est ainsi caractérisé par des silts et des sables vaseux passant à des vases au fond de la « dépression occidentale » (Ruë, 1988). Vers le large, à partir de —17 m CM., les sables fins passent à des sables moyens localement grossiers. Les zones de cailloutis sont relativement peu étendues et limitées au abords immédiats des roches de Saint-Quay (chenal) et à quelques secteurs des hauts-fonds au large de la pointe de Plouézec au Nord. Au Sud des roches de Saint-Quay, deux carottages réalisés lors d'essais géotechniques (Paillard, 1993), ont permis de reconnaître une épaisseur de 1 à 1,4 m de sable fin, puis de vase fine grise au-dessus d'un niveau de tourbe et de vase organique noirâtre.

Dans l'ensemble, les épaisseurs sédimentaires sont faibles : de l'ordre de 2 à 3 m dans la zone côtière, elles passent à 8-10 m au niveau de la dépression occidentale, des dunes hydrauliques et du banc de Bréhec.



FACIÈS GRANULOMÉTRIQUES

Graviers et cailloutis (> 5 mm)		> 80 %
Sables grossiers et graviers		60 à 80 %
Sables grossiers (1 à 5 mm)		> 60 %
Sables moyens et grossiers		40 à 60 %
Sables moyens hétérogènes à éléments fins et grossiers		
Sables moyens (0,2 à 1 mm)		> 75 %
Sables fins et moyens		50 à 75 %
Silts et sables fins (40 à 200 µm)		> 80 %
Sables vaseux		50 à 80 %
Vase (> 40 µm)		> 20 %
Zone rocheuse		
Secteur sans prélèvement		

Fig. 13 - Carte sédimentologique de la partie occidentale de la baie de St-Brieuc
 (extrait de la carte de répartition des sédiments superficiels en 1962
 Bonnot-Courtois et Le Vot, 1993)

La comparaison des formes sédimentaires, de la granulométrie et des courants permet de distinguer un prisme sédimentaire subtidal composé de sédiments fins cohésifs peu mobiles, puis un prisme infratidal à sédiments plus grossiers donc moins cohésifs et plus mobiles (Ruë, 1988). Au niveau de ce prisme infratidal, les conditions hydrodynamiques ont conduit à la construction de dunes relativement stables dans l'espace, même si les sédiments peuvent être mobilisés et les formes de dunes remodelées en fonction des actions de houle forte ou de courants de vives eaux. Dans ce secteur du large, les sables fins mis en suspension périodiquement (courants de marée et houles) viennent à être piégés dans les creux des mégarides que l'on observe sur tous les flancs larges des dunes hydrauliques. Ces sables fins forment ainsi une couverture discontinue sur les sables coquilliers moyens et grossiers.

Le bilan sédimentaire de la baie (Ruë, 1988) indique que la partie infratidale et centrale serait en aggradation, la zone subtidale serait stable tandis que la zone côtière serait en érosion. Les nombreuses falaises quaternaires réparties sur la côte fourniraient l'essentiel de la fraction fine piégée dans les dépressions de la baie.

Substratum rocheux

Bien que le substratum rocheux soit généralement peu enfoui, la nature de celui-ci ne peut être clairement établie en dehors des îlots rocheux (qui ont été visités), des zones d'affleurements sous-marins qui ont fait l'objet de prélèvements par carottages (complétant les quelques prélèvements réalisés dans le secteur auparavant ; Lefort et Deunff, 1971) et, pour certaines formations (séries ordoviciennes surtout), par les faciès observés en sismique-réflexion.

Protérozoïque terminal (Briovérien)

Diorites et gabbros de Saint-Quay-Portrieux. L'extension en mer de cette formation est bien contrôlée au niveau des îlots au Sud des roches de Saint-Quay. Au Nord, les prélèvements de roches associées au Membre de Lannion—Pléguien conduisent à proposer un contact entre les deux formations orienté NNE-SSW à ENE-WSW puis E-W. Le faciès sismique du toit du substratum à la sortie nord de la passe de Saint-Quay s'apparente à celui observé au niveau de la Formation de La Roche-Derrien. Une inflexion vers le Sud du contact entre cette formation et l'intrusion de Saint-Quay est donc possible à cet endroit.

Tonalite à biotite de Plouha. Les limites en mer de la tonalite de Plouha sont contraintes par les prélèvements réalisés au Nord (schistes noirs de la formation de La Roche-Derrien, metabasites du Membre de Lannion—Pléguien). La limite orientale a été tracée en tenant compte de l'extension des hauts-fonds vers le large et du faciès du substratum sous les formations dunaires. Les échantillons recueillis à

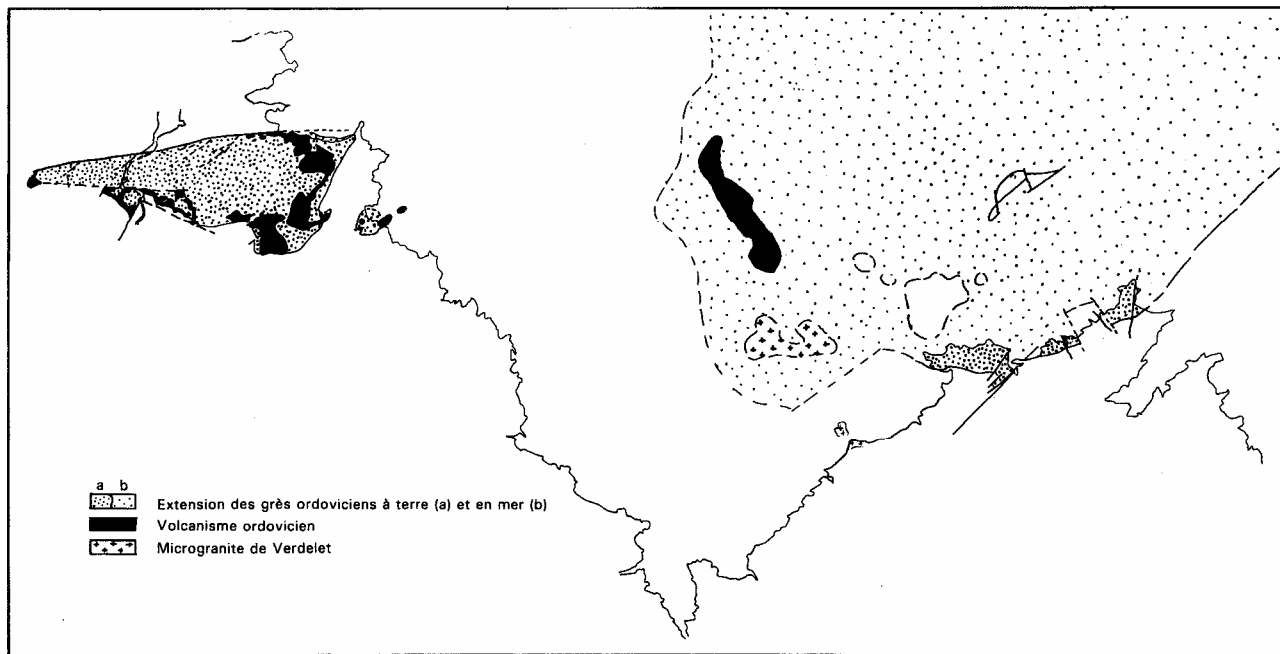


Fig. 14 - Extension des dépôts ordoviciens autour de la baie de St-Brieuc
 d'après les levés cartographiques (feuilles Pontrieux-Étables-sur-Mer et St-Cast ; Bardy et Lefort, 1987 et levés inédits)

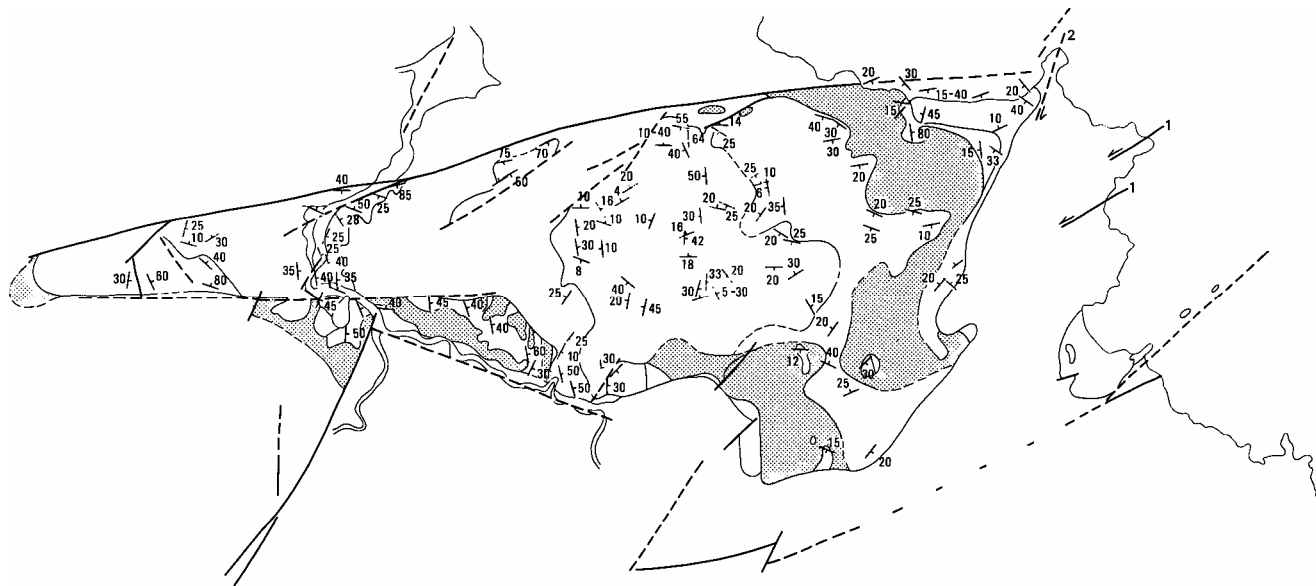
l'Est de l'îlot la Mauve montrent une roche à texture grenue, à phénocristaux de plagioclase et de quartz, affectée par une schistosité discrète.

Formation de Lanvollon (Membre de Lannion—Pléguien). Des roches appartenant à ce membre ont été prélevées au Nord (métavolcanites de composition intermédiaire) et au Sud de la tonalite de Plouha (métavolcanites de composition basique à intermédiaire, très altérées par un hydrothermalisme). La limite vers l'Est ne peut être précisée du fait du recouvrement de sédiments récents. Toutefois, l'existence de réflexions et d'un anticlinal au sein du substratum plus à l'Est (Formation de La Roche-Derrien et du Minard) indique que le Membre de Lannion—Pléguien ne s'étend pas à l'Est du méridien 2° 48'W.

Formation de Paimpol (Membre de Guilben). Le prolongement de ce membre a pu être observé vers l'Est jusqu'à 2° 53'W mais les affleurements se situent juste au Nord de la limite de la carte. Au Sud, au large de Bréhec, les prélèvements réalisés auparavant (Lefort et Deunff, 1971) ont pu être confirmés. Il s'agit d'une lave microlitique homogène à microlites de plagioclase bien préservé et très riche en chlorite. L'échantillon recueilli plus au Sud-Ouest s'apparente davantage au volcanisme acide observé au sein de la formation de La Roche-Derrien. Compte tenu des prélèvements de métasédiments réalisés dans le même secteur, l'affleurement de ce membre doit être limité.

Formation de Binic. Affleurant largement dans la partie sud des roches de Saint-Quay, cette formation est partout ailleurs enfouie sous la couverture sédimentaire récente dans le secteur couvert par la feuille. Un prélèvement réalisé plus à l'Est (vers 2° 43'W) de schistes gris-noir (Lefort et Deunff, 1971) permet de limiter l'extension de l'intrusion de Saint-Quay et de prolonger celle de la Formation de Binic vers le Nord. Compte tenu des similitudes de faciès (schistes noirs) avec des échantillons prélevés plus au Nord au sein de la Formation de La Roche-Derrien et du Minard, une limite entre ces deux formations ne peut être établie en mer.

Formation de La Roche-Derrien et du Minard. Cette formation affleure très largement au large de la pointe de Minard où elle forme de vastes plateaux rocheux. Les alternances grésopélitiques (stratification plissée ou non) ont pu être détectées au sonar latéral. Les prélèvements réalisés montrent qu'il s'agit de grès à grain moyen à fin et de siltite gris-vert, de pélites ou de schistes gris ou noirs accompagnant presque toujours les faciès gréseux. Les schistes noirs (à foliation très fine) prélevés au large de la pointe de la Tour, indiquent un changement de faciès vers le Sud. Sous les dunes sous-marines, seuls un anticlinal et quelques réflexions au sein du substratum permettent de présumer que celui-ci est composé des mêmes séries métasédimentaires, mais sans que l'on puisse attribuer celles-ci à l'une ou l'autre des formations de Binic ou de La Roche-Derrien.



En grisé : volcanisme ordovicien ; en traits pleins : failles reconnues ; en tirets : failles supposées ; 1 et 2 : décrochements dans les formations briovériennes, d'après Ballard (1989)

Fig. 15 - Schéma structural des bassins ordoviciens de Plourivo et de Bréhec

Paléozoïque (Ordovicien)

Les formations de grès et de pélites des bassins de Plourivo et de Bréhec peuvent être rapprochées de celles des bassins ordoviciens du golfe normand-breton qui s'étendent loin en mer (Bardy et Lefort, 1987) (fig. 14). La limite occidentale des formations gréseuses prolongeant en mer celles d'Erquy—Fréhel peut être établie d'après les nombreuses réflexions que l'on observe sur les profils sismiques. Les profils anciens et les levés récents indiquent que cette limite se situerait vers $2^{\circ} 43'W$, c'est-à-dire légèrement à l'Est de la carte. Au niveau du petit bassin de Bréhec, aucun réflecteur caractéristique des dépôts ordoviciens n'a pu être observé sur les profils sismiques réalisés à l'intérieur de la baie. Compte tenu de la faible épaisseur des dépôts à terre, ceux existant en mer doivent également être réduits.

Roches volcaniques et subvolcaniques de Plouézec. Le prolongement du volcanisme de la pointe de la Tour a pu être observé sur le rocher supportant la balise du Taureau et, plus au large, par carottage, jusqu'à 1,6 km de la pointe. Du fait de l'extension de ces pointements de volcanisme ordovicien très au large et de leur alignement, il apparaît probable que la bordure sud et la mise en place de ce volcanisme ait été contrôlées par un accident $N45^{\circ}E$ (fig. 15). La lave prélevée au large par carottage est caractérisée par sa teinte rougeâtre due à une matrice très ferrugineuse. Elle possède une texture microlitique porphyrique à phénocristaux de plagioclase corrodés et des fantômes de clinopyroxène très altéré. Sa composition s'apparente à celle d'une andésite basaltique. Sur la balise du Taureau, la roche, à texture trachytique, très feldspathique, a une composition d'andésite.

Tectonique

Malgré le découpage des côtes, la bordure occidentale de la baie de Saint-Brieuc apparaît clairement orientée $N145^{\circ}E$. Le contrôle de cette côte par un accident tardi-hercynien prolongeant le grand accident de Quessoy—Nort-sur-Erdre a été depuis longtemps avancé. Les levés réalisés ne mettent en évidence aucun relief particulier du substratum. Néanmoins, le décalage des contours de l'intrusion de Saint-Quay-Portrieux, imprécis au Nord, mieux contraints au Sud, indique un décrochement dextre d'environ 1700 m. À ce décalage des contours correspond également l'alignement du chenal de Saint-Quay. Il n'a pas été observé de structure particulière pouvant être interprétée comme un fossé d'effondrement tertiaire, ni d'unité sismique pouvant correspondre à un dépôt de cet âge. Néanmoins, compte tenu de la faible épaisseur des séries tertiaires affleurant au Nord de la baie de Saint-Brieuc, l'existence de minces placages, non décelés en sismique, entre les sables quaternaires et le socle, ne peut être exclue.

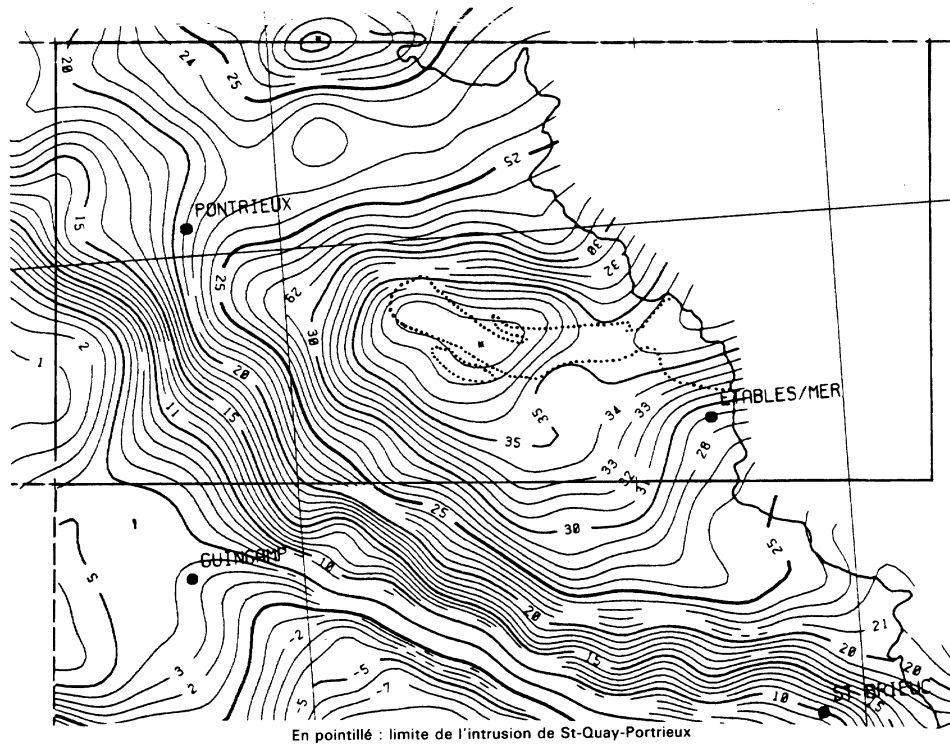
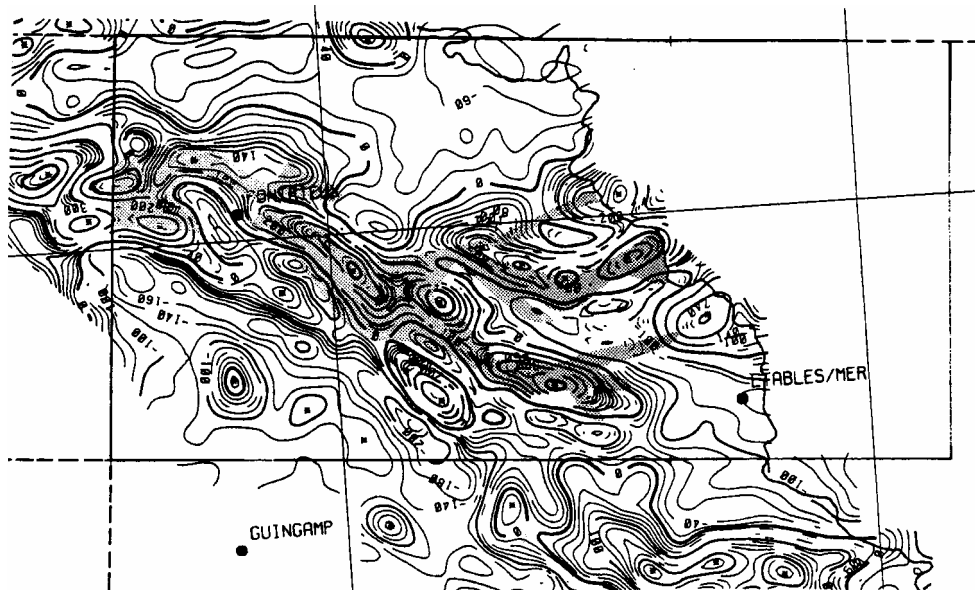


Fig. 16a - Carte de l'anomalie de Bouguer (d = 2,7) à 1/250000 (in Corpel, 1990)



Altitude de vol : 120 m

Espacement des courbes : 20 nT

En grisé : extension (sur le territoire de la carte Pontrieux-Étables-sur-Mer) des métavolcanites acides de la Formation de Larvallon

Fig. 16b - Carte de l'anomalie magnétique résiduelle de la réduction au pôle
d'après le levé SNEA (P) - GEOTERREX de 1975

CORRÉLATIONS ENTRE UNITÉS GÉOLOGIQUES ET ANOMALIES GÉOPHYSIQUES

La présence de nombreuses formations basiques est à l'origine d'une large anomalie de gravité qui s'étend sur la partie méridionale de la feuille au Sud d'une ligne Pontrieux—plage Bonaparte. Le maximum d'amplitude de cette anomalie (plus de 30 mgal sur la carte de l'anomalie de Bouguer ; *cf.* Corpel, 1990) se situe au niveau de l'intrusion gabbro-dioritique de Saint-Quay-Portrieux et de ses prolongements occidentaux (secteur Tréméven—Pludual). La partie septentrionale de la feuille est caractérisée par une anomalie de gravité négative relative qui peut être mise en relation avec la superposition des unités sédimentaires (et des volcanites peu épaisses associées) du Briovérien supérieur (Formation de La Roche-Derrien et du Minard) et du bassin ordovicien de Plouézec—Plourivo. En bordure nord de la feuille, une anomalie positive assez forte et localisée est observée entre le secteur de Paimpol et le Trieux. Cette anomalie de gravité se superpose à une anomalie magnétique également bien circonscrite. Or, les volcanites (cadomiennes ou briovériennes) de la partie nord de la feuille y compris le bassin de Pouézec—Plourivo et les volcanites associées, sont caractérisées par un très faible relief magnétique c'est-à-dire par l'absence d'anomalies significatives (fig. 16). En conséquence, la présence d'une intrusion dense et magnétique non affleurante et correspondant peut-être à la zone d'alimentation de ces volcanites, est très probable. Des gabbros cumulatifs affleurant en face de Lézardrieux sur la rive droite du Trieux, pourraient représenter un témoin de cette même intrusion (située sur la feuille Tréguier).

La feuille Pontrieux est traversée par une bande, large d'environ 5 km, d'anomalies magnétiques nombreuses, souvent de forte amplitude et très linéaires (Corpel, 1990). Elles sont orientées NW-SE entre le secteur de Plouha—Lanvollon et Pontrieux, puis E-W à l'Ouest du Trieux. La distribution de ces anomalies est plus complexe dans la zone côtière entre Saint-Quay-Portrieux et le Sud de la pointe de la Tour. Un examen de la carte structurale obtenue par l'analyse des anomalies du champ réduit au pôle et de la carte géologique, montre de bonnes corrélations (fig. 16b) :

— entre certaines parties des massifs gabbro-dioritiques et dioritiques et des anomalies positives fortes, notamment pour la partie côtière de l'intrusion de Saint-Quay-Portrieux et la partie orientale des massifs de Squiffiec. Le contraste net entre ce dernier secteur et le reste du massif, très peu magnétique, reste à élucider. Il peut être lié au fait que cette partie orientale est intrusive dans les ultrabasites de Lanvollon, ce qui a pu engendrer l'acquisition d'une forte aimantation. En ce qui concerne l'intrusion dioritique de Saint-Quay-Portrieux, la présence de corps gabbroïques nombreux, non observés dans les prolongements occidentaux de cette unité, pourrait expliquer les anomalies plus fortes ;

— entre les anomalies positives les plus fortes et les ensembles de métavolcanites acides intercalées dans le socle cadomien essentiellement

basique. Ces unités acides paraissent en effet être à l'origine des anomalies linéaires bien marquées entre Lanvollon et Pontrieux de part et d'autre du massif tonalitique de Plouha. Au Nord, près de la confluence Trieux—Leff, des anomalies positives de plus faible amplitude se corrélatent aux unités acides du Membre de Lannion—Pléguen, cartographiées de part et d'autre du Trieux au sein de la Formation de La Roche-Derrien et du Minard ; le décalage de ces anomalies souligne le passage de la faille du Trieux.

Dans l'ensemble, les amphibolites de Lanvollon se distinguent des unités évoquées ci-dessus et des ensembles sédimentaires peu ou pas magnétiques, par des anomalies d'amplitude faible.

CONDITIONS DE FORMATION DES ENTITÉS GÉOLOGIQUES

PLUTONISME BRIOVÉRIEN *(à l'exception des leucogranites)*

Intrusion gabbro-dioritique de Saint-Quay-Portrieux

Deux stades de cristallisation magmatique ont été distingués pour l'intrusion de Saint-Quay-Portrieux (Fabriès *et al.*, 1984 ; Barrât, 1986) :

— le premier stade se produit dans une chambre magmatique à près de 30 km de profondeur. Il correspond à la ségrégation de phases proches du liquidus d'un magma de composition basaltique ou andésitique, voire de basalte hyperalumineux, produisant les paragenèses de gabbro à grain fin en enclaves. La marque symptomatique de ce stade est le remplacement de l'olivine par des symplectites à orthopyroxène et magnétite. Ce premier stade de cristallisation profonde, essentiellement caractérisé par un processus de fractionnement, se termine par la cristallisation vers 950 °C de hornblende magnésiohastingitique en remplacement partiel de pyroxène ;

— le second stade correspond à l'emplacement définitif du pluton au sein de la Formation de Binic à une profondeur proche de 10 km pour des températures de l'ordre de 950 °C. La réaction symptomatique de ce stade est la cristallisation de cummingtonite aux dépens du pyroxène. La température évolue ensuite jusqu'à 800 °C et on observe successivement les réactions cummingtonite — hornblende — biotite + Fe-Ti oxydes parallèlement à l'enrichissement en albite. Tardivement cristallisent quartz et feldspath potassique.

Selon les auteurs, la conservation d'un grand nombre d'enclaves gabbroïques et l'importance des gabbros massifs suggèrent une ascension rapide du magma.

D'après G. Arnaud (1980), les différents faciès de l'intrusion gabbro-dioritique de Saint-Quay-Portrieux, de composition basique à intermédiaire, constituent une lignée de différenciation caractérisant un magmatisme de type calco-alcalin se rapportant à un processus de subduction.

Le net allongement dans la foliation de l'intrusion de Saint-Quay-Portrieux est à relier à son caractère syntectonique révélé d'autre part par le métamorphisme synfolial enregistré par l'encaissant au contact du pluton. Plus à l'Est, en revanche, l'intrusion présente une forme plus isotrope et une fabrique interne très discrète qui, là où elle a pu être mesurée, suit généralement une orientation variable et différente de celle de la foliation régionale. La géométrie de l'intrusion ne semble donc pas ici avoir été influencée par les contraintes tectoniques responsables de la foliation régionale. Ceci est peut-être à relier à une mise en place légèrement plus tardive de cette partie de l'intrusion, ce qui serait cohérent avec les textures et paragenèses essentiellement magmatiques qui y sont observées (la partie occidentale étant plus métamorphique, *cf.* « Description des terrains »).

Massifs gabbroïques de Squiffiec

Du fait notamment des transformations métamorphiques subies, l'évolution magmatique des métagabbros de Squiffiec n'a pas été détaillée. On peut cependant préciser que c'est vraisemblablement une importante circulation de fluides en contexte tardimagmatique (état subsolidus du magma) qui est à l'origine des cristallisations de cummingtonite et d'amphibole verte (première génération).

E. Hallot (1988) attribue un caractère calco-alcalin au magmatisme des gabbros de Squiffiec et rapporte ces derniers à un contexte de subduction au même titre que l'intrusion de Saint-Quay-Portrieux. Aucune nouvelle étude géochimique détaillée n'a été entreprise dans le cadre du levé de la carte.

Plutonisme granodioritique et tonalitique de Plouha et Pontrieux

Ces plutons n'ont pas fait l'objet d'études pétrologiques et géochimiques détaillées.

La tonalite de Plouha et la granodiorite de Pontrieux paraissent affectées par le même champ de déformation que celui de l'encaissant. En dehors des zones mylonitiques localisées, les microstructures sont caractéristiques, en lame mince, de conditions thermiques élevées, ce qui plaide pour une mise en place syntectonique des plutons. Dans la tonalite de Plouha, le passage continu sur un même affleurement d'un faciès tonalitique à un faciès dioritique de type Saint-Quay-Portrieux va dans le même sens, l'intrusion de Saint-Quay-Portrieux étant considérée comme syntectonique. Cependant, les zones mylonitiques E-W qui affectent les plutons se sont formées —d'après le caractère très localisé de la déformation (zones mylonitiques à limites très tranchées avec l'encaissant peu déformé) et la paragenèse associée— dans de faibles conditions thermiques alors que les plutons étaient déjà bien refroidis. Ce dernier point argue cette fois pour une mise en place antéectonique des plutons. À moins que les zones mylonitiques, malgré leur géométrie cohérente avec le champ de déformation cadomien, soient d'âge varisque...

*VOLCANISME BRIOVÉRIEN:
DYNAMIQUE DES ÉMISSIONS VOLCANIQUES
ET PALÉOCONTEXTES GÉODYNAMIQUES*

Chronologie relative des épisodes volcaniques

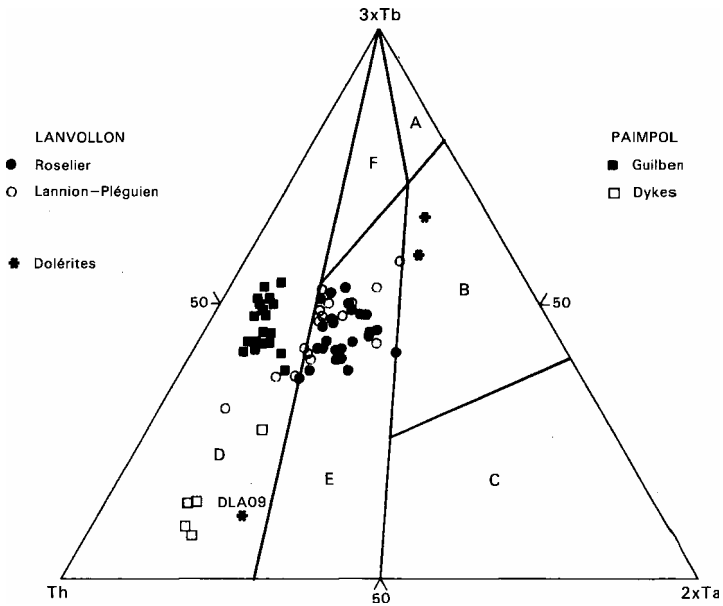
Les formations de Paimpol et de Lanvollon représentent les principaux témoins de l'activité volcanique d'âge protérozoïque supérieur, sur le territoire de la feuille Pontrieux—Étables-sur-Mer. La Formation de Lanvollon est datée à 588 Ma, la Formation de Paimpol n'est pas datée. Seules les données lithostratigraphiques peuvent permettre de déterminer la chronologie relative des deux formations.

La Formation de Lanvollon est située stratigraphiquement sous les formations détritiques de Binic (secteurs de Saint-Quay-Portrieux et du Palus) et de La Roche-Derrien et du Minard (secteur du Trieux). Au Nord de la feuille, la Formation de Paimpol se place également à la base de la Formation de La Roche-Derrien et du Minard. Dans ce secteur, et au-delà, sur la feuille Tréguier, les laves acides et basiques de cette formation forment une unité cohérente et puissante (son épaisseur est estimée à 1000 m ou 1500 m ; Auvray, 1979) qui mêle des pyroclastites, des coulées massives ou en coussins, et des unités intrusives doléritiques peu épaisses. Vers le Sud, en direction de Pontrieux, la Formation de Paimpol affleure en passées réduites encaissées dans les sédiments de la Formation de La Roche-Derrien et du Minard. Cette dernière surmonte ici directement les laves acides de la Formation de Lanvollon (Membre de Lannion—Pléguien). Cette disposition suggère un biseautage de la Formation de Paimpol vers le Sud. Selon cette interprétation, la Formation de Paimpol sera en partie contemporaine de la Formation de Lanvollon à plus récente, et en partie plus ancienne à contemporaine de la Formation de La Roche-Derrien et du Minard.

Formation de Lanvollon

Les roches basiques de la Formation de Lanvollon (Membre du Roselier) sont déformées et recristallisées ; aussi apparaît-il généralement impossible de déterminer la nature pétrographique des protolites. Dans le secteur de la pointe du Roselier, sur le territoire de la feuille Saint-Brieuc, des structures en coussins sont décrites (Rabu *et al*, 1983), qui montrent le caractère effectivement volcanique des roches originelles. Sur le territoire de la feuille Pontrieux—Étables-sur-Mer, les roches basiques présentent un grain souvent très fin compatible avec une telle origine (anciens basaltes?). Dans de nombreux échantillons, la texture doléritique reste bien reconnaissable (anciens dykes, sills ou coulées massives).

Les roches acides (Membre de Lannion—Pléguien) présentent deux types de faciès : l'un métamorphique (leptynites) et l'autre non métamorphique. Dans ce dernier, les textures volcaniques sont évidentes. On reconnaît des tufs rhyolitiques, des laves andésitiques et, très



Ce diagramme n'est pas adapté à la discrimination des roches acides. A - champ des basaltes dits "normaux" (N-type MORB) associés aux rides médio-océaniques ; B - champ des basaltes dits "enrichis" (E-type MORB) associés aux rides médio-océaniques et des basaltes transitionnels intraplaques ; C : champ des laves alcalines intraplaques ; D : champ des laves associées aux zones de subduction ; E - champ des tholéïtes continentales ; F - champ des basaltes associés aux bassins arrière-arcs intra-océaniques.

On notera la localisation de la dolérite DLA09 dans le champ des laves associées aux zones de subduction. Cette position est cohérente avec le caractère shoshonitique de cet échantillon.

Fig. 17 - Diagramme de discrimination géotectonique Th-Tb-Ta
(Cabanis, 1986 ; Cabanis et Thiéblemont, 1988)
pour les roches basiques à intermédiaires ($SiO_2 \leq 60\%$)
des formations de Lanvallon et Paimpol, et
les dolérites de la carrière de Tressigneaux
(analyses en annexe et *in* Cabanis, 1986)

rarement, des laves (coulées) acides. Dans les leptynites, les textures originelles sont plus ou moins effacées. Toutefois, dans les secteurs des plages de Bonaparte et du Palus et le long du Trieux, d'anciennes rhyolites et métatufs, souvent porphyriques (plagioclase \pm quartz), restent reconnaissables. Plus au Sud (secteur de Coat-Men), il pourrait s'agir d'anciennes roches hypovolcaniques (sauf à proximité de la Formation de Binic).

La Formation de Binic, qui surmonte la Formation de Lanvollon dans la baie de Saint-Brieuc, repose indifféremment sur les termes acides ou basiques de cette formation. Inversement, aucune discontinuité structurale ne sépare les unités volcaniques et sédimentaires. Ceci suggère une contemporanéité des émissions acides et basiques de la Formation de Lanvollon. Dans la carrière de Coat-Men, plusieurs générations de filons basiques (dykes?) recourent les unités acides. Ces roches, amphibolitisées et géochimiquement comparables aux autres faciès basiques de la Formation de Lanvollon (fig. 3 à 5), témoignent de la persistance du magmatisme basaltique tholéiitique postérieurement à l'émission des laves acides.

Dans leur très grande majorité, les roches basiques de la Formation de Lanvollon (Membre du Roselier et amphibolites au sein du Membre de Lannion—Pléguien) s'apparentent aux tholéiites continentales, ce qui suggère une mise en place en contexte de distension (Cabanis, 1986 ; Cabanis *et al.*, 1986 ; Roach *et al.*, 1990). Ce résultat est illustré par le diagramme de discrimination géotectonique Th-Tb-Ta (Cabanis, 1986 ; Cabanis et Thiéblemont, 1988) (fig. 7) où la quasi-totalité des analyses se place dans un champ E, spécifique des laves tholéiitiques liées aux zones de distension continentale, et à l'écart des champs du volcanisme des zones de convergence de plaques et de divergence de plaques. Paradoxalement, la majorité des roches acides du Membre de Lannion—Pléguien présente une affinité calco-alkaline (fig. 3 à 5), réputée caractéristique des environnements de convergence de plaques. Les données géochimiques ne permettent donc pas une détermination directe du site géotectonique de mise en place. Une situation complexe peut toutefois être envisagée, qui soit cohérente avec l'ensemble des données.

Une mise en place dans un site de bassin marginal (ou arrière-arc) a été envisagée (Cabanis *et al.*, 1986 ; Cabanis, 1986 ; Roach *et al.*, 1990). Cette hypothèse nous semble peu probable. En effet, les laves basiques associées aux zones de subduction présentent quasi systématiquement une teneur en TiO_2 inférieure à 1,3% (fig. 5) ; or, les amphibolites de la Formation de Lanvollon sont toujours plus riches en titane. De même, seules deux analyses présentent des caractéristiques en éléments traces compatibles avec une mise en place en contexte de convergence de plaques (fig. 17). Ainsi apparaît-il très improbable qu'un processus de subduction ait joué le moindre rôle dans la production des magmas basiques originels. On peut donc conserver l'hypothèse d'une mise en place en site de distension intracontinentale, mais dans ce cas, que signifient les volcanites calco-alkalines ?

Des associations de basaltes tholéïtiques et de laves acides calco-alcalines sont décrites dans les provinces tholéïtiques continentales (intraplaques) du Parana (Piccirillo *et al.*, 1988), d'Etendeka (Erlank *et al.*, 1984) et du Rio Grande (Basaltic Volcanism Study Project, 1981 ; McMillan et Dungan, 1986). Les lignées d'évolution chimique de ces différentes provinces sont tracées dans les diagrammes SiO_2 vs FeO_t/MgO (fig. 4) et FeO_t/MgO vs TiO_2 (fig. 5). La répartition des roches basiques à intermédiaires de la Formation de Lanvallon apparaît très proche de celle des basaltes et andésites basaltiques du Parana ; inversement, les roches acides présentent généralement un rapport FeO_t/MgO plus faible que les rhyolites du Parana, ou les laves acides d'Etendeka, mais en moyenne plus élevé que les dacites et rhyodacites du Rio Grande. Globalement, la composition des leptynites et laves acides de la Formation de Lanvallon se place néanmoins dans la gamme des laves différenciées des provinces tholéïtiques continentales.

E.M. Piccirillo *et al.* (1988) et A.J. Erlank *et al.* (1984) attribuent une origine différente aux magmas basiques tholéïtiques et aux magmas acides des provinces de Parana et d'Etendeka. Les premiers seraient d'origine mantellique et les seconds, d'origine crustale. Cette hypothèse permet de rendre compte de la contradiction apparente tholéïtique/calco-alcalin. Dans le cas de la Formation de Lanvallon, on peut également envisager que l'affinité calco-alcaline traduise l'initiation d'un processus de convergence de plaques. Ainsi, ce magmatisme serait un terme de passage entre une activité de type intraplaque, représentée par les tholéïtes continentales de Lanvallon, et une activité de type orogénique, représentée par les tholéïtes d'arc de Paimpol.

Ces hypothèses restent à tester de façon rigoureuse. Quoi qu'il en soit, conformément aux conclusions de B. Cabanis *et al.* (1986) et R.S. Roach *et al.* (1990), la Formation de Lanvallon peut être considérée comme le témoin d'un épisode de forte extension dans le domaine de Saint-Brieuc.

Formation de Paimpol : volcanites

Au Nord, la Formation de Paimpol présente des faciès franchement effusifs : coulées et émissions pyroclastiques, que l'on peut supposer initialement proches des centres éruptifs. L'existence de laves en cousins d'une part, et la forte vésiculation et l'abondance de pyroclastiques d'autre part, suggèrent une mise en place en milieu sous-marin, sous une tranche d'eau relativement peu épaisse. Considérant par ailleurs les caractéristiques pétrographiques des sédiments de la Formation de La Roche-Derrien et du Minard, B. Auvray (1979) conclut à une mise en place « plus néritique qu'abyssale ». Le biseutage apparent de la Formation de Paimpol vers le Sud implique que les points d'émissions soient restés localisés au Nord.

L'unité basaltique de la Formation de Paimpol, ou Membre de Guilben, est dominante. L'unité acide, ou Membre de Minihiy—Tréguier, comprend à la fois des termes rhyolitiques et des faciès pyroclastiques hybrides (acide-basique). Ces derniers suggèrent que des processus de mélange magmatique par réinjections se sont produits. Ce problème mériterait une étude plus approfondie.

B. Auvray et P. Maillet (1977) et B. Auvray (1979) regroupent les spilites et les tufs de Tréguier, qui les bordent au Nord, dans une même série ou « série sud-trégorroise », de nature calco-alcaline, évoluant de termes basiques vers des termes acides. L'identification d'un contact anormal entre ces deux formations amène à modifier cette interprétation. De même, les tufs de Tréguier, de nature fortement potassique (Auvray, 1979), se distinguent nettement des laves et pyroclastiques faiblement potassiques (fig. 7) du Membre de Minihiy—Tréguier.

B. Auvray et P. Maillet (1977), B. Auvray (1979) et B. Cabanis (1986) notent l'analogie entre les « spilites de Paimpol » et les basaltes associés aux zones de subduction. Ce résultat est illustré par le diagramme Th-Tb-Ta (fig. 17 ; d'après Cabanis, 1986). Les analyses se placent sans ambiguïté dans le champ des laves liées aux zones de convergence de plaques, et en cela se distinguent totalement des amphibolites de la Formation de Lanvollon.

Enfin, B. Cabanis (1986) apparente les metabasaltes de Paimpol aux laves basiques liées aux arcs insulaires. Ce résultat réconcilie les données géochimiques et volcanologiques (mise en place en milieu sous-marin).

Ainsi, les laves de la Formation de Paimpol se seraient mises en place sur une croûte continentale amincie, à l'aplomb d'une zone de subduction.

Formation de Paimpol : dykes potassiques intermédiaires à acides

Les dykes intermédiaires à acides recoupent les laves de la Formation de Paimpol. Ils sont postérieurs à l'accolement tectonique entre cette formation et la Formation des tufs de Tréguier (feuille Tréguier), mais sont recristallisés et fréquemment schistosés.

Ils présentent un caractère souvent fortement potassique (voire shoshonitique) (fig. 7) qui contraste avec le caractère faiblement à modérément potassique des laves de la Formation de Paimpol. Dans le diagramme Th-Tb-Ta (fig. 17), les analyses se placent dans le champ du magmatisme lié aux zones de convergence de plaques, ce qui est compatible avec leur mise en place apparente au cours de l'épisode de déformation cadomien.

SÉDIMENTATION DÉTRITIQUE BRIOVÉRIENNE

Les formations de Binic d'une part et de La Roche-Derrien et du Minard d'autre part, présentent de nombreux caractères communs. Elles sont constituées du même type de sédiments, à savoir des alternances de wackes et de siltites (avec très peu de conglomérats et des niveaux graphiteux), le contenu détritique est très voisin, la chimie totale des bancs de wackes est similaire et enfin les deux formations se sont déposées avant la déformation régionale majeure. D'après les caractères géochimiques des deux formations, il s'agirait dans les deux cas de turbidites déposées en contexte « tectoniquement actif » (Denis, 1988). On notera cependant que les marques d'une tectonique synsédimentaire sont très peu développées au sein des deux formations : les figures de slumps sont très rares, nous n'avons pas observé de niveaux chaotiques de type « mélanges » et les failles synsédimentaires décrites ne sont visibles qu'à l'échelle des niveaux de siltites. Les conglomérats sont également très rares. Ces observations suggèrent que les turbidites se sont déposées dans une zone où le relief était très peu accusé.

Les paléodirections de courant relevées indiquent une alimentation détritique d'Est en Ouest pour la Formation de Binic et la partie nord de la Formation de La Roche-Derrien et du Minard, et du Sud au Nord ou localement du Nord au Sud pour le secteur du Minard de la Formation de La Roche-Derrien et du Minard.

Une différence relativement importante existe entre les sédiments des deux formations : les sédiments du secteur du Minard au sein de la Formation de La Roche-Derrien et du Minard, contiennent des grains détritiques de phtanite non reconnus dans le reste de la Formation de La Roche-Derrien et du Minard ni dans la Formation de Binic (Denis, 1988). Ces grains ne semblent pouvoir provenir que des phtanites caractéristiques du Briovérien phtanitique (Formation de Lamballe) situé plus au Sud. La Formation de La Roche-Derrien et du Minard, et très vraisemblablement la Formation de Binic, apparaissent donc s'être déposées postérieurement au Briovérien phtanitique.

PROTOLITE DES MIGMATITES ET SOURCE DES LEUCOGRANITES

Reconnu depuis les premiers levés cartographiques à 1 / 80 000 (Barrois, 1896), l'ensemble de Guingamp est un ensemble métamorphique de haute température s'étendant sur les feuilles Pontrieux—Étables-sur-Mer, Lannion, Guingamp, Belle-Isle-en-Terre et Saint-Brieuc. Cartographiquement, il est considéré comme l'équivalent occidental de l'ensemble migmatitique de Saint-Malo. Les ensembles Saint-Malo—Guingamp forment une ceinture de haute température discontinue, s'interrompant dans la région de Saint-Brieuc. Cependant, contrairement à l'ensemble migmatitique de Saint-Malo, l'ensemble de Guin-

gamp, limité au Sud par le domaine centre-armoricain, est affecté par une importante structuration varisque marquée en particulier par le cisaillement nord-armoricain qui le traverse (carte Guingamp).

Trois types de sédiments répertoriés peuvent constituer le protolite des migmatites. Ce sont les sédiments à phtanites interstratifiés rapportés au Briovérien inférieur (formations de Callac et Lamballe), les sédiments à phtanites remaniés rapportés au Briovérien supérieur (formations du domaine mancellien et sédiments de la pointe du Minard) et les sédiments dépourvus de phtanites ou d'éléments phtanitiques et caractérisés par la présence de lentilles calco-silicatées (formations de Binic et du Légué). La présence de quartzites noirs au sein de la Formation de Guénézan et présentant de fortes analogies avec les phtanites (M.P. Dabard, *comme, pers.*) et l'absence de lentille calco-silicatée, suggèrent que les migmatites sont issues de la fusion partielle d'une série équivalente à celle de Callac ou de Lamballe. Par ailleurs, C. Barrois (1896) décrit un niveau de phtanite au sein du leucogranite de Plouisy. Cependant, la forte recristallisation de ces quartzites noirs ne permet pas d'affirmer qu'il s'agisse de phtanites. Si l'origine crustale des leucogranites est indubitable, il est difficile d'établir avec certitude de quels matériaux sont issus ces produits de fusion.

SÉDIMENTATION ET VOLCANISME ORDOVICIENS (BASSINS DE PLOURIVO ET DE BRÉHEC)

Structure et évolution des bassins

Les bassins de Plourivo et de Bréhec représentent des unités nettement indépendantes des autres ensembles géotectoniques représentés sur la carte Pontrioux et impliqués dans l'orogène cadomien. L'absence de métamorphisme et de déformation pénétrative souligne bien le caractère postorogénique de ces séries.

Bien qu'ils soient actuellement isolés, les bassins de Plourivo et de Bréhec doivent être rattachés à la même histoire d'évolution tectonique et de sédimentation que celle des autres bassins à séries rouges de même âge, connu ou supposé, en particulier le bassin d'Erquy—Fréhel et le vaste prolongement en mer dans le golfe normand-breton (Lefort, 1975 ; Bardy et Lefort, 1987 ; Dauteuil *et al.*, 1987 ; Ballard, 1989 (fig. 14).

Pour C. Delattre et G. Watrelot (1959), la structure principale du bassin correspond à celle d'un synclinal à axe WNW-ESE limité par la faille du Trégor sur son flanc nord.

À partir de l'étude des coupes littorales dans les sédiments briovériens du Minard, de la pointe de Plouézec à Porz-Pin, J.P. Ballard (1989) a décrit des plissements et décrochements N60°E anté-ordoviciens très discontinus, avec localement développement d'une schistosité

de plan axial (fig. 15). Cet auteur relie ces accidents, ainsi que des décrochements dextres N10° et senestres N90 à 110°, à la formation en pull-apart du bassin de Plourivo. On notera cependant qu'aucune correspondance n'a pu être établie entre les accidents N60°E de la Formation de La Roche-Derrien et la bordure orientale du bassin dont les limites nettes sont orientées N30° à N40°E. De même, aucun indice d'accident décrochant (N20°E) pouvant contrôler cette limite nord-orientale du bassin et expliquer le changement de direction des couches (N90° E à N150° E) à Port-Lazo, selon J.P. Ballard (1989), n'a pu être observé.

Les rejeux tectoniques et l'érosion expliquent en partie les limites actuelles du bassin de Plourivo. Néanmoins, en l'absence d'informations sur la structure profonde du bassin et en se basant sur les contours cartographiques et la disposition des formations ordoviciennes, les principales failles qui semblent avoir contrôlé l'extension du bassin de Plourivo, sont :

— au Nord, la faille du Trégor (N70 à N80°), car aucun dépôt gréseux ordovicien (pourtant très résistant à l'érosion) n'a été retrouvé au Nord de cette faille ;

— la faille du Leff orientée N115°E le long de cette rivière et son prolongement occidental orienté N125° à l'Ouest du Trieux mais décalé par la faille de Pontrioux. Bien que non directement observée sur le terrain, l'existence d'une faille importante est présumée le long du Leff du fait de la linéarité de la bordure sud du bassin à cet endroit. Cette faille aurait notamment contrôlé l'extension vers le Sud des volcanites de Plouézec.

À l'intérieur du bassin, les failles orientées N60°E (vallée du Trieux, vallons au Nord de Coat-Frity, de Plourivo), peuvent aussi correspondre à des accidents liés à la formation du bassin réactivés lors des compressions postérieures.

Les contours linéaires du bassin, N30 à 40° à l'Est et au Sud-Est, permettent également de présumer un contrôle tectonique mais celui-ci est plus hypothétique compte tenu de la faible épaisseur des formations ordoviciennes le long de ces bordures et de l'absence de coupes. À l'Ouest, depuis Penhoat jusqu'au Sud d'Hengoat, une faille E-W peut être également présumée du fait de la linéarité des contours cartographiques. L'existence d'une telle faille, qui aurait fonctionné lors de la formation du bassin, semble attestée par le fait que les volcanites sont absentes au Nord de celle-ci, en particulier le long de la vallée du Trieux où la sédimentation est continue.

Tenant compte des observations structurales et sédimentologiques, l'histoire du bassin de Plourivo semble avoir été la suivante :

— création d'un large graben, ou localement de structures en demi-graben, principalement contrôlées par la faille du Trégor N70 à 80° au Nord et les failles N115-120° E à N90°E au Sud. Le développement de structures obliques N60°E le long de la faille du Trégor est égale-

ment probable. L'extension a dû être sensiblement N-S à NNW-SSE si l'on admet un contrôle majeur des accidents de direction E-W à WNW-ESE indiqués ci-dessus et les indices des mouvements synsédimentaires (Ballard, 1989). Des mouvements d'extension localement orientés E-W sont également possibles (failles normales synsédimentaires N-S affectant la Formation de Port-Lazo sur la rive gauche du Trieux) ;

— une subsidence initiale (tectonique) assez forte a conduit localement au dépôt des « debris flows » et conglomérats de base. Dans le bassin de Plourivo, bien qu'aucun conglomérat grossier n'ait été observé le long de la bordure nord, on peut présumer que la subsidence initiale a pu y être importante. Au Sud-Est et à l'Est du bassin en revanche, les faibles pendages des dépôts, la large extension vers le Sud de la Formation de Port-Lazo et la faible épaisseur des séries ordoviciennes dans ce secteur (la Formation de Port-Lazo est fréquemment observée au milieu des affleurements de volcanites), indiquent des pentes moins importantes.

Durant le dépôt de la Formation de Port-Lazo, la subsidence du bassin a dû être modérée si l'on tient compte de l'horizontalisation des couches et de la nature plus fine des dépôts. Les bassins de Plourivo et de Bréhec, vraisemblablement reliés à ce moment, correspondaient alors à des aires de sédimentation lacustre probablement avec des deltas. Des connexions avec le vaste bassin du golfe normand-breton (prolongement de celui d'Erquy—Fréhel) sont probables mais non démontrées. Les indications d'une activité tectonique (déformation synsédimentaire) durant le dépôt de la formation de Port-Lazo sont relativement localisées.

La Formation de la Roche-Jagu correspond à une sédimentation plus grossière dans un système de chenaux anastomosés.

L'épisode de volcanisme de Plouézec est sans doute intervenu au début du dépôt de la Formation de la Roche-Jagu. Ceci est appuyé par le fait que les dépôts de cette formation, intrudés ou recouverts par les volcanites à l'Est, sont assez proches du sommet de la Formation de Port-Lazo et constituent des faciès de transition entre les deux formations. D'autre part, il n'y a pratiquement pas de grès de la Roche-Jagu au Sud du bassin où se situe la masse principale de l'intrusion.

L'intrusion principale semble s'être produite le long de la vallée du Leff, tandis qu'au Nord-Ouest il s'agissait principalement de volcanisme effusif (coulées et quelques sills et intrusions localisées). Ce volcanisme semble avoir recouvert la majeure partie du bassin à l'exception du secteur de la vallée du Trieux au Nord du château de la Roche-Jagu où aucun témoin de la formation volcanique n'est observé. Au niveau du bassin de Bréhec, l'épisode volcanique présente des caractères similaires, le corps intrusif principal étant localisé le long de la bordure sud.

La Formation de Toul-Lan, qui déborde géométriquement les formations sous-jacentes, correspond à un dépôt de cône alluvial passant à un réseau en tresses. La continuité de la sédimentation entre la Formation de La Roche-Jagu et la Formation de Toul-Lan au Nord confirme cette tendance progressive à la continentalisation du bassin. La subsidence peut néanmoins avoir persisté le long de structures en demi-graben localisées le long des accidents N60° en bordure de la faille du Trégor.

Inversement, la localisation des dépôts de la Formation de Plourivo, et surtout les caractères sédimentaires témoignant de processus oscillatoires (rides de vague, litage oblique en mamelons : H.C.S.), indiquent le passage du domaine continental à un système prodeltaïque en domaine marin (bioturbation abondante).

Origine et évolution verticale des apports détritiques dans les grès ordoviciens (M.P. Dabard, J.J. Chauvel)

Les sédiments ordoviciens des bassins de Plourivo et de Bréhec sont caractérisés par un héritage détritique terrigène très immature traduisant une alimentation proximale.

L'influence volcanique se manifeste par la présence de chlorite riche en magnésium et de fragments de lave. Les fragments analysés sont vraisemblablement issus de matériel à composition acide à intermédiaire. Aucun élément provenant de roches à composition basique n'a été observé, ceci étant probablement à relier à l'extrême pauvreté en calcium des sédiments. Bien qu'il soit difficile d'identifier précisément l'origine du matériel, il semble toutefois possible d'exclure la participation des formations volcaniques de Paimpol et de Lanvollon, constituées en grande partie par des faciès basiques. En revanche, une partie des fragments observés pourrait correspondre aux produits d'altération des tufs Tréguier ou des ignimbrites de Lézardrieux (situés sur la feuille à 1/50000 Tréguier). Ces dernières sont elles-mêmes extrêmement pauvres en CaO (M = 0,04 %).

La mise en place des émissions volcaniques du bassin de Plourivo ne semble avoir laissé aucune trace identifiable dans la sédimentation postérieure, sauf éventuellement dans la Formation de Plourivo où l'héritage volcanique est souligné par le développement de chlorites riches en MgO.

Les fragments quartzo-feldspathiques et le microcline ont deux origines possibles. Ils peuvent provenir directement d'un socle, et dans ce cas l'abondance du microcline permet de situer la source soit dans les gneiss icartiens de Bretagne nord, soit dans le granite de Port-Blanc puisqu'ils sont les seuls à contenir ce minéral dans la région (Auvray, 1979). Ils peuvent également provenir des grès du secteur de Minard où ces minéraux sont connus (Denis, 1988).

La Formation de Lamballe a fourni les galets de phtanite présents dans le conglomérat de base de la série de Bréhec. La disparition des éléments de phtanite dans les formations rouges surmontant la Formation de Port-Lazo, ainsi que l'évolution de l'abondance relative des autres fragments lithiques (diminution du flux d'origine volcanique...), doivent être mises en relation avec le développement des séries marines. Les zones sources, d'abord strictement localisées aux abords immédiats du bassin, s'étendent à une zone géographiquement de plus en plus étendue.

La présence de fragments kaolinisés ou phosphatisés, de silcrète, et d'éléments très enrichis en fer et parfois en titane, est intéressante car elle représente actuellement la seule trace identifiable des produits d'altération développés sur les zones sources émergées.

Comparativement aux séries rouges initiales de Bretagne centrale, les séries rouges des bassins de Plourivo et de Bréhec se distinguent par un héritage volcanique notable. Cette caractéristique s'intègre parfaitement dans le contexte géodynamique régional qui implique un environnement de dépôt dans de petits bassins subissant une alimentation très proximale.

FILONS DE DOLÉRITES: CORRÉLATION POSSIBLE EN BRETAGNE CENTRALE

Si le nombre de dolérites analysées est faible (deux échantillons), leurs caractéristiques géochimiques en éléments majeurs (fig. 3 à 5) n'en permettent pas moins de les rattacher sans ambiguïté à une activité magmatique de type intraplaque. Les éléments traces conduisent à une conclusion identique. Dans le diagramme Th-Tb-Ta (fig. 17), les deux analyses se placent dans le champ des basaltes intraplaques transitionnels, ce qui est tout à fait cohérent avec leur position à la limite entre les champs alcalin et subalcalin du diagramme SiO_2 vs $\text{Na}_2\text{O} + \text{K}_2\text{O}$ (fig. 3). Ces dolérites présentent, par ailleurs, de très fortes analogies avec les spilites et dolérites dévoniennes de la région de Bolazec (Bretagne centrale), pour lesquelles une interprétation similaire est proposée (Cabanis *et al.* 1986 ; Cabanis, 1986).

ÉVOLUTION TECTONO-MÉTAMORPHIQUE

DOMAINE CADOMIEN

Les terrains cadomiens présentés dans cette carte ont été répartis au sein de différentes unités tectoniques par l'ensemble des auteurs. Ces derniers s'accordent pour séparer l'ensemble migmatitique et granitique de Guingamp et le regrouper avec les migmatiques de Saint-Malo au sein de la ceinture de haute température de Guingamp—Saint-Malo (Brun et Balé, 1990) correspondant au « Saint-Malo terrane » des auteurs anglais (Strachan et Roach, 1990 ; Strachan *et al.*

1992). Les autres terrains cadomiens sont regroupés au sein de la ceinture métamorphique chevauchante de Saint-Brieuc et de la ceinture plutonique et volcanique du Trégor (Brun et Balé, 1990) ou au sein d'une seule unité majeure, le « Saint-Brieuc terrane » (Strachan et Roach, 1990 ; Strachan *et al.*, 1992).

Deux modèles tectoniques argumentés dans la baie de Saint-Brieuc et la région de Saint-Malo ont été proposés pour expliquer la juxtaposition des unités :

— selon le premier modèle (Brun et Balé, 1990 ; Brun 1992), la déformation débute à 580-590 Ma. Elle résulte d'un raccourcissement NNE-SSW et s'accommode par des chevauchements à vergence SSW associés à des décrochements senestres. La déformation se poursuit à 540 Ma avec le développement du dôme migmatitique de Saint-Malo ;

— le second modèle se réfère à une tectonique transpressive s'accommodant essentiellement par des cisaillements transcurrents senestres amalgamant les différentes sous-unités constituant le « Saint-Brieuc terrane » (Dallmeyer *et al.*, 1991) et juxtaposant ce dernier au « Saint-Malo terrane » à 540 Ma (Strachan et Roach, 1990 ; Strachan *et al.*, 1992).

Les données structurales, microstructurales et pétrologiques nouvellement acquises lors du levé cartographique apportent des contraintes supplémentaires sur la relation entre les unités. Aux données recueillies sur la feuille Pontrieux sont adjointes quelques informations obtenues sur les coupures voisines Guingamp, Lannion, Belle-Isle-en-Terre et Saint-Brieuc.

Nous distinguerons dans ce qui suit le domaine de Guingamp, constitué de l'ensemble migmatitique et granitique du même nom, et le domaine de Saint-Brieuc qui regroupe tous les autres terrains cadomiens de la carte, c'est-à-dire la Formation de Lanvollon, les plutons gabbroïques à granodioritiques, la Formation de Paimpol et les formations détritiques de Binic et de La Roche-Derrien.

Caractéristiques du métamorphisme dans les domaines de Saint-Brieuc et de Guingamp

Depuis la reconnaissance des différents domaines cadomiens, les travaux effectués dans la région ont établi l'existence d'un métamorphisme caractérisé par un gradient thermique décroissant du SSW vers le NNE. Au Sud, le domaine de Saint-Malo—Guingamp correspond à une ceinture de haute température (présence de migmatites et de granites d'anatexie) (Martin, 1977 ; Brown, 1979). Plus au Nord, dans le domaine de Saint-Brieuc, les travaux de D. Rabu *et al.* (1983) ont montré un gradient métamorphique régional décroissant du Sud vers le Nord (isogrades de l'almandin et de la biotite). Ces conclusions sont confirmées par l'étude pétrologique récente dans la baie de Saint-Brieuc. Dans les micaschistes du Légué et les amphibolites d'Yffiniac, les conditions thermobarométriques de la déformation

sont respectivement de l'ordre de 550-600 °C, 3-5 kbar et 600-700 °C, $8 \pm$ kbar (Hébert et Ballèvre, 1993 ; Hébert, 1993). Dans le secteur cartographie, deux types de métamorphisme ont été reconnus (Ryan et Roach, 1975 ; Rabu *et al.*, 1983). Le premier présente une extension régionale. Le second est induit par l'intrusion de plutons provoquant dans l'encaissant un métamorphisme de contact.

Le métamorphisme d'extension régionale

Excepté les travaux de D. Rabu *et al.* (1983) le long de la côte, et de R. Hébert (1993) en plusieurs secteurs clés, la pétrologie métamorphique n'a fait l'objet d'aucune étude détaillée. Ceci est lié en partie à l'absence de paragenèse discriminante dans les différents faciès lithologiques. Néanmoins, l'observation des paragenèses en lames minces et l'acquisition de données sur la composition chimique des minéraux à la microsonde électronique, permettent de définir quelques traits majeurs de l'histoire métamorphique.

Évolution paragenétique

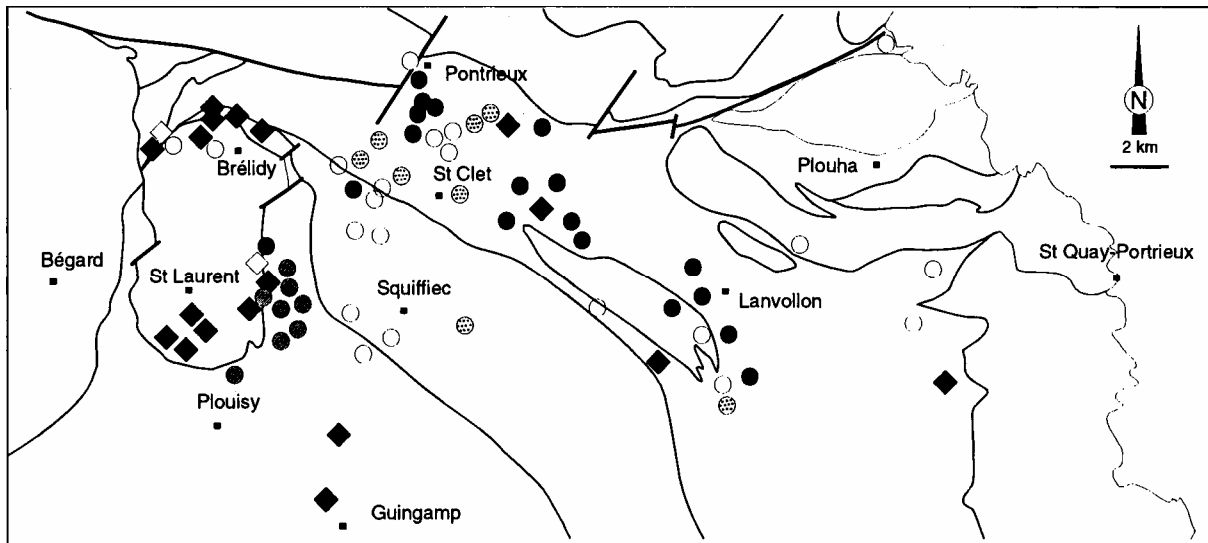
Au cours du levé cartographique de la feuille Pontrieux—Étables-sur-Mer, un échantillonnage systématique a été effectué dans les différents faciès lithologiques. Ont été adjointes quelques données recueillies sur les feuilles Guingamp et Saint-Brieuc. Les paragenèses métamorphiques rencontrées sont reportées sur les figures 18 et 19.

• **Métabasites.** Les metabasites répertoriées, soit apparaissent en enclave au sein de l'ensemble migmatitique, soit correspondent aux métagabbros de Squiffiec ou bien encore appartiennent aux amphibolites du Membre du Roselier (fig. 18). Si l'origine basaltique (à andésitique) et gabbroïque des metabasites des formations respectivement de Lanvollon et de Squiffiec ne fait pas de doute, le protolite des amphibolites incluses dans l'ensemble migmatitique est plus discutable. Dans chacune de ces formations, les paragenèses observées sont les suivantes.

— Amphibolites de l'ensemble migmatitique

- (1) hornblende + plagioclase + quartz + sphène \pm ilménite
- (2) hornblende + plagioclase + quartz + épidote I, II et/ou III + sphène \pm ilménite
- (3) hornblende + plagioclase + quartz + épidote I \pm clinopyroxène + sphène + ilménite
- (4) hornblende + plagioclase + quartz + clinopyroxène + sphène \pm ilménite

Dans l'ensemble migmatitique, les amphibolites présentent généralement une foliation bien marquée. En lame mince, elles apparaissent recristallisées (texture grano- à nématoblastique, présence de joints triples). La paragenèse (1) est la plus fréquemment rencontrée. L'épidote apparaît sous trois formes texturales ; elle est soit syncinématique (épidote I), soit post-cinématique (épidote II) ; elle cristallise alors de



Losange noir : assemblages 1 et 5 ; losange blanc : assemblage 3 ; cercle noir : assemblages 2 et 6 + épidote I ; cercle blanc : assemblages 2 et 6 + épidote III ; cercle avec trame sombre : assemblage 2 + épidote II ; cercle avec trame claire : assemblages 2 et 6 4- épidote I et III

Fig. 18 - Localisation des assemblages contenus dans les métabasites (cf. texte)

manière statique et sécante sur la foliation, ou bien encore elle est inféodée aux sites du plagioclase et provient de la déstabilisation rétomorphique de celui-ci (épidote III) (fig. 18). Le sphène forme des grains isolés ou constitue des couronnes entourant Filménite. Le clinopyroxène est soit anté- à syncinématique et localisé dans des rubans riches en plagioclase (paragenèse 3), soit syncinématique (paragenèse 4).

— *Amphibolites de la Formation de Lanvollon*

(5) hornblende + plagioclase + quartz + sphène ± ilménite

(6) hornblende + plagioclase + quartz + épidote I et/ ou III + sphène ± ilménite

Les amphibolites du Membre du Roselier, généralement foliées, présentent une texture nématoblastique à aciculaire. La paragenèse la plus commune est la paragenèse (6) avec la présence d'une épidote synfoliale (épidote I) (fig. 18). Cependant, celle-ci est parfois absente (paragenèse 5). Fréquemment, on observe la cristallisation tardive d'épidote dans le site du plagioclase (épidote III). Par ailleurs, du grenat présentant un caractère relictuel a été observé en un point dans les amphibolites localisées entre les deux corps de métagabbros de Squiffiec.

— *Métagabbros de Squiffiec*

(7) hornblende + plagioclase + quartz + sphène/ilménite ± cummingtonite

(8) hornblende + plagioclase + orthopyroxène 4- clinopyroxène + ilménite + quartz

Les métagabbros de Squiffiec présentent au microscope des textures diverses. Au cœur du massif, on observe soit une transformation pseudomorphique des gabbros avec préservation de la fabrique originelle de la roche et une recristallisation plus ou moins poussée des phases minérales (plagioclase, amphibole et pyroxène), soit une recristallisation quasi complète des phases avec cette fois une oblitération de la texture originelle (texture de recuit à joints triples). En bordure du massif en revanche, les paragenèses métamorphiques sont fréquemment synfoliales (*cf.* bordure nord de la petite lentille).

• **Métapélites et roches de composition voisine.** Les métapélites sont peu représentées sur la carte Pontrieux—Étables-sur-Mer (formations métamorphiques de Binic et de La Roche-Derrien, micaschistes intercalés dans le Membre de Lannion—Pléguen et migmatites de Guingamp). En adjoignant les formations observées sur la carte Guingamp (migmatites de Guingamp), il est possible de dresser une liste des paragenèses syncinématiques observées (fig. 19).

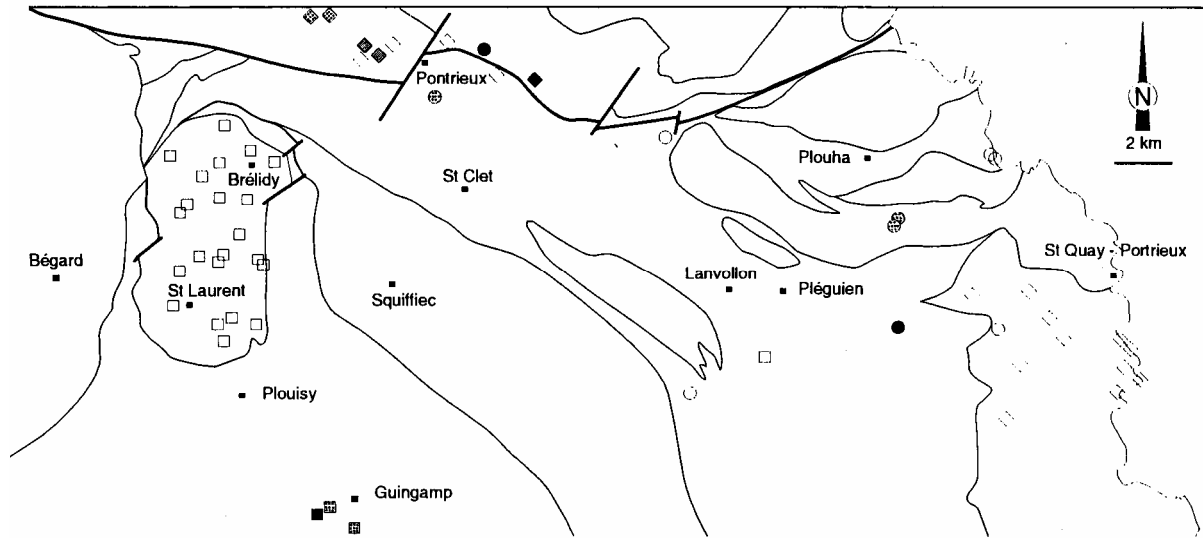
— *Migmatites de Guingamp* : muscovite + oligoclase + quartz

(1) biotite + K-feldspath

(2) biotite + staurotide + sillimanite

(3) biotite + staurotide + grenat + sillimanite

— *Membre de Lannion—Pléguen (métapélites)* : muscovite + plagioclase + quartz



Carré blanc : assemblages 1 et 7 ; carré tramé : assemblage 2 ; carré noir : assemblage 3 ; cercle noir : assemblages 4 et 12 ; cercle blanc : assemblage 5 ; losange noir : assemblage 16 ; losange avec trame sombre : assemblages 9 et 14 ; losange avec trame claire : assemblage 15 ; losange blanc : assemblages 8, 11 et 13

Fig. 19 - Localisation des assemblages contenus dans les métapélites et les roches de composition voisine

- (4) biotite + grenat
- (5) biotite
- *Membre de Lannion—Pléguien (leptynites)* : plagioclase + quartz
- (6) biotite + grenat
- (7) biotite + muscovite + K-feldspath
- (8) muscovite
- *Formation de Binic* : quartz + plagioclase ± opaques
- (10) biotite + grenat
- (11) biotite ± muscovite
- *Formation de La Roche-Derrien et du Minard* : quartz + plagioclase ± opaques
- (12) biotite + grenat + muscovite
- (13) biotite + muscovite
- (14) muscovite
- (15) biotite
- (16) muscovite + chlorite.

En l'absence de données sur la composition chimique des roches, il n'est pas possible de tracer des isogrades. Néanmoins, la distribution cartographique des paragenèses suscite quelques remarques :

— *dans les metabasites*, cette distribution n'apparaît pas franchement discriminante. Seules, l'occurrence ou non du clinopyroxène (présent exclusivement dans les amphibolites en enclave dans l'ensemble migmatitique) et l'occurrence de l'assemblage à Opx + Cpx + Hbl + Pl révèlent, selon les travaux expérimentaux de F.S. Spear (1981), une augmentation de la température depuis la Formation de Lanvollon vers l'ensemble migmatitique. Bien que la présence du Cpx dépende également de la composition chimique de la roche, comme il l'a été démontré en baie de Saint-Brieuc (Hébert, 1993), les paragenèses (3) et (4) témoignent des conditions du faciès amphibolite de haut degré ($T > 650-700$ °C). Ce gradient est conforté par l'observation des textures. L'évolution des textures aciculaires à nématoblastiques (Formation de Lanvollon) vers des textures granoblastiques (ensemble migmatitique) et vers des textures polygonales granoblastiques (métagabbros de Squiffiec), suggère un métamorphisme croissant de la Formation de Lanvollon vers l'ensemble migmatitique. Par ailleurs, selon un transect à peu près E-W, de la Formation de Lanvollon vers l'ensemble migmatitique, on note une évolution de la couleur de l'amphibole allant du vert au brun-vert. Cette évolution caractérise une variation croissante des conditions métamorphiques du faciès amphibolite de bas degré vers le faciès amphibolite de plus haut degré (voir par exemple : Laird, 1982 ; Barker, 1990) ;

— *dans les métapélites* et les roches de composition voisine, on note une augmentation des conditions métamorphiques des formations de La Roche-Derrien et de Binic, au Membre de Lannion—Pléguien jusqu'à l'ensemble migmatitique ;

— que ce soit dans les metabasites ou les métapélites, aucune paragenèse relique d'un épisode de haute pression n'a été reconnue.

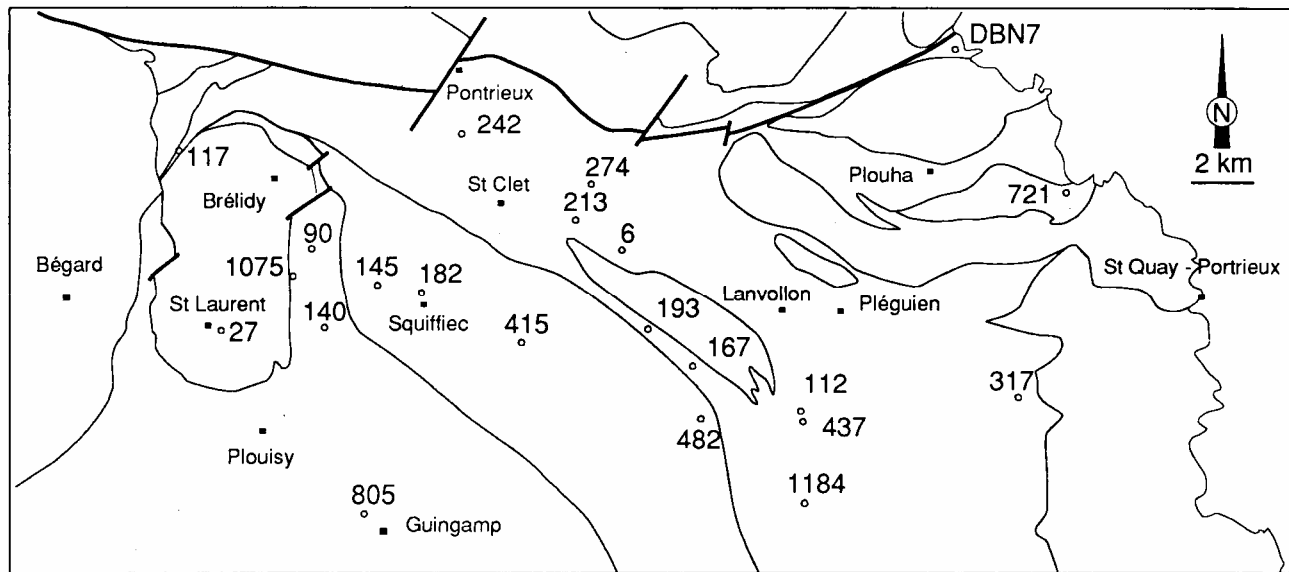


Fig. 20a - Localisation des échantillons analysés à la microsonde électronique

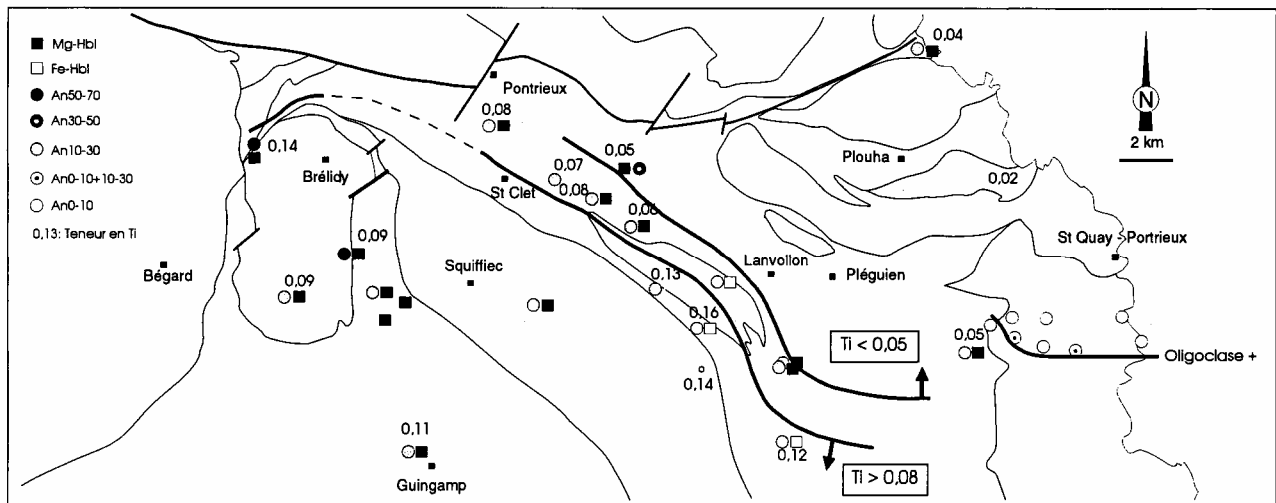


Fig. 20b - Localisation des analyses d'amphiboles, de plagioclases, isograde de l'oligoclase et courbes d'isovaleurs de la teneur en titane des amphiboles

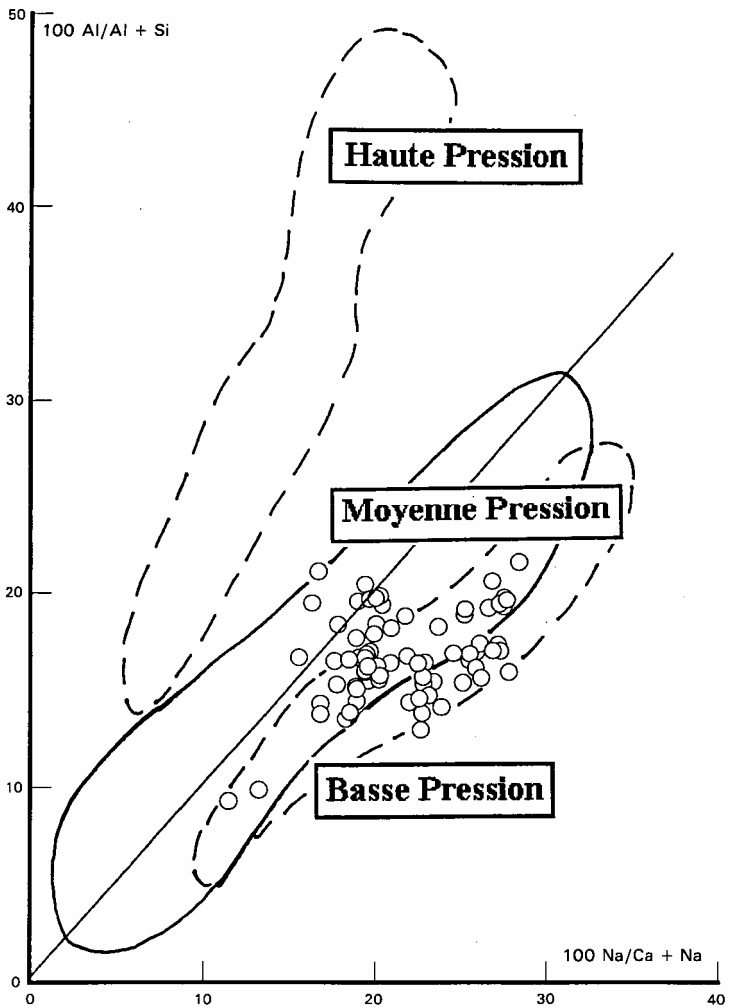


Fig. 21 - Diagramme de la composition des amphiboles $100 \text{ Al}/(\text{Al} + \text{Si})$ en fonction de $100 \text{ Na}/(\text{Ca} + \text{Na})$

d'après Leake (1981) et champs correspondant à la haute, moyenne et basse pression. Les amphiboles des amphibolites du Membre du Roselier (Formation de Lanvallon) et de l'ensemble migmatitique sont localisées entre les champs de la moyenne et basse pression

Évolution du chimisme des phases minérales

Parmi les échantillons récoltés, un certain nombre provenant de l'ensemble migmatitique, de la Formation de Lanvollon et des métagabbros de Squiffiec ont été analysés à la microsonde électronique (Cameca, BRGM-Orléans ; conditions analytiques : 15 kV d'accélération, courant 12 nA, temps de comptage 6 s). Leur localisation est reportée sur la figure 20a. Les tableaux d'analyse de minéraux sont reproduits en annexe 1-1 à 8.

• **Métabasites.** La composition du plagioclase dépend non seulement des conditions thermiques de cristallisation mais également du chimisme de la roche : pour une même température, les métabasites de composition gabbroïque présentent des plagioclases plus riches en anorthite que ceux des métabasalts. Seule, l'isograde de Poligoclase est indépendante du chimisme de la roche et définit l'entrée dans le faciès amphibolite. Sur la figure 20b sont représentées les teneurs en anorthite du plagioclase dans les roches représentant des métabasalts. Dans les métabasites de la Formation de Lanvollon, la présence d'albite n'a pas été décelée.

Les amphiboles analysées sont des amphiboles calciques. Dans le diagramme de B.E. Leake (1978), les amphiboles des amphibolites de l'ensemble migmatitique correspondent à des hornblendes magnésiennes quelle que soit la paragenèse (présence — éch. 1075 — ou absence — éch. 27, 805 — d'épidote). Par contre, dans les amphibolites du Membre du Roselier, on distingue des hornblendes magnésiennes (éch. 112, 317 et 437) et des hornblendes tschermakitiques ferrifères (éch. 167, 242, 415 et 1184). Cette fois encore, la présence ou l'absence d'épidote ne semble pas déterminante. Les échantillons contenant des hornblendes tschermakitiques ferrifères sont localisés à proximité d'une zone (où le grenat a été observé en un point) passant au cœur du massif de Squiffiec. De part et d'autre de cette zone, ce sont des hornblendes magnésiennes (fig. 20b). Dans les métagabbros de Squiffiec, les amphiboles vertes sont des hornblendes tschermakitiques magnésiennes.

La composition des amphiboles a été reportée dans les diagrammes de J. Laird et A.L. Albee (1981) dont les axes représentent différentes substitutions opérant dans la solution solide des amphiboles. Bien qu'empiriques, ces calibrages permettent de comparer les amphiboles et de définir qualitativement une évolution spatiale des conditions thermobarométriques. Dans le diagramme $Al/(Al + Si)$ en fonction de $Na/(Na + Ca)$, indépendant de la normalisation, ont été reportées les analyses d'amphiboles des amphibolites du Membre du Roselier et de l'ensemble migmatitique (fig. 21). Elles sont localisées dans les champs de la moyenne et surtout de la basse pression. Sur les figures 22a et 22b, sont représentés les diagrammes $(Na)M4$ en fonction de $Aliv$. Selon J. Laird et A.L. Albee (1981), la flèche noire représente schématiquement un gradient thermique croissant. Dans les amphibolites du Membre du Roselier, on observe approximativement un gradient thermique croissant du NNE vers le Sud-Ouest et le Sud.

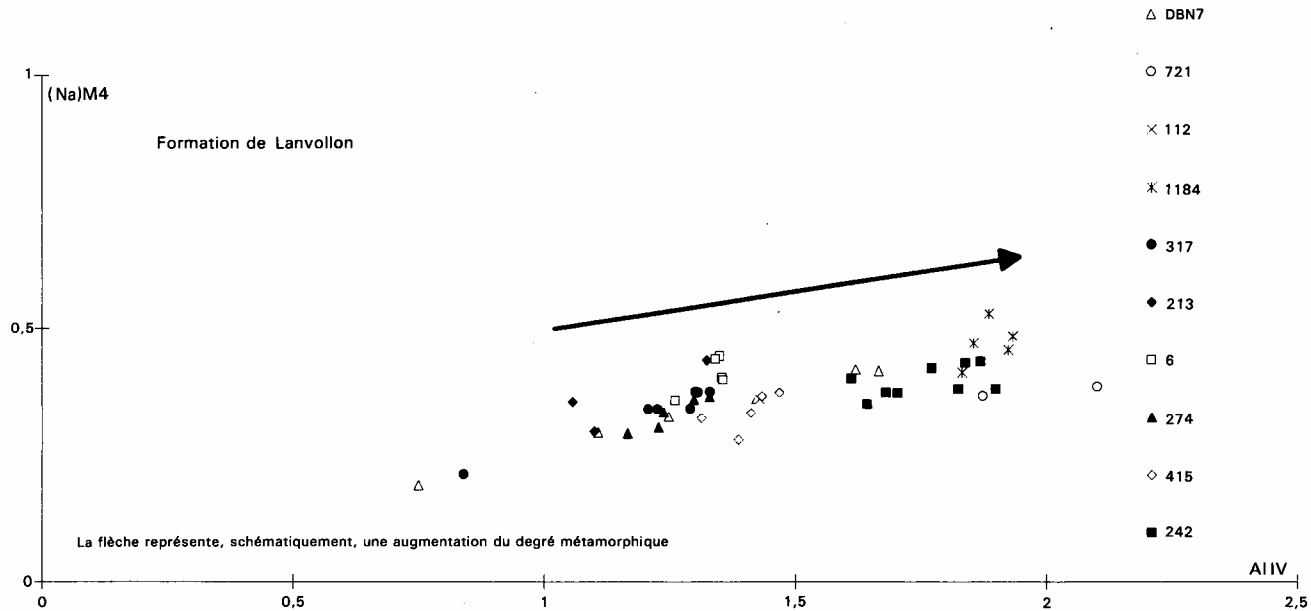


Fig. 22a - Diagramme(Na)M4 en fonction de Al IV des amphibolites normalisées à sommes de Na = 15 et localisées dans le domaine de St-Brieuc(cf. fig. 3)

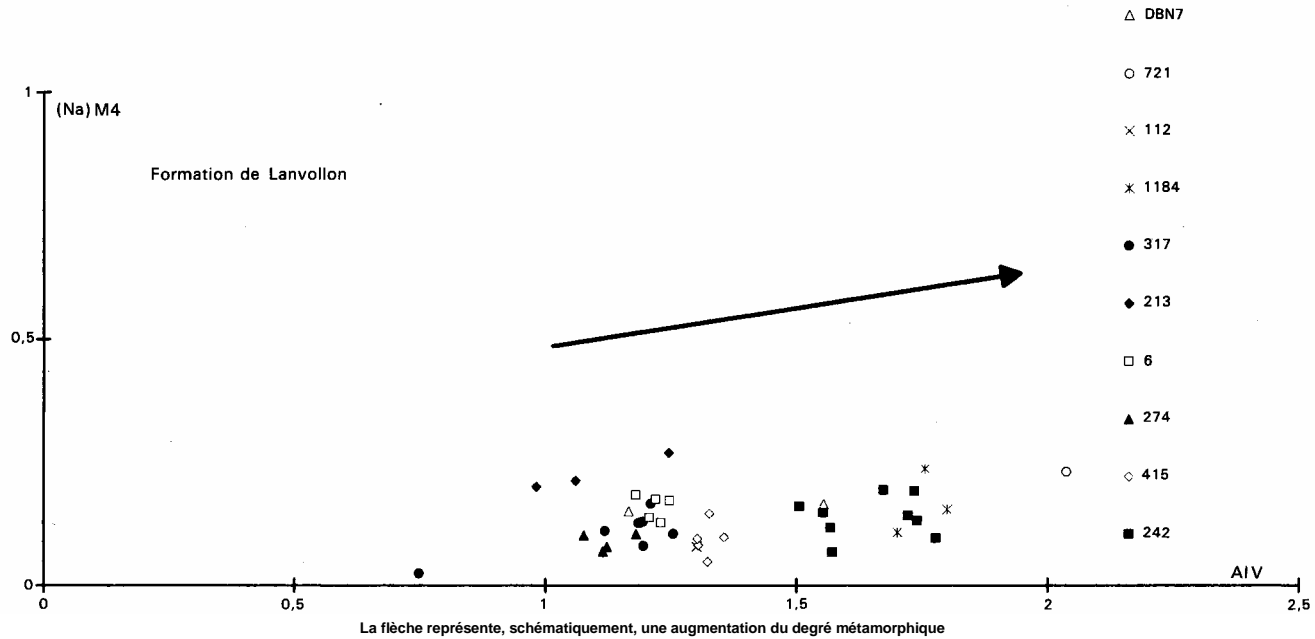
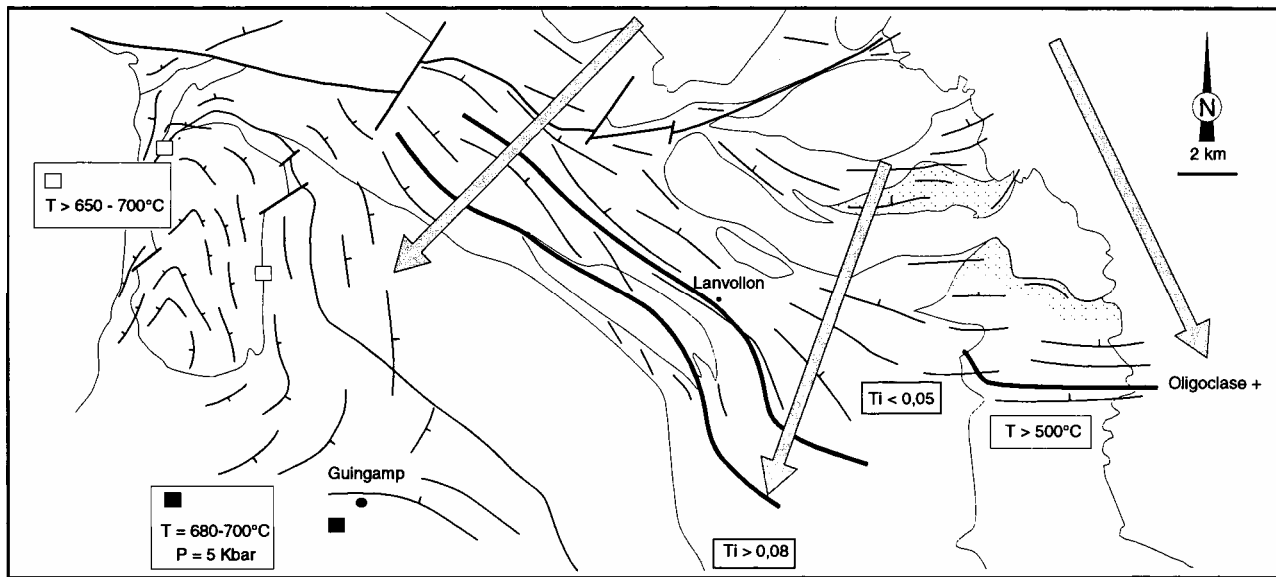


Fig. 22b - Diagramme (Na) M4 en fonction de AIV des amphibolites normalisées à sommes de Mg = 13 et localisées dans le domaine de St-Brieuc (cf. fig. 3)



L'isograde de l'oligoclase et les isovalues de la teneur en titane des amphiboles sont globalement parallèles aux trajectoires de déformation et sont sécantes sur les interfaces lithologiques. Les zones tramées sont affectées par un métamorphisme de contact à proximité de l'intrusion de St-Quay-Portrieux

Fig. 23 - Schéma récapitulatif indiquant les estimations thermobarométriques, illustrant le gradient métamorphique (flèches) croissant du NE vers le SSE, le SSW et le SW et les relations entre ce gradient et la déformation régionale

En présence d'une phase titanée (ilménite ou sphène), tamponnant la composition chimique de l'amphibole, la teneur en titane de l'amphibole est d'autant plus élevée que les conditions thermiques de sa cristallisation sont fortes (Laird et Albee, 1981). Sur la figure 20b, sont reportées les valeurs de la teneur en titane des amphiboles de l'ensemble migmatitique et des amphibolites du Membre du Roselier et des courbes d'isovaleur de la teneur en Ti ($Ti < 0,05$ et $Ti > 0,08$). Elles indiquent clairement une augmentation de la température du Nord-Est vers le Sud-Ouest et le Sud.

• **Métapélites.** Une analyse des néoblastes de plagioclase a été effectuée à la microsonde électronique dans les métapélites de la Formation de Binic. Les résultats ont permis de tracer l'isograde de l'apparition de Poligoclase qui souligne l'entrée dans le faciès amphibolite (fig. 20b). Cette isograde est sécante sur le contact Formation de Binic/ Formation de Lanvallon. Par conséquent, la Formation de Binic est partiellement affectée par un métamorphisme en faciès schistes verts.

L'analyse du chimisme des phases minérales conforte les conclusions apportées par l'analyse pétrographique précédente :

— les analyses chimiques d'amphiboles ne montrent aucune évidence d'un métamorphisme précoce de haute pression ;

— il existe un gradient métamorphique croissant des formations de La Roche-Derrien et de Binic, à la Formation de Lanvallon jusqu'à l'ensemble migmatitique, souligné essentiellement par la teneur en titane des amphiboles et la teneur en anorthite du plagioclase.

Conditions thermobarométriques

Sur la carte Pontrieux—Étables-sur-Mer, aucun assemblage n'a permis de quantifier précisément les conditions pression-température. Pour seules indications, sont disponibles l'isograde de l'oligoclase et l'occurrence de clinopyroxène et de clinopyroxène + orthopyroxène dans les metabasites, correspondant respectivement dans l'espace P-T à des températures de l'ordre de 500 °C et 700 °C (fig. 23). Plus au Sud, sur la carte Saint-Brieuc, les conditions pression-température de la déformation ont été estimées dans les micaschistes du Légué (550-600 °C et 3-5 kbar ; Hébert et Ballèvre, 1993) et dans les amphibolites de la Formation d'Yffiniac (600-700°C, 8 + 2 kbar ; *ibid.*). Compte tenu des paragenèses observées, les conditions P-T subies par les métagabbros de Squiffiec sont vraisemblablement voisines de celles subies par les métagabbros d'Yffiniac. Par ailleurs, la présence d'un assemblage à Qtz + PI + Bt + Sil + St + Ms dans les migmatites sur la carte Guingamp contraint les conditions pression-température de la déformation aux alentours de 680-700 °C et 5-6 kbar.

Relations entre la déformation régionale et le métamorphisme

L'étude pétrologique met en évidence l'existence d'un métamorphisme de basse pression-haute température, caractérisé par un gra-

dient croissant Nord-Est vers le Sud et le Sud-Ouest, allant des conditions du faciès schistes verts ($T < 500-550\text{ }^{\circ}\text{C}$), dans la Formation de Binic, jusqu'au faciès amphibolite de haut degré ($T > 650-700\text{ }^{\circ}\text{C}$, $P = 5\text{ kbar}$) dans l'ensemble migmatitique et les métagabbros de Squiffiec (fig. 23). Compte tenu des paragenèses observées dans les metabasites des formations de Lanvollon et de Squiffiec, le gradient métamorphique observé à travers ces deux formations est probablement discontinu.

Le métamorphisme est associé à la déformation régionale. Le parallélisme entre les isovalues de la teneur en Ti des amphiboles et l'isograde de oligoclase et les trajectoires de foliation, et l'obliquité de ces isogrades sur les contacts lithologiques, montrent que ce gradient est perpendiculaire aux structures. Dans le domaine de Saint-Brieuc, le pic du métamorphisme enregistré est synchrone de la déformation majeure. En revanche, au niveau du dôme migmatitique et particulièrement au contact migmatite/leucogranite, l'analyse microstructurale des migmatites et des granites (voir plus loin) a montré que la déformation évolue depuis les conditions thermiques de la fusion ($T > 650\text{ }^{\circ}\text{C}$) jusqu'à la limite du faciès amphibolite ($T = 550\text{ }^{\circ}\text{C}$). En particulier, la déformation la plus intense, localisée au contact migmatite/leucogranite, se déroule lors de l'histoire rétro-morphique. L'existence d'un seul champ de déformation sur la carte Pontrieux suggère que les domaines de Saint-Brieuc et de Guingamp acquièrent leur structuration et sont affectés par le métamorphisme de basse pression-haute température de façon progressive au cours du même événement tectonique. Lors de l'histoire rétro-morphique, la déformation se poursuit à l'endroit mécaniquement le plus propice, c'est-à-dire au niveau du dôme migmatitique.

Âge du métamorphisme de basse pression

L'âge de 570 Ma à $T = 500\text{ }^{\circ}\text{C}$ obtenu sur les amphibolites d'Yffiniac (Dallmeyer *et al.*, 1991) définit une limite chronologique inférieure pour le métamorphisme régional.

Origine du métamorphisme basse pression-haute température

Bien que nous ne disposions pas à ce jour d'estimations précises des conditions pression-température, l'étude pétrologique précédente met en évidence une évolution métamorphique caractérisée par un gradient thermique anormalement élevé. Plusieurs processus non exclusifs sont classiquement évoqués pour expliquer le métamorphisme de basse pression-haute température (*cf.* De Yoreo *et al.*, 1991, pour revue). Ce sont la production de plutons en base de croûte ou dans la croûte et apport de chaleur par advection, la production de chaleur par conduction lors de l'épaississement crustal, l'extension et le « rifting », le transfert de chaleur par les fluides. Ces processus ont été proposés dans différents environnements tectoniques : zones de collisions continent-continent ou continent-arc, zones d'arc insulaire, dans les zones de rift, dans les bassins arrière-arc, dans les prismes

d'accrétion et les arcs volcaniques sur marge continentale (*cf.* De Yoreo *et al.*, 1991).

Dans l'état actuel des connaissances, il est difficile d'établir quel processus joue un rôle déterminant dans le développement du métamorphisme de BP-HT. Néanmoins, l'absence de relique métamorphique caractéristique de la haute pression (faciès schistes bleus et éclogite) ne permet pas d'envisager la production de chaleur post-épaississement. Même si l'épaississement modéré a été démontré dans la baie de Saint-Brieuc (Brun et Balé, 1990 ; Hébert et Ballèvre, 1993), il n'est en aucun cas responsable du gradient thermique élevé. Par contre, les trois autres processus peuvent être envisagés. En effet, dans le domaine cadomien, un important plutonisme calco-alkalin (Saint-Quay-Portrieux : Arnaud, 1980 ; Squiffiec et Fort-la-Latte : Genestier, 1984 ; Hallot, 1988) rapporté à un processus de subduction est reconnu. Par ailleurs, la plus grande partie de la Formation de Lanvollon (volcanites acides et basiques) paraît s'être mise en place en contexte extensif. L'apport de chaleur par ce magmatisme plutonique et volcanique peut contribuer de façon importante et peut être suffisant pour développer un métamorphisme BP-HT (De Yoreo *et al.*, 1991). Enfin, le transfert de chaleur par apport de fluide ne peut être exclu.

Le métamorphisme de contact

P.D. Ryan et R.A. Roach (1975) et J. Fabriès *et al.* (1985) ont décrit le métamorphisme de contact provoqué par l'intrusion dioritique de Saint-Quay-Portrieux au sein des sédiments de la Formation de Binic. Au Nord (plage du Palus et Port-Goret) et au Sud (plage du Moulin) de l'intrusion, sont décrites respectivement, dans les niveaux pélitiques, des assemblages à quartz + oligoclase + biotite + grenat + cordiérite, avec des évidences de fusion partielle (veines leucocrates) et des assemblages à quartz + oligoclase + biotite + grenat + andalousite.

La cristallisation de l'intrusion de Saint-Quay-Portrieux s'effectue en deux stades (Fabriès *et al.*, 1984). Les conditions thermobarométriques évoluent de 950-1150 °C et 10 kbar à 800-950 °C et 3 kbar. Le dernier stade correspondant à la mise en place du pluton dans la série de Binic est responsable du métamorphisme de contact (Fabriès *et al.*, 1984). L'âge de cet épisode métamorphique est contraint par les datations $^{39}\text{Ar}/^{40}\text{Ar}$ sur hornblende dans la diorite, et sur muscovite dans l'encaissant, aux alentours de 565 Ma (Dallmeyer *et al.*, 1991).

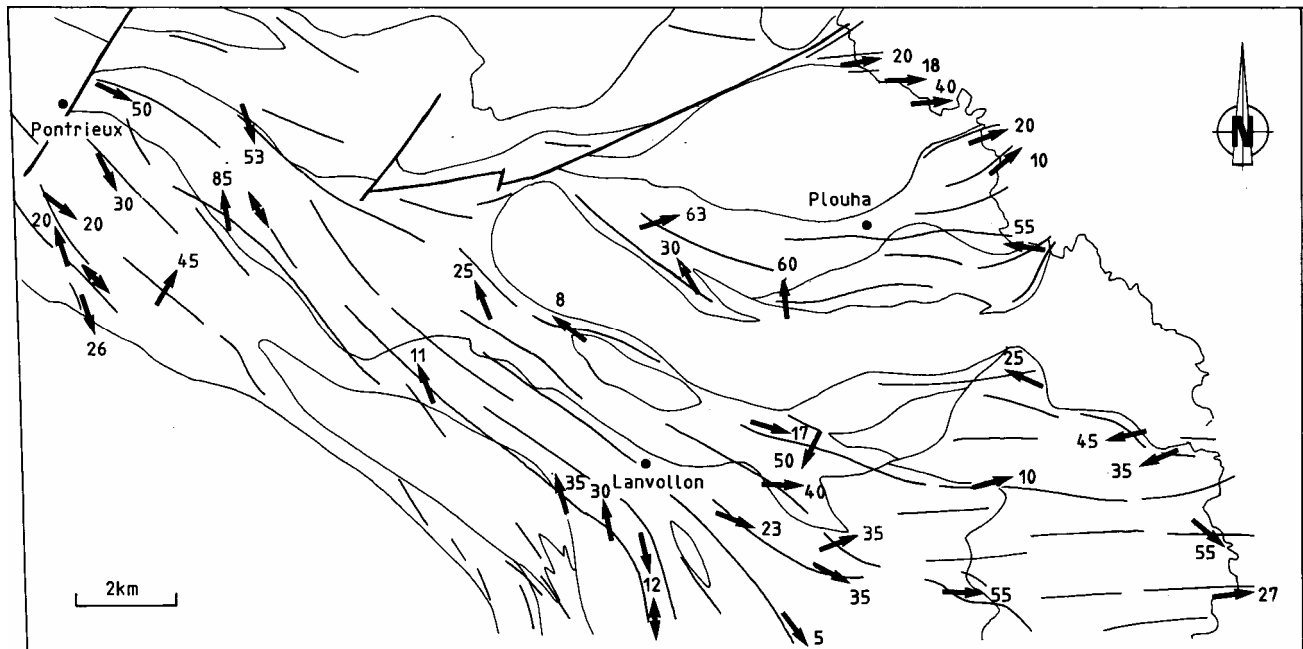


Fig. 24 - Champ de déformation dans le domaine dé St-Brieuc : trajectoire de la foliation et attitude de la linéation minérale
(les nombres indiquent leur plongement)

Évolution tectono-métamorphique dans le domaine de Saint-Brieuc

Champ de déformation et cinématique

Dans sa partie intéressant la carte de Pontrieux—Étables-sur-Mer, le domaine de Saint-Brieuc est affecté par une foliation orientée NW-SE à W-E et fortement pentée vers le NNE ou verticale (fig. 24). Cette foliation recoupe clairement les contacts entre la Formation de Lanvollon et d'une part les formations détritiques de Binic et de La Roche-Derrien et du Minard, d'autre part la formation gabbroïque de Squiffiec. Pour cette dernière cependant, la foliation n'est bien développée qu'en bordure du petit massif septentrional. La Formation de Paimpol est peu déformée sur le territoire de la carte mais elle présente toutefois, au niveau de couloirs plus ou moins larges, une schistosité de même géométrie que la foliation régionale et donc rapportée à celle-ci.

Cette déformation majeure, qui affecte l'ensemble des terrains cités ci-dessus, engendre le net allongement de l'intrusion syntectonique de Saint-Quay-Portrieux et, à degré moindre, celui de la tonalite de Plouha, parallèlement à la foliation régionale.

La déformation est hétérogène à l'échelle de la carte. Globalement, son intensité décroît avec le métamorphisme et le niveau structural concerné : au sein de la majeure partie de la Formation de Lanvollon, la foliation, soulignée principalement par les amphiboles et la biotite, est franchement pénétrative. Dans les formations de Binic et de La Roche-Derrien et du Minard, la foliation est encore pénétrative dans la zone à biotite mais au fur et à mesure que l'on monte dans les formations, à un niveau structural supérieur, et exception faite de l'environnement de l'intrusion de Saint-Quay, la foliation passe à une schistosité de dissolution à séricite et opaques résiduels, de plus en plus irrégulièrement développée et préférentiellement localisée dans les niveaux pélitiques. Il y a donc un gradient régional de l'intensité de la déformation associé au gradient métamorphique régional, traduisant des changements de niveau structural. Cette évolution spatiale N-S et E-W est localement influencée (troublée) par le métamorphisme thermique syntectonique et la forte déformation développés autour de l'intrusion de Saint-Quay indépendamment du niveau structural.

Des plis droits ou faiblement déversés, associés à la foliation régionale majeure ont été observés dans les formations détritiques ainsi qu'à l'échelle cartographique. Au sein de la Formation de Binic, ils sont fréquents en bord de mer. Dans la Formation de La Roche-Derrien et du Minard, ils apparaissent également souvent en bord de mer au niveau du secteur de la pointe du Minard. Dans les formations volcaniques et métamorphiques, l'absence de repère stratigraphique n'a pas permis de repérer de plis à l'échelle mésoscopique.

Dans les faciès métamorphiques, la foliation porte une linéation minérale d'étirement présentant une attitude très variable à l'échelle cartographique (fig. 24) mais également parfois à l'échelle mésoscopique. Toutes les attitudes ont été observées depuis une linéation horizontale parallèle à la foliation jusqu'à une linéation très fortement plongeante vers le Nord ou le Nord-Est dans la ligne de plus grande pente. Dans les cas intermédiaires, les linéations plongent vers l'Est ou le Sud-Est aussi bien que vers l'Ouest ou le Nord-Ouest. Il existe cependant quelques secteurs où la linéation présente une attitude plus homogène. Ainsi au Sud de Lanvollon, la linéation est faiblement plongeante à horizontale. Quelques bandes de cisaillement de type C ont été localement observées dans ce secteur ; elles indiquent un jeu en décrochement dextre proche de N-S. Plus au Nord, dans et à proximité de la tonalite de Plouha, les linéations, également bien réglées et faiblement plongeantes vers l'Est, sont là encore associées à une cinématique décrochante dextre, cette fois E-W. Cependant, l'âge cadomien *s.s.* de ces structures est ici discutable.

En dehors de ces deux secteurs, les critères de cisaillement sont très peu développés. Quelques-uns témoignent d'une composante inverse ou normale mais ces critères sont ténus et/ou très localisés. Aucune zone majeure de déformation localisée associée à un chevauchement, une faille normale ou un décrochement, n'a été reconnue à l'échelle de la carte.

L'ensemble des caractères structuraux décrits ci-dessus (plis droits, mauvais réglage de la linéation, absence de chevauchement) plaide en faveur d'un raccourcissement horizontal grossièrement N-S en régime globalement coaxial et en aplatissement, mais localement accommodé par du décrochement dextre. Au Sud de la carte Pontrieux—Étables-sur-Mer, en revanche, des chevauchements vers le SSW ont été décrits dans la baie de Saint-Brieuc et dans la région de Belle-Isle-en-Terre (Brun et Balé, 1990 ; Hébert et Ballèvre, 1993).

Les structures ductiles postérieures à la foliation majeure n'ont été observées que localement et ne sont donc pas révélatrices d'une tectonique régionale notable. On notera cependant qu'une nette majorité des schistosités secondaires (crénulations) mesurées présentent une orientation NW-SE à NNW-SSE avec un pendage moyen à fort vers le Sud-Ouest. Ces structures pourraient être d'âge varisque.

Évolution tectono-métamorphique dans le domaine de Guingamp

Champ de déformation et cinématique

Les trajectoires de foliation dessinent un dôme fortement asymétrique d'orientation N-S, « à cheval » sur les cartes Pontrieux, Lannion et Guingamp rassemblées (fig. 25). De part et d'autre de l'axe du dôme, les foliations sont peu pentées, environ 30-40° vers l'extérieur

du dôme. Deux points essentiels sont à souligner. Sur la bordure ouest du dôme (carte Lannion), les trajectoires de foliation sont continues d'une unité lithologique à l'autre. Elles sont sécantes sur tous les contacts lithologiques : ensemble migmatitique/Formation de Lanvollon, ensemble migmatitique/micaschistes de Guénézan. Cette foliation est recoupée à l'emporte-pièce par le granite varisque de Plouaret. Sur la bordure orientale du dôme, les trajectoires sont parallèles à l'interface migmatite/leucogranite de Plouisy et sécantes sur l'interface leucogranite de Pabu/gabbro de Squiffiec (fig. 25 et 26). Ces faits suggèrent que l'ensemble migmatitique et la Formation de Lanvollon, ainsi que les micaschistes de Guénézan, sont affectés par une même déformation et constituent une unité tectonique à part entière. La déformation est au moins en partie postérieure aux contacts entre ces différents ensembles.

Plus au Sud (carte Guingamp), les trajectoires de foliation se complexifient. On observe une alternance de domaines à foliation plate et de domaines à foliation subverticale.

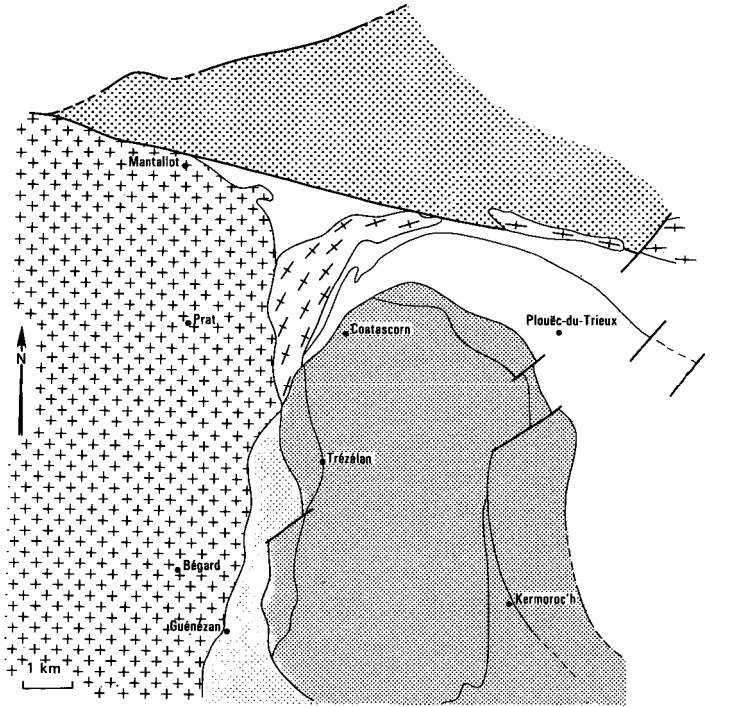
La foliation porte une linéation minérale fortement marquée dans les migmatites et les micaschistes et plus ou moins visible dans les amphibolites. Les linéations sont en général proches de la ligne de plus grande pente et s'orientent selon une direction moyenne N80 à N110 (fig. 25b).

Dans la région de Guingamp (carte Guingamp), les linéations ont une orientation allant de N90 à N140. Les linéations ont un fort plongement, excepté le long des plans de foliation subverticaux où la linéation est subhorizontale.

De nombreuses bandes de cisaillement (Berthé *et al.*, 1979) sont observables à l'échelle de l'affleurement et de la lame mince dans les migmatites et parfois dans les micaschistes. Elles indiquent un mouvement en faille normale vers l'Est ou vers l'Ouest (fig. 25b). Cependant, on note une forte prédominance de ces critères cinématiques en faille normale vers l'Est. La présence de bandes de cisaillement conjuguées, la fabrique essentiellement planaire des roches (Flinn, 1965) montrent que la déformation possède une composante en aplatissement.

Dans la région de Guingamp, outre les critères de cisaillement en faille normale vers l'Est, on observe sur les plans de foliation verticaux des bandes de cisaillement dextres.

L'absence de marqueur ne permet pas de quantifier l'intensité de la déformation. D'une manière générale, excepté les leucogranites peralumineux de Pabu souvent isotropes, les roches constituant l'ensemble migmatitique et granitique sont très déformées. Néanmoins, on note un gradient d'intensité de la déformation sur la bordure orientale du dôme, au niveau du contact migmatite/leucogranite de Plouisy le long duquel les migmatites et les leucogranites sont des ultramylonites jalonnant une faille normale ductile à vergence E (fig. 26).



- 1 : ensemble migmatitique
- 2 : Formation de Guénézan
- 3 : Formation de Lanvallon et métagabbros de Squiffiec
- 4 : granodiorite de Pontrieux
- 5 : Formation de Lanvallon
- 6 : granite varisque de Plouaret

Fig. 25a - Cartographie schématique du secteur du dôme migmatitique

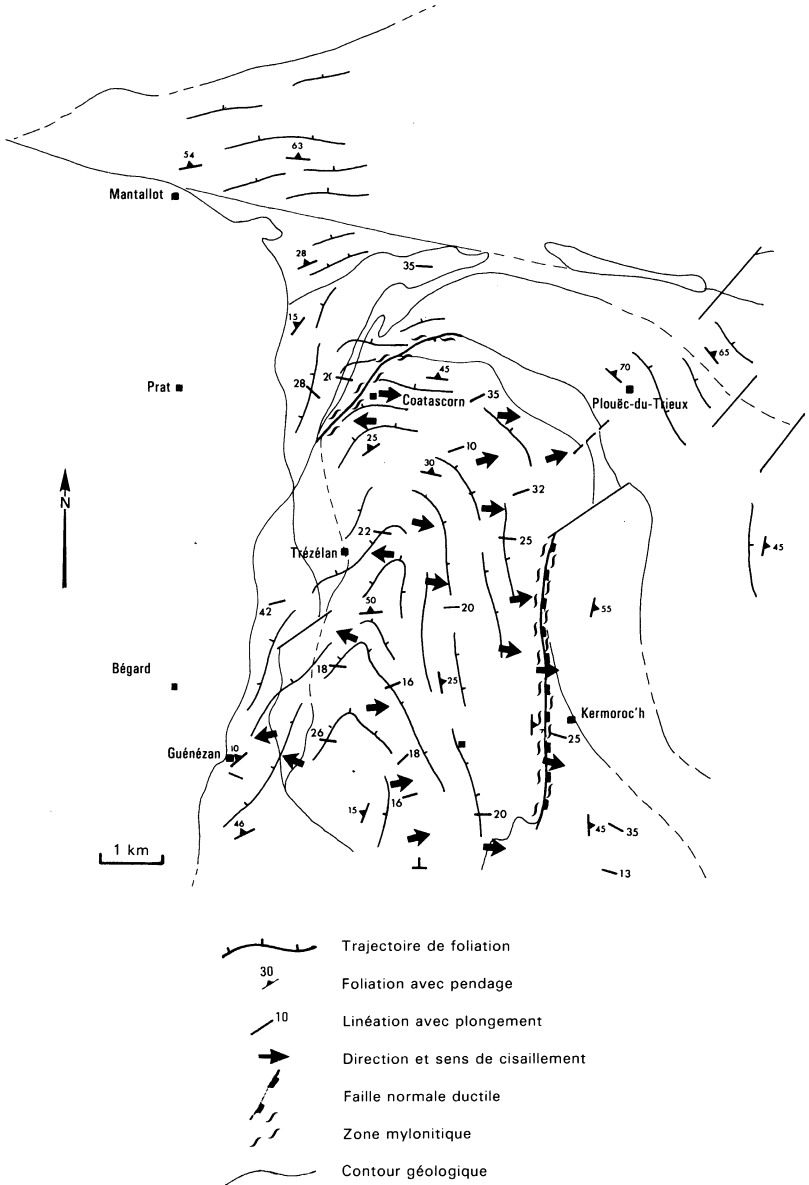


Fig. 25b - Champ de déformation et critères cinématiques dans et à proximité de l'ensemble migmatitique

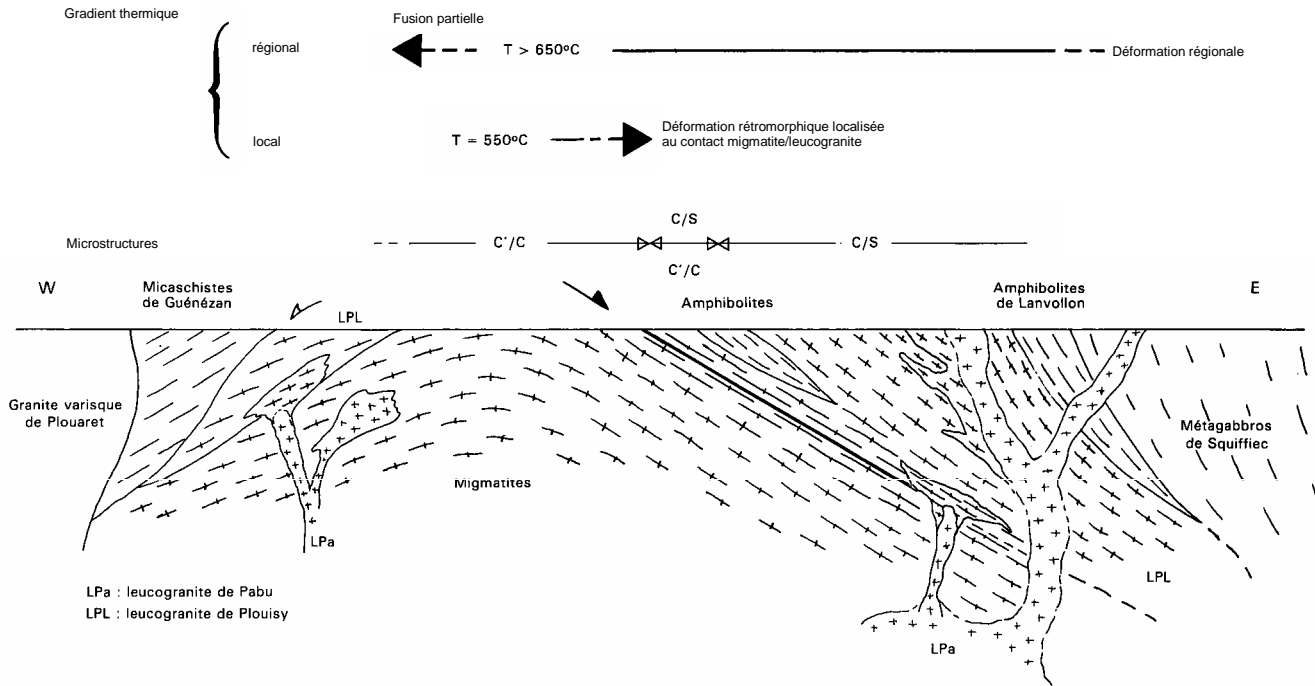


Fig. 26 - Coupe schématique à travers le dôme migmatitique

L'ensemble des informations précédentes montre que la structuration dans le secteur étudié correspond au développement d'un dôme asymétrique extensif. L'extension E-W dans le secteur étudié (carte Pontrioux) est particulièrement prononcée sur la bordure orientale avec une cinématique vers l'Est. Plus au Sud (carte Guingamp), cette extension s'accommode par des cisaillements dextres. Ce dôme extensif se caractérise par une asymétrie d'ordre structural (trajectoires de foliation sécantes sur l'interface micaschistes/ migmatites sur la bordure ouest et parallèles à l'interface migmatites/leucogranites sur la bordure est), d'ordre cinématique et d'ordre lithologique (importance des leucogranites et pegmatites sur la bordure est).

Analyse microstructurale

L'étude des microstructures et des mécanismes de déformation dans les migmatites et les leucogranites apporte des informations sur les conditions thermiques de la déformation.

- **Migmatites.** Dans les *migmatites rubanées*, on distingue facilement leucosomes et mélanosomes. Les leucosomes contiennent principalement du quartz, du feldspath potassique et du plagioclase. Les grains de quartz sans fabrique de forme et présentant parfois des sous-grains sont de taille très variable et à contours essentiellement lobés. La recristallisation s'opère surtout par migration de joints caractéristique de la haute température (Bouchez et Pêcher, 1981). Les systèmes de glissement activés sont principalement les glissements de type <c>. Lorsque la déformation s'intensifie, les quartz recristallisent en grains polygonaux en particulier en bordure des leucosomes. Le plagioclase de grande taille n'est jamais zoné ; il développe fréquemment des textures myrmékitiques. Parfois, en bordure, on note la cristallisation de néoblastes de plus petite taille. Les mélanosomes sont constitués essentiellement de biotite et de muscovite de grande taille soulignant la foliation.

Dans les *migmatites mylonitiques* acquérant l'aspect de gneiss œillés, on voit se développer progressivement des rubans de quartz polycristallins constitués de néoblastes à contours polygonaux et présentant une fabrique de forme. L'orientation préférentielle de réseau montre l'activation des glissements de type <a>. Toutes ces observations suggèrent une déformation de plus basse température (cf. Gapais, 1989). Par ailleurs, les leucosomes se comportent comme des clastes: ils sont moulés par la foliation et présentent des ombres de pression à quartz dont la dissymétrie témoigne d'une déformation non coaxiale. Dans les mélanosomes, cristallisent souvent biotite et muscovite secondaires mais toujours synfoliales.

- **Leucogranites.** Dans les leucogranites, microstructures et mécanismes de déformation diffèrent selon leur localisation. Au contact migmatites/leucogranites, ces derniers sont des mylonites, voire des ultramylonites. À l'échelle de l'échantillon, on distingue des bandes

de cisaillement de type C et C (Berthé *et al*, 1979). En lame mince, la roche est constituée essentiellement d'une matrice (60-70 %). Les bandes de cisaillement où recristallisent des rubans polycristallins de quartz à contours polygonaux, des muscovites, des biotites et quelques plagioclases alternent avec des niveaux riches en clastes de plagioclase et de feldspath potassique. Les grains de quartz présentent une fabrique de forme. La recristallisation s'opère essentiellement par rotation et glissement selon les plans basaux (glissement de type <a>). Autour des clastes se forment des ombres de pression à quartz + plagioclase + microcline.

Lorsque Ton s'éloigne du contact, la roche moins déformée acquiert des caractéristiques microstructurales de plus haute température. Seules sont observées des bandes de cisaillement C. En lame mince, la fabrique planaire est soulignée par l'agencement des minéraux magmatiques et en particulier des micas. Les grains de quartz sans fabrique de forme recristallisent en grains de taille variable et à contours polygonaux. L'orientation préférentielle de réseau montre l'activation des glissements surtout de type <c> caractéristiques de la haute température (Bouchez et Pêcher, 1981).

Tout comme dans les migmatites, l'analyse microstructurale montre qu'il existe, corrélativement à un gradient d'intensité de la déformation à l'approche du contact migmatites/leucogranites, un gradient des conditions thermiques de la déformation. Si elles correspondent à des conditions de mise en place dans l'essentiel de la formation ($T > 650-700\text{ }^{\circ}\text{C}$), elles sont plus froides au contact des migmatites ($T \approx 550\text{ }^{\circ}\text{C}$).

Les observations structurales et microstructurales indiquent que le leucogranite de Plouisy est un granite syntectonique se mettant en place dans un contexte extensif au Nord (carte Pontrieux) et extensif et décrochant au Sud (carte Guingamp). Les derniers jus de fusion correspondent à l'Est au leucogranite peralumineux de Pabu. La déformation présentant les mêmes caractéristiques se poursuit lors de l'histoire rétomorphique au contact des migmatites le long d'une faille ductile normale (gradient thermique local : fig. 26).

Conditions pression-température de la déformation

L'absence de paragenèse appropriée ne permet pas de quantifier les conditions pression-température de la déformation. Néanmoins, l'analyse pétrographique et microstructurale des migmatites, micaschistes et amphibolites permet de contraindre qualitativement les conditions géothermobarométriques.

Dans les migmatites, les microstructures montrent que la déformation évolue des conditions thermiques de la fusion partielle ($T > 650-700\text{ }^{\circ}\text{C}$) jusqu'à celles du faciès amphibolite de bas degré ($T \approx 550\text{ }^{\circ}\text{C}$). Plus au Sud, dans des migmatites semblables (carte Guingamp), des paragenèses à quartz + muscovite + oligoclase + biotite + staurotide + sillimanite \pm grenat ont été observées. Selon la grille pétrogénétique

dans le système KFMASH de R. Powell et T. Holland (1990), les conditions P-T de ces assemblages avoisinent $4 \pm 0,5$ kbar et 600 ± 20 °C. L'absence de silicate d'alumine dans le secteur étudié (carte Pontrieux) peut être justifiée par une composition non adéquate de la roche ou par la disparition complète de la sillimanite par l'intermédiaire de la réaction « $\text{Sil} + \text{Kfs} + \text{H}_2\text{O} = \text{Ms} + \text{Qtz}$ ». La pression est très mal contrainte. Aucun minéral caractéristique de la haute pression n'a jamais été observé.

Bien que non quantifiable, il existe un gradient métamorphique décroissant du cœur vers la périphérie du dôme. Dans les migmatites, l'analyse microstructurale montre que les conditions thermiques de la déformation diminuent vers la périphérie du dôme migmatitique en même temps que l'intensité de la déformation augmente.

Conditions de mise en place des migmatites et leucogranites

Cartographiquement, l'ensemble migmatitique et granitique dessine sur la feuille Pontrieux un dôme allongé selon une direction N-S. Cet ensemble s'incurve sur la feuille Guingamp et tend à se paralléliser à la direction du cisaillement nord-armoricain. Si, sur la carte Pontrieux, les migmatites représentent en surface l'essentiel de l'ensemble, ce sont les leucogranites qui prédominent sur la feuille Guingamp. Au Nord et au Sud, les caractéristiques structurales et cinématiques présentées ci-dessus varient. Elles sont brièvement rappelées ici.

• Au Nord (cartes Pontrieux et Lannion) :

- les trajectoires de foliation forment un dôme asymétrique s'orientant selon une direction N-S ;
- ces trajectoires de foliation sont sécantes sur la bordure occidentale du dôme (contact migmatites + leucogranites/micaschistes de Guénézan et amphibolites de Lanvallon) et parallèles au contact sur la bordure orientale (contact migmatites/leucogranites et leucogranites/gabbros de Squiffiec) ;
- les trajectoires d'éirement se disposent selon une direction variant de N80 à N120 ;
- de part et d'autre de l'axe du dôme, on observe des critères de cisaillement en faille normale, avec toutefois une forte prédominance des critères en faille normale vers l'Est ;
- les gradients d'intensité de la déformation sont localisés à l'interface migmatites/leucogranites. Parallèlement, on note un gradient des conditions thermiques de la déformation diminuant vers la périphérie du dôme.

Plusieurs modèles sont proposés pour expliquer l'origine des dômes gneissiques et migmatitiques dont les principaux sont le diapirisme et l'extension. Chacun de ces processus implique des caractéristiques mécaniques, structurales et cinématiques que l'on peut mettre en évidence par la cartographie et l'étude des champs de déformation, en particulier à l'interface socle/couverture (Brun, 1981), c'est-à-dire

dans le cas présent l'interface migmatites + leucogranites/micaschistes de Guénézan ou amphibolites de Lanvollon + gabbros de Squiffiec.

Compte tenu des observations précédentes, le dôme migmatitique de Guingamp est un dôme asymétrique d'origine extensive.

• **Au Sud (carte Guingamp) :**

— dans les leucogranites, les trajectoires de foliation mettent en évidence des alternances de domaines à foliation plate ou subhorizontale et de domaines à foliation verticale ou subverticale ;

— les linéations d'éirement ont une direction N90 à N120-130 ;

— les bandes de type C montrent, sur les plans de foliation peu pentés, des critères de cisaillement essentiellement en faille normale vers l'Est et, sur les plans de foliation verticaux, des critères de cisaillement décrochant dextre.

Ces observations suggèrent que la mise en place du granite est syntectonique dans un contexte de cisaillement dextre.

Du Nord au Sud, les trajectoires de foliation et de linéation d'éirement sont continues. La cinématique en faille normale au Nord évolue progressivement vers une cinématique en décrochement dextre au Sud. Les conditions thermiques de la déformation sont minimales au contact migmatites/leucogranites, ce dernier étant orthogneissifié.

Relations entre les domaines de Saint-Brieuc et de Guingamp

Sur la coupure Pontrieux—Étables-sur-Mer, la cartographie, les études structurales, microstructurales et pétrologiques mettent en évidence les faits suivants.

Dans la Formation de Lanvollon, les formations de Binic et de La Roche-Derrien et du Minard, la déformation se caractérise par une foliation subverticale évoluant continuellement de N130-140 à l'Ouest à N80-90 à l'Est. La déformation est globalement coaxiale avec une forte composante en aplatissement manifestant un raccourcissement horizontal.

Dans l'ensemble migmatitique, la déformation s'exprime par le développement d'un dôme asymétrique, de part et d'autre duquel des critères en faille normale sont observés. Cependant, l'essentiel de la déformation s'opère par un mouvement en faille normale vers l'Est au contact migmatites/leucogranites, au niveau d'une zone ultramylonitique. Cette cinématique s'accommode au Sud par des mouvements décrochants dextres.

Ces caractères structuraux résultent-ils d'un seul épisode tectonique ?

Une seule phase de déformation majeure a été reconnue dans chacun des deux domaines et il y a continuité des trajectoires de foliation

d'un domaine à l'autre à travers les interfaces lithologiques sans qu'aucune figure d'interférence n'ait été observée dans la zone de transition entre les deux domaines (*cf.* schéma structural). Sur les terrains cartographiés, nous ne distinguons donc qu'un seul champ de déformation.

Les données pétrologiques indiquent que les terrains cadomiens sont affectés par un métamorphisme de basse pression-haute température. Le pic du métamorphisme enregistré est synchrone de la déformation majeure dans le domaine de Saint-Brieuc. Dans l'ensemble migmatitique, la déformation évolue depuis les conditions thermiques de la fusion ($T > 700\text{ }^{\circ}\text{C}$) jusqu'au faciès amphibolite de bas grade ($T = 550\text{ }^{\circ}\text{C}$). En particulier, la déformation la plus intense, localisée au contact migmatites/leucogranites se déroule lors de l'histoire rétro-morphique. Par conséquent, il existe un décalage temporel entre l'enregistrement syncinématique du pic métamorphique dans le domaine de Saint-Brieuc et les zones ultramylonitiques dans le domaine de Guingamp. L'existence d'un seul champ de déformation et la variation progressive des conditions thermiques dans le domaine de Guingamp suggèrent que ce décalage est peu important.

L'âge de la déformation à $T = 500\text{ }^{\circ}\text{C}$ est contraint par les datations Ar/ Ar sur hornblende dans la diorite syntectonique de Saint-Quay et sur muscovite dans la série de Binic métamorphisée à son contact (Ryan et Roach, 1975), et dans les amphibolites de la Formation d'Yffiniac aux alentours de 570-565 Ma (Dallmeyer *et al.*, 1991).

ÉVOLUTION TARDI-À POST-CADOMIENNE

La tectonique post-cadomienne se manifeste essentiellement par l'ouverture des bassins ordoviciens de Plourivo et de Bréhec et par le jeu de failles cassantes qui affectent ces bassins. Les formations ordoviciennes n'ont subi ni déformation pénétrative, ni métamorphisme. Cependant, il existe dans le domaine de Saint-Brieuc quelques structures ductiles secondaires qui pourraient être d'âge varisque (*cf. supra* : « Évolution tectono-métamorphique du domaine de Saint-Brieuc »). De même, il n'est pas exclu, bien que peu probable, que les zones de cisaillement très localisées observées au sein de la tonalite de Plouha soient varisques.

Deux familles principales de failles cassantes post-cadomiennes sont reconnues à l'échelle de la carte, à partir du décalage des formations, de la morphologie et, à plusieurs reprises, par l'existence de faciès bréchiques caractéristiques :

— les failles d'orientation WSW-ENE (à W-E) comprenant notamment la faille limitant au Nord le bassin de Plourivo (« faille du Trégor »). Cet accident pourrait avoir joué dès l'ouverture du bassin. À l'intérieur du bassin, des rejeux tectoniques le long de failles WSW-ENE sont également présumés du fait de la disposition des formations ;

— les failles de direction SW-NE. Elles affectent clairement les formations ordoviciennes, notamment au niveau de la faille principale qui traverse Pontrieux et provoque en surface un important décalage apparent des contacts lithologiques (jusqu'à deux kilomètres). Par ailleurs, de nombreux talwegs sont orientés SW-NE sur la carte (orientation bien visible par le modèle numérique de terrain de l'IGN) : ils se localisent probablement sur des failles secondaires non mises en évidence sur le terrain. À ce propos, il est clair que nous n'avons pas représenté sur la carte toutes les directions morphologiques pouvant être interprétées comme la marque de failles. Les failles reportées ont montré, au moins localement, un critère géologique de tectonique fragile (décalage de lithologies, faciès broyé).

Au sein des bassins ordoviciens ont également été mises en évidence des fractures conjuguées N40°E et N150°E et des plis ouverts ou ondulations à axe N90 à 120°E indiquant une compression subméridienne également observée dans les séries d'Erquy—Fréhel (Dauteil *et al*, 1987). Des décrochements N10°E (dextres) et N100°E (senestres) et quelques jeux en faille inverse d'ampleur faible sont également observés.

Par ailleurs, plusieurs failles de direction WNW-ESE représentées sur la carte (*cf.* de part et d'autre de Pontrieux) sont alignées de manière discontinue. D'après le modèle numérique de terrain (MNT) des Côtes-d'Armor, elles marqueraient un linéament WNW-ESE régional majeur (reporté sur le schéma structural). Ce linéament, passant, sur le territoire de la carte au niveau de Pontrieux et Plouha, apparaît décalé par les failles SW-NE et pourrait donc être tardi-cadomien.

SYNTHÈSE GÉODYNAMIQUE RÉGIONALE

PROTÉROZOÏQUE

Évolution magmatique (615Ma-570Ma)

Sur le territoire de la carte Pontrieux, l'événement magmatique stratigraphiquement le plus ancien, daté à 588 Ma, est la mise en place de la Formation de Lanvollon, d'affinité tholéiitique continentale. L'émission des laves basiques et acides de la Formation de Paimpol lui succéderait avant l'intrusion des dykes intermédiaires à acides. Synchrones de la phase de déformation majeure, le pluton de Saint-Quay apparaît postérieur à la Formation de Paimpol. La situation des massifs de Squiffiec, Pontrieux et Plouha dans la chronologie des événements magmatiques cadomiens, reste incertaine. Le magmatisme postérieur à la Formation de Lanvollon apparaît typiquement « orogénique » (tholéiites d'arc et plutons calco-alcalins). La Formation de Paimpol n'est pas datée, toutefois elle peut être considérée comme plus ancienne que 570-580Ma, âge limite de l'événement métamorphique et de la tectonique cadomienne. À l'échelle du domaine cadomien de Bretagne nord, ces événements se trouvent précédés par la

mise en place du batholite nord-trégorrois (cartes Tréguier, Lannion et Perros-Guirec), de nature calco-alcaline fortement potassique, daté à 615 Ma (Auvray, 1979 ; Graviou et Auvray, 1985 ; Graviou *et al*, 1988).

Le modèle d'évolution magmatique et géodynamique suivant peut être envisagé :

- entre 615 Ma et 588 Ma, sous l'effet d'une tectonique distensive, une transition se produit d'un magmatisme calco-alcalin, principalement acide (Nord Trégor) vers un volcanisme tholéiitique (Formation de Lanvallon). Un bassin (« bassin de Lanvallon ») se crée, les terrains cadomiens de la baie de Saint-Brieuc se trouvent alors immergés ;
- ultérieurement, une subduction fonctionne sous le bassin, responsable de la mise en place de coulées en coussins et pyroclastites de nature tholéiitique d'arc (Formation de Paimpol) ; les formations détritiques de Binic et de La Roche-Derrien se déposent ;
- cette subduction, éphémère (5 à 10 Ma), est relayée par une phase de compression et/ ou coulissage, responsable de la structuration des terrains (événement tectonique cadomien).

Selon ce modèle, postérieurement à la mise en place du batholite nord-trégorrois et antérieurement à la phase tectonique compressive majeure, le trait dominant du domaine cadomien aurait été une forte extension conduisant à la création d'une zone précéanique, voire à l'ouverture d'un domaine océanique (bassin de Lanvallon). Qu'elle est la signification de ce bassin ?

La quasi-totalité des auteurs (Auvray et Maillet, 1977 ; Auvray, 1979 ; Graviou *et al*, 1988 ; Cabanis, 1986) attribuent le magmatisme calco-alcalin du Trégor (appellation qui inclut la batholite nord-trégorrois comme la Formation de Paimpol et les tufs de Tréguier) au fonctionnement d'une zone de subduction. Pour concilier cette hypothèse et le caractère tholéiitique continental qu'ils reconnaissent dans les amphibolites du Membre du Roselier, (Cabanis, 1986), B. Cabanis *et al* (1986), J. Chantraine *et al* (1988) et D. Rabu *et al* (1990) envisagent que les laves originelles se soient mises en place dans un bassin marginal (ou arrière-arc), en arrière de l'arc calco-alcalin du Trégor. Une hypothèse voisine est envisagée par R.A. Roach *et al* (1990).

Néanmoins, le magmatisme qui, dans le modèle précédent, est rapporté au fonctionnement de l'arc trégorrois apparaît pour partie antérieur (batholite nord-trégorrois) et pour partie postérieur (Formation de Paimpol, diorite de Saint-Quay) au volcanisme supposé arrière-arc. Deux subductions doivent donc être envisagées : une première responsable de l'ouverture du bassin de Lanvallon et dont témoignerait le batholite nord-trégorrois, et une deuxième, fonctionnant sous le bassin et responsable du plutonisme calco-alcalin et du volcanisme d'arc ultérieurs.

Nous avons constaté que rien, dans les caractères géochimiques des amphibolites de la Formation de Lanvollon (analogie entre ces roches et des laves émises en contexte typiquement intraplaque), ne permet de supposer un lien génétique direct avec un phénomène de subduction. Il en est de même pour le batholite nord-trégorrois, et ceci en dépit de son caractère calco-alcalin. En effet, il est bien établi que le magmatisme calco-alcalin n'est pas strictement circonscrit aux zones de subduction. En particulier, d'abondants volcanismes et plutonismes calco-alcalins, principalement acides et fortement potassiques, sont connus dans de nombreuses provinces postorogéniques (chaînes panafricaine, hercynienne, laramienne). Nous avons récemment montré (Thiéblemont *et al.*, en préparation) qu'une telle situation est tout à fait envisageable pour le batholite nord trégorrois, dont les caractéristiques géochimiques sont effectivement superposables à celles des volcaniques ou plutoniques postorogéniques, mais distinctes de celles du magmatisme des marges actives ou des arcs insulaires actuels.

Ces observations nous amènent à proposer un nouveau modèle. Nous envisageons que le batholite nord-trégorrois se soit mis en place lors d'une phase d'extension de type « tardi-orogénique », consécutive à une première période de compression ayant affectée le domaine cadomien. Selon ce modèle, la création du bassin de Lanvollon aurait pris place dans une longue période de convergence de plaques jalonnée de phases compressives et extensives. Le domaine cadomien de Bretagne nord serait issu de la fermeture, par subduction puis collision, d'un bassin parmi d'autres ; il ne marquerait pas nécessairement une zone de suture majeure.

Tectonique cadomienne

À partir de 580 Ma environ, la convergence initiée au cours de la subduction dans le domaine orogénique cadomien développe une importante déformation régionale. Dans la baie de Saint-Brieuc, celle-ci se caractérise par des chevauchements vers le SSW (Balé et Brun, 1983, 1989 ; Brun et Balé, 1990 ; Hébert et Ballèvre, 1993) à l'arrière desquels la déformation se marque par un raccourcissement horizontal globalement coaxial. L'épaississement induit par ces chevauchements est modéré (Hébert, 1993 ; Hébert et Ballèvre, 1993). Associés aux chevauchements, des décrochements senestres majeurs se manifestent à l'Est de la baie de Saint-Brieuc (zone de Saint-Cast ; Balé et Brun, 1983, 1989) tandis qu'à l'Ouest, la déformation se traduit par le développement d'un dôme asymétrique extensif associé à des décrochements dextres. Des plutons de composition basique à intermédiaire se mettent en place au plus tard au cours de ce premier stade tectonique décrochevauchant. Des âges à 570 Ma obtenus sur les intrusions de Saint-Quay-Portrieux et de Fort-la-Latte définissent un âge de refroidissement à la température voisine de 500 °C (Dallmeyer *et al.*, 1991). Ces âges permettent de situer le premier stade de la tectonique cadomienne avant 570 Ma.

Au cours de ce premier stade, la déformation s'opère sous un climat métamorphique régional de basse pression-haute température suivant un gradient S-N et SW-NE. Ce gradient, caractérisé par les isogrades du clinopyroxène et du grenat dans les metabasites et les isogrades de la staurotite, du grenat et de la biotite dans les métapérites, est perpendiculaire aux structures. Au Sud, au niveau du chevauchement frontal de la baie de Saint-Brieuc, les conditions métamorphiques sont estimées à 600-700 °C et $8 \pm$ kbar (Hébert, 1993). Au Sud-Ouest, près des migmatites de Guingamp, la présence de clinopyroxène au sein d'amphibolites permet de proposer une température proche de 750 °C. Cette température est suffisante pour engendrer la fusion partielle des formations sédimentaires briovéennes équivalentes à celle de Lamballe ou de Callac. L'âge de 570 Ma obtenu sur les amphibolites de la Formation d'Yffiniac (Dallmeyer *et al.*, 1991) définit une limite chronologique supérieure à $T = 500$ °C pour l'épisode métamorphique de haute température à l'Ouest de la baie de Saint-Brieuc. Les conditions métamorphiques évoluent vers le Nord et le Nord-Est pour atteindre des conditions métamorphiques de très bas grade dans les parties hautes des formations de Binic et de La Roche-Derrien et du Minard. Le gradient métamorphique régional élevé semble croître d'Est en Ouest. Un dôme migmatitique associé à une extension locale se forme au sein du domaine de Guingamp, puis la déformation se poursuit avec la même cinématique lors de l'histoire rétro-morphique à l'endroit mécaniquement le plus favorable, c'est-à-dire au contact migmatites/leucogranites sur la bordure orientale du dôme.

L'extension crustale associée à la mise en place des volcanites de la Formation de Lanvollon et/ ou le magmatisme plutonique (Squiffiec, Fort-la-Latte...), précédant de seulement quelques millions d'années la déformation majeure, est vraisemblablement responsable du métamorphisme de basse pression et haute température.

Les événements ultérieurs (post-570 Ma) se marquent essentiellement dans la baie de Saint-Brieuc et à l'Est de celle-ci avec l'intrusion du granite d'anatexie de Ploufragan recoupant le chevauchement frontal, l'épisode de haute température dans la région de Saint-Malo daté à 540 Ma (Peucat, 1986) et associé à de nouveaux décrochements senestres (zone de Cancale ; Siméon, comm. pers.), et l'intrusion de la diorite de Saint-Brieuc datée à 530 Ma (Hébert *et al.*, 1993). Par ailleurs, à l'avant du domaine orogénique (domaine mancennien), l'histoire tardi-cadomienne est caractérisée par un important magmatisme granodioritique daté à 541 Ma (Jonin, 1981).

La description précédente met en évidence deux générations de migmatites : les migmatites de Guingamp, précoces (antérieures à 570 Ma) et les migmatites de Saint-Malo, tardives (540 Ma).

PALÉOZOÏQUE

L'individualisation des bassins de Plourivo et de Bréhec s'inscrit dans le contexte de distention ordovicienne ayant conduit à la formation d'autres bassins en Bretagne nord (Fréhel et prolongements submergés) et en Bretagne centrale.

Pendant l'orogénèse varisque, le domaine Bretagne nord est affecté par une tectonique cassante et par les grands décrochements crustaux du « cisaillement nord-armoricain », qui constituent des couloirs de déformation étroits et intenses en dehors desquels le socle cadomien est très peu affecté. Des granites syntectoniques, tels le granite de Plouaret et le granite de Quintin daté à 330 Ma environ, s'injectent le long des décrochements.

GÉODYNAMIQUE RÉCENTE : HISTOIRE POST-PALÉOZOÏQUE

Depuis la fin du Paléozoïque (vers 250 Ma) jusqu'aux dernières périodes froides du Pléistocène moyen (vers 200 000 ans B.P.), l'histoire géologique de la région est très mal connue. Il est traditionnellement admis, faute d'éléments plus précis, que pendant ce long intervalle de temps, le Massif armoricain, pénéplainé dès l'ère secondaire et soumis à l'altération météorique continentale sous climat chaud, était le plus souvent émergé. Quelques dépôts (sables, argiles, et calcaires) aux environs de Saint-Brieuc et de Lamballe, démontrent que des transgressions marines de faible ampleur ont affecté la région, et la présence de dalles de grès ladères que l'on peut assimiler aux « grès à *Sabalites* » (palmier fossile daté de l'Éocène), évoquent un milieu de basse plaine littorale au cours d'une partie du Tertiaire. À l'Ouest de la baie de Saint-Brieuc, deux plates-formes d'abrasion marine (vers 180 m et vers 100 m d'altitude) sont perceptibles dans la morphologie et sont attribuées à des transgressions marines du Tertiaire. La plate-forme de 100 m pourrait avoir été façonnée au Pliocène (vers 2 à 3 Ma). Sur la feuille Pontrioux—Étables-sur-Mer, seule cette dernière est visible : elle détermine les zones plates du bois de la Salle et des landes voisines (Sud-Est de la feuille) et du bois de Pommerit-le-Vicomte (SSW de la feuille). Bien que ces données très fragmentaires ne permettent que des hypothèses de datation, elles démontrent que l'histoire de la région au cours du Tertiaire est plus complexe qu'il n'apparaît à première vue, et que la néotectonique a sans doute joué un rôle essentiel dans le tracé de la côte occidentale de la baie de Saint-Brieuc.

Depuis le début du Quaternaire, la région subit des alternances climatiques (périodes glaciaires et interglaciaires) qui déterminent en Bretagne une succession de climats périglaciaires (froids et humides) alternant avec des phases tempérées plus courtes (Giot et Monnier, 1972, 1973 ; Hallégouët *et al*, 1980 ; Hallégouët et Morzadec-Kerfourn, 1977). Les périodes froides ont alors eu pour conséquence, par la

combinaison de phases d'érosion et de stabilisation, la mise en place d'une topographie molle particulièrement visible sur les plateaux. Au cours de ce même intervalle de temps (environ 2 millions d'années), la région a continué à se soulever doucement, ce qui a provoqué l'enfoncement des rivières dans des vallées encaissées aux versants abrupts.

GÉOLOGIE DE L'ENVIRONNEMENT

OCCUPATION DU SOL

Sols, végétation, cultures

La variété lithologique des roches associée à la morphologie différenciée déterminent dans le détail une grande complexité pédologique (anonyme, 1987) qui se traduit sur la nature de l'occupation du sol de cette région. La carte Pontrieux—Étables-sur-Mer peut se décomposer en quelques ensembles :

— dans la frange littorale, sur une bande de 10 à 15 km à partir de la côte, sur les plateaux, les lœss génèrent des sols bruns lessivés à sols bruns acides qui permettent la culture de céréales (blé surtout) et de primeurs (choux-fleurs essentiellement) qui bénéficient en sus du microclimat généré par la proximité du littoral. Ce sont les zones agronomiquement les plus favorables ;

— dans le bassin de Plourivo, les grès, même altérés en sables, sont chimiquement pauvres et donnent des sols podzoliques. Leur aire d'affleurement correspond à des forêts mixtes où les conifères (pins) dominent ;

— à l'intérieur des terres, sur des substrats variés (amphibolites, leptynites, migmatites,...) plus ou moins altérés, l'occupation du sol est conditionnée par l'importance des altérites et la nature du drainage de ces formations superficielles. Sur ces sols acides (c'est-à-dire siliceux par opposition à carbonatés), on passe de sols bruns en milieu bien drainé à des sols lessivés glossiques, voire des gleys en milieu mal drainés. Ces derniers correspondent généralement aux zones de replat que l'on identifie vers 100 m d'altitude. La répartition des activités agricoles dépend de l'organisation de ces différents ensembles pédologiques : les cultures (céréales) subsistent dans les zones où les altérites sont les plus épaisses, les prairies correspondent souvent à des sols peu épais (le substrat rocheux est subaffleurant) mais encore relativement bien drainés, et les bois (surtout les feuillus) subsistent sur les replats où le drainage est très mauvais.

Géographie humaine

La carte peut-être décomposée en deux parties : la frange littorale et l'intérieur des terres.

La frange littorale est fortement urbanisée, avec une densité de population plus importante et un habitat organisé autour de petites villes (Binic, Saint-Quay-Portrieux, Plouha, Plouézec, Pontrieux) formées d'un centre ancien (village-carrefour) et grossies de lotissements en périphérie. L'économie locale est principalement orientée sur le tourisme : ports de plaisance de Binic, Saint-Quay, Paimpol, plages au fond de la plupart des baies de la côte rocheuse. Les activités maritimes sont plus restreintes. La pêche côtière subsiste à Paimpol et Pontrieux, ainsi que l'exploitation du maërl pour l'amendement des terres, tandis que l'anse de Beauport, peu profonde et protégée des courants et tempêtes, est presque totalement occupée par l'ostréiculture.

L'intérieur des terres est nettement moins densément peuplé. L'habitat se décompose en petits villages-carrefour et en fermes généralement séparées de 500 m à 1 km. La vocation rurale de cette partie de la carte s'exprime clairement dans le paysage où se côtoient champs cultivés et prairies. L'activité principale est toutefois surtout centrée sur l'élevage intensif de poulets et porcs.

Si le réseau ferré est limité sur le territoire de la carte (une seule ligne reliant Guingamp à Paimpol), en revanche le réseau routier est bien développé et fournit un maillage complet avec quelques voies « grand gabarit » dans cette région par ailleurs bien desservie par les voies rapides.

ÉLÉMENTS DE GÉOTECHNIQUE

Au point de vue des fondations, les caractéristiques et la stabilité sont variables suivant la nature du substrat et la position topographique des ouvrages (plateau, versant, fond de vallée). Sur les plateaux, les difficultés sont surtout liées aux zones de roches altérées qui peuvent être gorgées d'eau et nécessiter un drainage adapté. Ce phénomène est surtout sensible sur les gabbros et diorites (de Squiffiec et de Saint-Quay-Portrieux) et les amphibolites de la Formation de Lanvollon. De plus, ces altérites sont irrégulièrement réparties et peuvent être ponctuellement épaisses, ce qui peut provoquer des tassements différentiels, notamment pour des ouvrages lourds.

Sur les versants des vallées, des problèmes de stabilité des formations superficielles (lœss, heads) viennent s'ajouter aux risques de tassement différentiel et aux problèmes de drainage déjà évoqués.

Les versants littoraux représentent un cas particulier : ce sont des zones sensibles soumises à de nombreux aménagements (constructions, ouverture de voies, terrassements). Dans ce contexte, la couverture de head, parfois très épaisse, peut s'effondrer ponctuellement de manière catastrophique lorsqu'elle est imbibée d'eau. L'effet de surcharge d'un ouvrage ou un mauvais drainage peut amplifier ce processus. Il

est conseillé de faire une étude géotechnique au préalable à tout aménagement sur cette zone.

En fond de vallée, les problèmes géotechniques sont surtout provoqués par les terrains compressibles (alluvions fines, tangues, vases) ou dus à l'eau (nappe phréatique proche de la surface). Les risques de tassements, plus sensibles en aval qu'en amont (à cause de l'épaisseur du remplissage des vallées) impliquent généralement la prise en compte de fondations adaptées (ancrage sur substrat dur par ex.) pour les constructions importantes. D'autre part, l'exécution de tranchées ou fouilles peut nécessiter le rabattement de la nappe superficielle (pompage et assèchement du chantier ou rabattement en amont) et la protection des parois des excavations pendant la durée des travaux.

RESSOURCES EN EAU

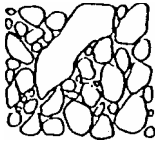
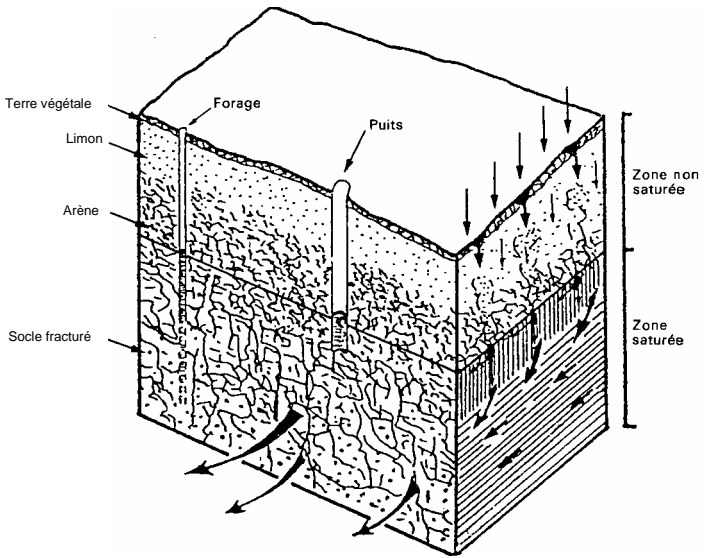
Présentation des aquifères bretons du socle

Dans le socle, l'eau souterraine est présente uniquement dans des aquifères fracturés et fissurés. Au cours des temps géologiques, les roches indurées du socle breton ont subi de nombreuses contraintes générant tout un faisceau de fractures multidimensionnelles et directionnelles. Ce sont ces fractures plus ou moins ouvertes et étendues, relayées par tout un réseau de fissures et le plus souvent accompagnées de niveaux altérés, qui constituent le réservoir type des aquifères armoricains de socle (fig. 27).

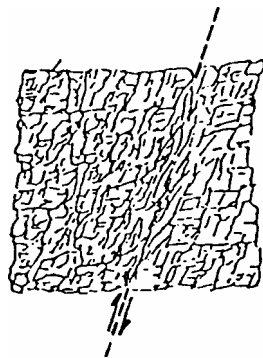
Celui-ci est toujours d'extension limitée autour d'un ou plusieurs axes de fracturation principaux. Sa recharge en eau est assurée annuellement par l'infiltration, à la surface du sol qui le surplombe directement, d'un pourcentage de l'eau de pluie ; pourcentage très variable d'un secteur à l'autre,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

L'eau de pluie qui s'infiltrate participe tout d'abord à la recharge de la réserve utile en eau du sous-sol (évaluée à 100 mm). Lorsque ce stock est pourvu, l'eau peut alors s'écouler selon la verticale à travers le milieu non saturé du sous-sol, à une vitesse de l'ordre de 1 à 3 m/an, vers le milieu saturé en profondeur (la nappe souterraine) et participe à sa recharge. L'eau suit alors un trajet à dominante horizontale, à une vitesse de 0,005 à 0,5 m/jour, vers l'exutoire le plus proche : source, rivière, captage, forage.

La vitesse de déplacement de l'eau dans la nappe varie en fonction de sa pente, de la perméabilité des terrains traversés, de la taille des fissures et du nombre d'obstacles rencontrés par le filet d'eau. Globalement, les vitesses sont relativement lentes et le temps nécessaire au



le milieu poreux



le milieu fissuré

Fig. 27 - Schéma de constitution d'un aquifère en milieu de socle

renouvellement du volume d'eau contenu dans un aquifère donné, reste long, de l'ordre de 10 à 30 ans selon la quantité d'eau de pluie qui s'infiltré et rejoint la nappe. Il s'agit, bien entendu, de « valeurs moyennes » ; dans la réalité, l'eau infiltrée dans le sous-sol tout près de l'exutoire peut s'y retrouver relativement vite.

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

Dispositifs de captage

Puits

Traditionnellement, les dispositifs de captage s'adressant à ces formations de socle sont constitués par des puits de quelques mètres de profondeur (*cf.* tableau 1) :

- soit recoupant sur quelques mètres le toit de la nappe. Les débits sont alors faibles (de l'ordre de quelques mètres cubes par jour) et l'exploitation de l'eau repose sur l'effet capacitif de l'ouvrage ;
- soit coiffant des émergences de sources. De nombreuses adductions d'eau potables sont établies à partir de ce type d'ouvrage et les débits journaliers sont de l'ordre de 90 à 250 m³.

Ce type d'ouvrage est très sensible :

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

Forages

Depuis l'apparition, à la fin des années 1970, des techniques de foration par battage rapide à l'air comprimé (marteau fond-de-trou), les forages réalisés dans le socle se multiplient ; les résultats qu'ils obtiennent sont souvent modestes en raison des particularités des écoulements souterrains en milieu de socles, mais sont suffisants pour répondre aux besoins.

- **Forages de socle : résultats connus.** Deux cents forages sont répertoriés sur le territoire de la feuille ; les profondeurs et les débits obtenus au moment de la foration (débits instantanés) sont connus pour 105 d'entre eux. 74 sont consignés dans le tableau 2.

Commune	Lieu-dit	Profondeur (m)	Volume journalier (m ³)
GOUDELIN	Lespoul (2 puits) Kerjilot Bois de la Roche Feunteun-Nos		150 à 200 200 à 250 300 300
PLOUHA	Kerminf	10,3	125 à 200
PLOURHAN	La Ville-Hélio Bringolo	4,3 3,5	90 150
POMMERIT-JAUDY	Kerloazec (2 puits)	4	400
POMMERIT-LE-VICOMTE	St-Callac (3 puits)		150
QUEMPER-GUÉZENNEC	Feunteun-Veur (3 puits)		100
TRÉGONNEAU	Croas-Castel	50	
TRÉGUIDEL	St-Guenaël		230
TRÉVENEUC	Bourg (2 puits) Kerpont (3 puits)	8 < 2	50 20

Tableau 1 - Puits utilisés comme captages d'adduction d'eau potable (AEP)

Lithologie	Nombre forages	Moyennes débit (m ³ /h)	Moyennes profondeur (m)
Formations détritiques briovériennes	21	10,4	48
Amphibolites et leptynites (Formation de Lanvollon)	37	17,4	76
Volcanites épimétamorphiques du Trégor: Formation de Paimpol et <i>p.p.</i> Membre de Lannion—Pléguen	16	53,3	46

Tableau 2 - Forages du socle

La profondeur moyenne des ouvrages est de 62 m (profondeurs extrêmes : 15 et 109 m), et le débit instantané de 18,4 m³/h (12,1 m³/h pour 65 m dans les forages des roches volcaniques du Trégor) ; débits extrêmes : 0,3 et 250 m³/h. Quand le nombre de forages est suffisant, il est possible d'établir une relation entre débit et profondeur.

Les forages réalisés dans les roches détritiques du Briovérien donnent des résultats de débits en moyenne inférieurs à ceux des forages de la feuille, mais aussi, pour des ouvrages, en moyenne, nettement moins profonds : 48 m au lieu de 62 m.

Les forages des roches volcaniques du Trégor se détachent nettement par leurs excellentes performances qui sont réelles, mais les résultats présentés ci-dessus sont biaisés par le fait que plusieurs ouvrages ont été réalisés dans des secteurs que l'on savait intéressants : les sites de Launay (communes de Pommerit-Jaudy et Hengoat) et de Stang-Bizien ou Campors (communes de Hengoat et Ploëzal), qui vont être exploités prochainement pour PAEP à partir de plusieurs ouvrages à un débit journalier de 500 m³ sur le premier site, et à partir de deux forages à un débit de 360 m³/jour sur le second site.

Les débits instantanés exceptionnels de ces formations volcaniques sont dus à la conjugaison de plusieurs facteurs : une intense fracturation, une porosité de « matrice » (due au dégazage après la mise en place des coulées volcaniques) et intercoussins (pour les pillow lavas) ou intercouléées, auxquels s'ajoutent des phénomènes de dissolution de la calcite présente au sein des roches et au niveau des fissures (Dheilly-Carn, 1983).

Plusieurs essais par pompage ont été réalisés sur les deux sites précités. Ils ont montré que les aquifères étaient relativement limités en extension (effets de limites étanches) (Dheilly, 1980 ; Dheilly-Carn, 1983).

Un autre forage est également exploité pour AEP, dans des cornéennes sur la commune de Plourhan-Lantic, au débit de 300 m³/jour.

• **Débit instantané et débit d'exploitation.** Il faut distinguer le *débit instantané* d'un forage (qui est le débit obtenu à la foration), qui rend compte de la perméabilité locale autour de l'ouvrage, et le *débit d'exploitation pérenne* qui correspond au débit que l'on pourra pomper en continu dans l'aquifère. Ce dernier est toujours inférieur au débit instantané.

Le débit susceptible d'être fourni par un forage donné lors de son exploitation peut être limité essentiellement par quatre types de paramètres, intervenant à des échelles différentes et dont l'importance relative, variable selon les conditions locales, définit une hiérarchie des contraintes qui imposent la limitation finale :

— le *forage lui-même* constitue, dans un certain nombre de cas, la limitation principale. Compte tenu de la façon dont il est réalisé, équipé et développé, du pourcentage de vides que présente sa partie crépinée, de son diamètre,... un forage donné n'est capable de produire

dans de bonnes conditions qu'un certain débit, qui peut être inférieur aux possibilités de l'aquifère traversé.

Si le forage est exploité au-delà de sa capacité « mécanique » (débit critique), s'il n'est pas entretenu, il peut se dégrader et se trouver colmaté en quelques années. Dans un tel cas, dont des exemples sont connus en Bretagne, la non-pérennité du débit produit est indépendante de l'aquifère et de ses ressources (exploitables ou naturelles) ; elle est due à une mauvaise conception et une mauvaise utilisation de l'outil forage ;

— les *caractéristiques hydrodynamiques ponctuelles*. La transmissivité de l'aquifère aux environs immédiats du forage et les possibilités de rabattement qui y existent imposent un débit maximum pouvant être dépassé quelles que soient les dimensions du système. Le débit instantané obtenu en fin de foration est une image de ce débit maximum de production, fonction de caractéristiques ponctuelles de l'aquifère capté ;

— les *dimensions de l'aquifère*. Pour des débits plus importants, les réflexions multiples, sur les parois du « couloir fissuré », de l'onde de décompression engendrée par le pompage, constituent le plus souvent la limitation prépondérante, conduisant à exploiter le forage à un débit très inférieur au débit instantané qu'il a fourni au moment de sa réalisation, ou à un débit voisin de ce débit instantané, mais de façon discontinue (temps de pompage séparés par des arrêts permettant à la nappe de retrouver un niveau de pression suffisant).

Il convient de rappeler que les dimensions physiques de l'aquifère ne sont pas seules en jeu. La vitesse de propagation de l'onde de décompression est fonction de la diffusivité (rapport du coefficient d'emmagasinement à la transmissivité). Un pompage d'essai de durée suffisante permet d'identifier les effets de limites et de définir le débit qui reste possible ;

— le *renouvellement des ressources*. Indépendamment des limitations évoquées ci-dessus comme des autres contraintes qui peuvent devoir être prises en compte (contraintes économiques, manque à gagner admissible pour le réseau hydrographique, voisinage d'autres forages,...), les précipitations efficaces n'apportent annuellement qu'un volume fini à la recharge des nappes. Dans la mesure où la conception du forage, la transmissivité des horizons aquifères et la distance aux limites permettent des débits d'exploitation importants, ceux-ci ne seront pérennes que s'ils n'excèdent pas cette capacité de renouvellement. Une approche de la valeur des ressources naturelles peut être réalisée, à l'échelle des bassins-versants (sens hydrographique du terme), à partir des historiques de précipitations et de débits des cours d'eau.

Qualité chimique de l'eau souterraine

Caractéristiques générales

Du point de vue bactériologique, l'eau souterraine obtenue en Bretagne par des forages est de bonne qualité, et le reste à l'exploitation, sous réserve que des précautions élémentaires soient prises lors de l'implantation de l'ouvrage, pendant sa réalisation et au cours de son utilisation. À l'inverse, il faut souligner que les forages réalisés sans précautions peuvent être autant de foyers potentiels de pollution. De ce point de vue, il serait souhaitable qu'un cahier des charges définissant les « règles de l'art » puisse être imposé à toute réalisation de forage.

Du point de vue physico-chimique, elle est caractérisée par une minéralisation assez faible (résistivité : 4000 à 6000 ohm/cm) et une agressivité marquée : la teneur en CO₂ libre est fréquemment comprise entre 15 et 30 mg/l, le pH entre 5 et 6,5 ; c'est une eau douce dont le degré hydrotimétrique (dureté totale) est de l'ordre de 5 à 10 degrés français.

Des exceptions sont connues à cette composition moyenne, mais la règle générale en Bretagne pour les eaux souterraines est l'agressivité et la faible minéralisation. En outre, l'eau souterraine montre souvent des teneurs élevées en fer et, à un degré moindre, en manganèse, ce qui, pour certaines utilisations, peut rendre un traitement indispensable.

Dénitrification naturelle en sous-sol

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

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

SUBSTANCES UTILES, CARRIÈRES

Kaolin

Quelques sites à kaolin ont été exploités dans le passé (jusqu'au début du siècle) pour la confection de poteries. Ces kaolins proviennent soit de l'altération de pegmatites riches en feldspath liées au leucogranite de Pabu, soit de kaolins sédimentaires issus de dépôts comme ceux du bois de Pommerit. Aucune exploitation de ces sites n'est actuellement active sur le territoire de la feuille.

Limons et loëss

Jusqu'au début du siècle (avant 1939), les loëss ont été utilisés de manière artisanale pour la confection de murs en torchis (granges, métairies). L'exploitation de ces matériaux est actuellement abandonnée.

Pierre des landes

Sur leur aire de répartition, les dalles retaillées de ces concrétions ont été utilisées comme pierres d'angle ou d'entourage d'ouverture dans les maisons construites en pierre. L'utilisation de ce matériau, qui reste très localisée, n'a pas fait l'objet d'exploitation en carrière mais provient surtout de la collecte dans les champs cultivés.

Sables

Plusieurs petites exploitations à caractère artisanal sont ouvertes dans la région de Plouha et Saint-Quay-Portrieux. Ces exploitations sont ouvertes dans les isaltérites au sommet des gabbro-diorites. On peut aussi mentionner l'exploitation du maërl (petits fragments d'algues calcaires) par dragage en mer, utilisé en partie pour l'amendement des terres.

Granulats et concassés

De nombreuses petites carrières réparties sur tout le territoire de la carte ont été ouvertes dans le passé. Leur petite taille prouve le caractère artisanal de ces exploitations destinées à fournir des pierres de construction et des concassés pour empierrement aux besoins locaux.

Quelques grandes carrières sont actuellement en activité et exploitent : les amphibolites du Membre du Roselier (carrières de Tressigneaux et de Châteaulun), les leptynites du Membre de Lannion—Pléguien (carrière de Coat-Men), les métasédiments (métawackes) de la Formation de Binic (Ouest de Binic, le long de la D 4).

GITES ET INDICES MINERAUX

La feuille Pontrioux—Étables-sur-Mer présente quelques indices d'or, sulfures à métaux de base, oxydes divers et sulfates ainsi que certains minéraux silicatés comme les feldspaths. Ces indices ne constituent bien souvent que des particularités mineralogiques. Une liste des indices répertoriés dans la banque de données du sous-sol (BSS) est proposée dans le tableau 3. L'intérêt potentiel de cette région réside dans les séries volcano-sédimentaires du Briovérien qui se poursuivent sur la feuille voisine Lannion, et dont le chimisme est caractéristique d'un contexte géodynamique d'amincissement crustal comparable à celui des grandes provinces à amas sulfurés.

Indices aurifères alluvionnaires

La prospection alluvionnaire a la batée réalisée au cours de l'année 1961 par le BRGM, présente plusieurs petits indices aurifères dans les ruisseaux du tiers sud-ouest de la feuille (*cf.* carte des prospections alluvionnaires BRGM). Citons notamment l'indice au Sud de Kermabgouéno en domaine migmatitique, ceux situés dans les leucogranites du Sud-Est de Kermoroc'h, et surtout ceux de la région de Tressigneaux où un quartz aurifère à 16,5 onces d'or aurait été trouvé en 1816 (archives de la bibliothèque départementale de Saint-Brieuc, mairie de Tressigneaux). Le cours du ruisseau du Saudray aurait été orpaillé vers 1938 (BSS n° 204-7-4002 et 204-8-4001).

Titano-magnétite et magnétite

Les alluvions des ruisseaux de la région du Lanvollon, Tressigneaux et Tréguidel présentent des concentrés de batée à magnétite abondante. Un indice de titano-magnétite est également signalé (204-7-4001) à Kerpointal où des filonnets à gangue quartzreuse et à minéralisation mixte composée de sulfures (pyrites, pyrrhotite, chalcopryrite, galène, marcassite), d'oxydes (magnétite, ilménite, rutile, anatase) et de carbonate (sidérite) recourent le membre basique tholéiitique (Membre du Roselier) de la Formation de Lanvollon, apparu en contexte géodynamique d'amincissement crustal.

Ces minéralisations à magnétite constituent probablement un phénomène banal dans le contexte de roches basiques où elles ont été observées mais, compte tenu de la découverte récente à Convent-An-Bley, sur la feuille voisine Lannion (Callier et Lejeune, inédit) d'une brèche hydrothermale où des éléments anguleux de lave acide sont emballés dans un ciment à quartz, magnétite (très abondante), pyrite (rare) et chlorite, les occurrences à magnétite méritent toutes l'attention des opérateurs miniers en quête d'amas sulfurés. Elles peuvent en effet, indiquer la proximité d'un paléocentre émissif et explosif en contexte acide, non appréhendé lors des levés cartographiques.

n°BSS	Désignation	X	Y
204 - 7-4002	Or	208,35	114,95
8-4001	Or	212,35	114,95
7-4001	Titano-magnétite	207,7	114,6
4-4001	Métaux de base	212	133,4
3-4001	Barytine		
3-4002	Barytine	±205	131,5 à 131,39
6-4001	Zircon	196,5	116,8
4-4002	Zircon	211,55	132,8
4-4003	Rutile et zircon	210,00	131,8
5-4001	Feldspath	192,00	117,8
205 - 5-4001	Rutile et zircon	219,00	118,80
5-4002	Rutile et zircon	220,35	117,40

NB. - Les forages de la SNEA(P) réalisés sur le secteur de Beaugouyen ne sont pas répertoriés en BSS.

Tableau 3 - Liste des indices répertoriés en BSS concernant la feuille Pontrieux—Étables-sur-Mer

Sulfures à métaux de base

Deux contextes sont à considérer :

— dans les volcanites d'arc de la Formation de Paimpol, des minéralisations disséminées à chalcopryrite, galène, pyrite, hématite, magnétite et malachite ont été décrites dans les pillow lavas à cornaline visibles à marée basse sur le Grand-Mez de Goëlo (204-4-4001) où elles ne constituent qu'une particularité minéralogique ;

— dans le volcanisme bimodal d'amincissement crustal (Formation de Lanvallon), des intercalations de tufs acides gris et de schistes noirs présentent des minéralisations à pyrite dominante (20 à 50 %) et traces de galène et de blende. C'est le cas des formations recoupées par les forages de la Société nationale Elf-Aquitaine (SNEA.P) sur le secteur de Beaugouyen au Sud-Est de Plouha (rapports archivés au BRGM sous les références 87 SNEA.P 0281 : Reverdy, 1979 ; et 87 SNEA.P 0290 : Ros, 1992). Ces minéralisations en rubans centimétriques submassifs pourraient évoquer une ébauche de concentration de type amas sulfurés.

Barytine

Dans le bassin de Plourivo, des minéralisations barytiques (204-3-4001 et 204-3-4002) ont été observées sur le talus de la route de

Paimpol (D 7) traversant le bois de la Lande-Blanche. Des stockwerks et des filons lenticulaires de barytine de puissance variable (0,10 à 0,40 m) sont visibles dans les grès roses de Toulair peu inclinés et attribués à l'Ordovicien inférieur. L'aval pendage des occurrences minéralisées, qui présentent aussi des mouches de galène et de blende disséminées, n'est pas connu.

Minéralisations à titane et zirconium

De beaux zircons-gemmes millimétriques de couleur rose sont décrits (204-6-4001) dans des bouffées pegmatitiques traversant les métagabbros de Squiffiec à Kervenahir au Sud-Est de Squiffiec. Associée à une paragenèse minéralogique composée de chalcopyrite, ilménite, magnétite, pyrite, pyrrhotite, rutile et titanite, cette minéralisation ne constitue qu'une particularité minéralogique.

Une paragenèse assez semblable a été décrite dans un pointement basique intrusif dans le Briovérien de la pointe de Plouézec (204-4-4002), mais il ne s'agit là aussi que d'un simple indice.

Des niveaux de grès-quartzites ordoviciens à rutile et zircon ont été décrits entre la pointe de Kermar et Port-Lazo sur la commune de Plouézec (204-4-4003). Les couches minéralisées, visibles à marée basse, sont peu puissantes (0,40-0,80 m) et peu pentées. Les teneurs en Ti et Zn sont faibles.

Feldspaths

Des pegmatites observées dans les leucogranites au Sud-Est de Kermoroc'h présentent des amas de feldspaths (204-4-4001).

DOCUMENTATION COMPLÉMENTAIRE

PRÉHISTOIRE ET ARCHÉOLOGIE

L'occupation préhistorique, attestée par la découverte d'industries rapportées à l'Acheuléen, est ancienne dans la région (Giot, 1955 ; Giot et Monnier, 1976a). La plupart des industries paléolithiques ont été mises au jour dans les formations périglaciaires (heads, loess, paléosols) préservées au fond des anses de la côte (Monnier, 1974, 1980). Cette répartition est surtout révélatrice des conditions de fossilisation et d'accès (coupes visibles) aux dépôts du Pléistocène. Elles prouvent néanmoins que les populations moustériennes (fin du Pléistocène moyen et Pléistocène supérieur) utilisaient les ressources du milieu littoral et implantaient certains de leurs habitats en bord de côte (Giot et Monnier, 1976b). Enfin, le Paléolithique supérieur, bien que rare, est présent dans la région (île de Bréhat ; Giot et Monnier, 1976c). Les industries sont rapportées au début du Paléolithique supérieur (Aurignacien) et sont antérieures au loess de couverture (pléistocène supérieur du Weichsélien).

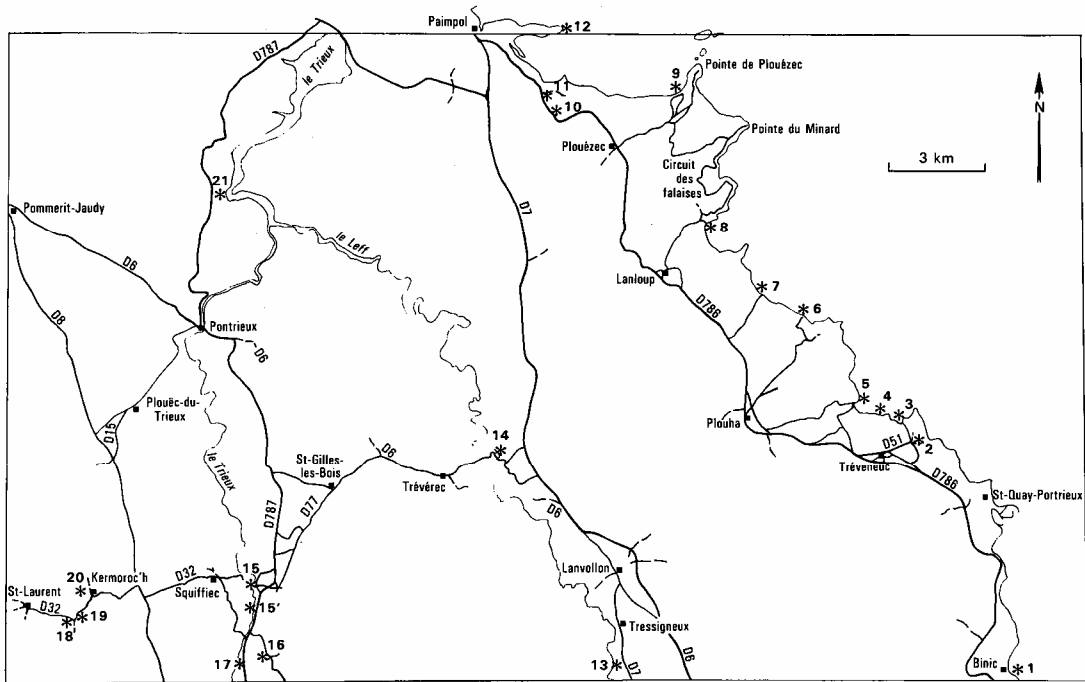


Fig. 28 - Report cartographique des affleurements décrits dans les itinéraires géologiques

Contrairement à de nombreux sites de Bretagne, les vestiges néolithiques sont peu nombreux sur la carte et limités à de l'industrie lithique, aucun vestige mégalithique n'étant mentionné (L'Helgouach, 1976).

Les sites intéressant l'archéologie font l'objet d'une législation spécifique. Pour éviter tout problème lors de la réalisation d'un projet d'aménagement ou de construction, les auteurs convient le lecteur de la carte à se renseigner auprès de la direction régionale de l'Archéologie (Rennes) qui les renseignera sur les contraintes archéologiques de la zone concernée.

ITINÉRAIRES GÉOLOGIQUES

La carte Pontrioux—Étables-sur-Mer, de par la variété des terrains affleurants, apparaît bien représentative du segment breton de la chaîne cadomienne. De plus, la ligne de côte essentiellement rocheuse qui traverse la carte du Sud-Est au Nord-Ouest et que l'on peut suivre à peu près continuellement sur la grève (et l'estran), permet l'observation aisée de roches très peu altérées. Deux itinéraires géologiques, dont un presque entièrement en bord de mer, sont proposés ci-après. Les points d'affleurements sont reportés sur la carte schématique de la figure 28.

Des carrières fermées ou en activité sont incluses dans ces itinéraires. Il nous paraît nécessaire d'insister ici sur le danger de chute de pierres que présentent ces carrières, notamment par temps de pluie. En bord de mer, il faut bien surveiller à ne pas se faire coincer dans une crique par la marée montante !

D'un point de vue général, tout visiteur qui circule dans la région remarque la « platitude » du paysage dès que l'on s'éloigne de la frange littorale, largement marquée de falaises et hauts talus. Cette plate-forme, qui se marque vers 90-100 m d'altitude, peut se suivre sur une grande partie des Côtes-d'Armor. Elle est vraisemblablement d'origine marine et marquerait la transgression pliocène qui a laissé de nombreux dépôts de sables dans la partie centrale de la Bretagne. L'autre fait marquant est l'existence de cultures maraîchères ou céréalières mieux développées près de la frange côtière et qui marquent la présence des lœss, poussières éoliennes apportées de la Manche (exhondée à cette époque) par le vent lors du maximum de froid de la dernière glaciation (Weichsélien).

Itinéraire 1 (bord de mer)

Les affleurements remarquables présentés ci-dessous sont généralement accessibles à marée haute. Cependant, leur observation est plus confortable si la mer est au moins un peu descendue, notamment lorsqu'il s'agit de suivre la côte sur une certaine distance. Dans certains cas, il faut bien sûr faire attention à la marée montante.

Pour atteindre le premier affleurement, rejoindre Binic par la D 786, puis prendre la direction du port (parking).

Affleurement 1 (port de Binic). Formation de Binic épimétamorphique. Les alternances centimétriques et métriques grésopélitiques (wackes et siltites) sont très nettes et les figures sédimentaires sont bien développées. La stratification est relativement peu pentée (environ 45° au Nord). On n'observe pratiquement pas de déformation pénétrative. Les minéraux métamorphiques (biotite chloritisée) ne sont pas visibles à l'œil nu.

Au Nord de cet affleurement, après avoir passé une petite plage, la Formation de Binic affleure quasiment en continu jusqu'à l'intrusion de Saint-Quay-Portrieux. Les variations de pendage mettent en évidence de grands plis hectométriques ouverts. De beaux affleurements sont facilement accessibles depuis la route, par exemple dans le secteur de la plage des Goudelins (indiquée à partir de la D 786).

Reprendre la D 786 en quittant Binic, passer Saint-Quay-Portrieux, rejoindre Thévenec, puis se diriger vers l'Est par la D 51 pendant à peu près 1 km. L'affleurement 2 se trouve juste au-delà du carrefour avec la route pour Port-Goret, sur la gauche dans une courbe sur le talus.

Affleurement 2 (Thévenec—Kercadoret). Intrusion dioritique de Saint-Quay-Portrieux : altérite. Le talus de hauteur plurimétrique est constitué de diorite très altérée : la roche est encore déterminable, a conservé ses structures mais est totalement arénisée à l'exception de boules rocheuses préservées, et se comporte comme un sable un peu compact. Ce profil d'altération incomplet, très fréquemment observé dans le secteur, correspond vraisemblablement à la racine des altérites qui couvraient la région au Tertiaire, quand les climats étaient plus chauds (comparables au Sahel actuel).

À partir de l'affleurement précédent, faire demi-tour sur une centaine de mètres puis prendre la direction de Port-Goret. Arrivé en bout de route sur un parking, descendre à pied sur la grève.

Affleurement 3 (Port-Goret). Intrusion dioritique de Saint-Quay-Portrieux : faciès frais ; contact avec la Formation de Binic métamorphisée (migmatites). La texture grenue de la diorite (plagioclases blancs, amphiboles noires nettement visibles à l'œil nu), essentiellement isotrope, est caractéristique. En suivant la grève vers l'Ouest pendant 300 m (à marée suffisamment basse), on rejoint le contact entre l'intrusion et son encaissant représenté par la Formation de Binic très métamorphisée, migmatitique (voir également l'affleurement suivant). À la différence de la bordure sud de l'intrusion, le contact est ici assez tranché et cataclasé. P.D. Ryan et R.A. Roach (1975) ont décrit au sein des migmatites de contact (très biotitiques) des assemblages à staurotide, cordiérite ou andalousite. J. Fabriès *et al.* (1985) ont observé des péciloblastes de 5 mm de grenat.

En continuant le long de la côte et à marée basse, il est possible de rejoindre rapidement l'affleurement suivant. Celui-ci peut être également rejoint par un itinéraire plus complexe : retourner vers la D 51, la reprendre pendant 100 m avant de tourner à droite, continuer alors pendant près d'un kilomètre, puis après avoir passé une petite route à gauche, emprunter sur la droite un chemin N-S qui mène à un mini-parking (en haut d'une descente vers une petite base nautique). Continuer par un sentier étroit (départ sur la droite en bout de parking, dissimulé dans les buissons...) qui rejoint le bord de mer d'abord à travers une végétation arbustive relativement dense puis, après avoir bifurqué à gauche, à travers une zone dégagée. Le sentier débouche sur un promontoire rocheux (affleurement 4).

Affleurement 4 (Ouest Port-Goret). Formation de Binic métamorphosée, en partie migmatitique ; Membre de Lannion—Pléguien.

Le secteur est constitué de métasédiments généralement à grain fin et très riches en biotite (métapélites). Quelques niveaux à grain plus grossier se distinguent bien (métawackes). Des filonnets ou lentilles leucocrates, de direction variable et parfois intensément microplissés, évoquent clairement des leucosomes et confèrent un aspect migmatitique à la roche. En longeant la côte vers l'Ouest sur à peu près 200 m (accès difficile à marée haute !), on voit d'abord ce faciès migmatitique disparaître et passer à un faciès paragneissique fin dépourvu de leucosomes ; la stratification est de plus en plus nette et dessine des plis droits plurimétriques relativement fermés et à axe plongeant à l'Est. On observe un niveau plurimétrique graphiteux (pyriteux) gris-noir. La linéation est localement très nette et plongeante selon la plus grande pente. La Formation de Binic renferme dans le secteur de nombreuses lentilles calco-silicatées vert-jaune-beige, trapues à allongées jusqu'à former des rubans.

Enfin, on passe progressivement (par alternances) mais rapidement aux métavolcanites acides du Membre de Lannion—Pléguien (voir également affleurement suivant). Au sein de ces dernières, on reconnaît localement des ignimbrites caractéristiques, à nombreux fragments allongés parfois pluricentimétriques.

Après avoir repris la D 786, rejoindre la plage du Palus en passant par Kerégat ou remonter la D 786 plus à l'Ouest pour récupérer la D 21 (direction Plouha) et, immédiatement après, la D 32 qui rejoint le Palus et la plage.

Affleurement 5 (plage du Palus). Formation de Lanvollon : Membre de Lannion—Pléguien.

Le long de la D 32, on observe de nombreux affleurements de métasédiments de la Formation de Binic à foliation subverticale et généralement non migmatitiques, et un pointement décamétrique de tonalite à biotite. Arrivé à la plage du Palus, remonter la côte rocheuse vers le Nord (on peut aller loin à marée haute) : on y observe des gneiss fins (métavolcanites) essentiellement acides (sauf passées de metabasaltes sombres) relativement hétérogènes (biotites irrégulièrement réparties), souvent mal foliés (massifs). La foliation

est le plus souvent subverticale avec une linéation discrète subhorizontale. Quelques failles normales ductiles pentées vers le Sud recourent la foliation. Environ 300 m plus au Nord, on observe des zones où la foliation est subhorizontale, plan axial de plis mésoscopiques en cascade. La linéation présente une direction variable parfois sur un même affleurement. Cette foliation plate reprend la foliation verticale préservée dans la charnière de plis. Localement, des cisaillements métriques de type C et des plis en fourreau sont associés à cette foliation (Balé, 1988). La cause de cette structuration reste indéterminée.

Rejoindre le centre (église) de Plouha par la D 32 puis se diriger vers le Nord-Est (cimetière) en suivant la direction de Port-Moguer (ne pas prendre Gwin-Zégal). Parking en bout de route (Port-Moguer).

Affleurement 6 (Port-Moguer). Tonalite de Plouha. On est ici au cœur du massif tonalitique. La roche, caractéristique, est grenue, relativement claire et présente une fabrique discrète E-W subverticale. En remontant sur 50 m à gauche (Nord), on observe plusieurs zones mylonitiques verticales E-W décimétriques à pluridécimétriques, à « épontes » très nettes (déformation très localisée). Dans ces zones, la roche est sombre et le grain fin. La foliation mylonitique porte une linéation plongeante de 30-40° à l'Est. L'angle et l'attitude de la foliation par rapport aux épontes des shear zones, indiquent très clairement pour celles-ci une composante dextre et une composante verticale avec affaissement du bloc nord. Plus au Nord, de telles zones peuvent atteindre une puissance d'échelle métrique à plurimétrique.

De Plouha, se diriger au Nord par la D 786 (direction Paimpol). Au bout de quelques kilomètres, au lieu-dit le Dernier-Sou, tourner à droite pour rejoindre la plage Bonaparte (indiquée). Grand parking.

Affleurement 7 (plage Bonaparte). Tonalite cisailée, métavolcanites. Sur la gauche (au Nord par un petit tunnel), on observe la tonalite de Plouha cisailée selon une cinématique dextre E-W (linéation pentée de 0 à 15° vers l'Est, bandes C localement nettes). La déformation, moins localisée, apparaît de plus haute température que pour les zones décrites à l'affleurement 6. La roche est relativement claire, les quartz sont gris bleuté. Cette tonalite cisailée est en contact avec le Membre de Lannion—Pléguien représenté par des métavolcanites acides claires à nombreux cristaux automorphes de plagioclase et quartz (pyroclastite), et par des métavolcanites basiques. Leur déformation, bien qu'hétérogène, est (très) forte. La linéation est peu pentée (généralement 25°) vers l'Est. Des bandes de cisaillement de type C confirment la cinématique dextre du secteur.

Rejoindre Lanloup au Nord de Plouha par la D 786 puis descendre vers la plage de Bréhec (parking aisé). Se diriger vers la plage.

Affleurement 8 (plage de Bréhec). Formations de La Roche-Derrien et du Minard (Briovérien) et de Port-Lazo (Ordovicien). Sur la gauche, la falaise contre laquelle est adossée la jetée est constituée de bancs de grès fins gris sombre (Formation de La Roche-Derrien). Sur la droite (au Sud) de l'entrée de la plage, la base de la formation ordovicienne est représentée par un conglomérat rouge à galets dont la taille peut atteindre jusqu'à 25 cm. Ce conglomérat marque le contact discordant entre le Paléozoïque et le Briovérien, bien visible sur l'estran et la falaise proche. Les bancs de grès briovériens sont fortement redressés et inclinés vers l'Est. En suivant la formation ordovicienne vers le Sud, une succession de niveaux de conglomérats grossiers ou plus fins, rouges ou verts, de bancs de grès ou de pélites et quelques filons volcaniques peuvent être observés. Ces formations représentent des « débris flows », c'est-à-dire des formations détritiques grossières déposées sur une pente relativement forte. La diminution de la taille des éléments vers le haut de la formation indique un approfondissement progressif.

Plus au Sud, au-delà de la plage du Vieux-Bréhec (dépôts quaternaires) et jusqu'à l'anse de Padal, les dépôts ordoviciens sont représentés par des alternances de bancs de silts et d'argilites rouges et beiges à pendage faible. De nombreuses figures sédimentaires ont été observées dans ces dépôts : rides, polygones de dessiccation, nodules argileux et carbonatés (les sédiments étant eux-mêmes très carbonatés), slumps, empreintes de bulles de gaz. Ces dépôts se seraient formés dans un environnement de plaine alluviale côtière.

Au niveau de l'anse de Padal, la Formation de Port-Lazo devient plus gréseuse. Au-dessus de microconglomérats verts, un faciès particulier est constitué d'alternances millimétriques de niveaux silteux vert clair et vert foncé. Une analyse de détail de ce faciès a conduit à l'interpréter en terme de rythmites qui pourraient représenter des cycles de marée.

Vers le sommet de la série, les bancs deviennent des grès fins gris, massifs (un à plusieurs mètres) notamment près du contact avec la volcanite de la pointe la Tour. Ce contact est vertical sur l'estran (faille ?) et s'horizontalise en falaise.

En quittant la plage de Bréhec, il est possible de prendre à droite la route longeant la côte par le circuit des falaises (bien signalé). Les pointes du Minard et de Plouézec offrent de très beaux panoramas sur le Nord-Est du Trégor et la baie de Saint-Brieuc. En revenant de la pointe de Plouézec, ou depuis le bourg, se rendre jusqu'à la grève de Port-Lazo.

Affleurement 9 (grève de Port-Lazo). Formation de Port-Lazo ; Quaternaire récent. En bas de la cale est, sur l'estran, au niveau d'une retenue d'eau, le conglomérat de base des formations ordoviciennes affleure. Ce conglomérat se présente en bancs rouges peu épais à galets centimétriques à pluridécimétriques. La retenue d'eau masque malheureusement le contact entre le conglomérat et les bancs gréseux de la Formation de La Roche-Derrien. Les bancs gréseux de la base

de la Formation de Port-Lazo n'affleurent que plus à l'Ouest, au niveau de la seconde cale plus récente, et non loin de là, un contact entre les volcanites intrusives et les grès ordoviciens peut être observé. La suite de la Formation de Port-Lazo n'est visible qu'à l'extrémité ouest de l'estran de Port-Lazo : les épais bancs de grès fins gris y sont affectés de failles normales subhorizontales.

Le suivi de cette longue coupe (1,5 km) jusqu'à la grève de Boulgueff, ne peut être entrepris qu'en tenant bien compte de la marée. Une remontée est possible par quelques sentiers se raccordant au GR 31 en haut de la falaise.

Cette coupe permet de suivre l'évolution de la Formation de Port-Lazo passant de bancs gréseux parfois très épais (plusieurs mètres) à des alternances gréso-pélitiques vertes et rouges en bancs décimétriques. À environ 300 m de l'estran de Port-Lazo, des déformations synsédimentaires, avec des plis d'entraînement dans les interlits pélitiques, sont bien visibles à la base d'un banc gréseux non loin du pied de la falaise.

Sur le côté est de la grève de Boulgueff, facilement accessible à la sortie nord-ouest de Plouézec, le sommet de la Formation de Port-Lazo est caractérisé par des alternances gréso-pélitiques régulières déformées par des ondulations de faible amplitude. Le passage à la Formation de la Roche-Jagu n'est pas visible sur l'estran, mais de manière plus discontinue sur un sentier remontant du côté ouest de la grève. La pointe à l'Ouest de la grève de Boulgueff permet d'observer les volcanites ordoviciennes intercalées dans les grès de la Roche-Jagu reconnaissables à leur teinte rosée à rouge et à la présence de nombreux micas blancs à la surface des bancs. Les bancs pélitiques ne sont plus observés.

La falaise maritime de Port-Lazo offre une des coupes les plus remarquables du Quaternaire récent (fin du Pléistocène moyen à Holocène) de la région. Sur cette coupe on peut ainsi observer, en base de profil, les traces d'un niveau marin ancien (200000 ? ou 300000 ? ans B.P.) qui montre que la falaise était déjà très comparable à l'actuelle. Au-dessus, formant un ensemble de couches remarquable par son épaisseur, les dépôts de climat froid (head et lœss) sont bien visibles et démontrent sans équivoque l'ampleur de l'érosion qui a pu se produire sur le paysage lors de chaque refroidissement climatique quaternaire. Enfin, au sommet de cette coupe, l'importance des colluvions holocènes développées aux dépens des lœss sous-jacents souligne l'érosion des sols depuis l'intervention de l'homme sur son milieu. Quelques coupes moins spectaculaires montrent ces dépôts le long du cours du Trieux, juste avant le pont de Lézardrieux, mais permettent d'accéder plus facilement aux paléosols interstratifiés dans les heads.

La visite de cet estran permet aussi de voir l'organisation actuelle des sédiments littoraux et leur agencement en fonction de la forme du trait de côte : anses profondes envasées, estrans avec cordons de galets et plages de sables, pointes rocheuses soumises à l'érosion marine.

Rejoindre la D 786 au Nord-Est de Plouézec

Affleurement 10 (D 786 de Plouézec à Kerity). Formation de Toul-Lan. En se rendant de Plouézec à Kerity par la D 786, les grès grossiers, localement microconglomératiques, de la Formation de Toul-Lan sont bien visibles sur le côté droit de la route et surtout au niveau d'une carrière abandonnée située à environ 500 m de l'abbaye de Beauport (les autres carrières sont en voie de comblement). Dans cette carrière, les bancs de grès ont un pendage relativement élevé (40 °E).

Rejoindre la carrière située au croisement de la D 786 et de la route de Sainte-Barbe.

Affleurement 11 (carrière sur la D 786). Volcanites ordoviciennes. La roche est de teinte sombre, brune, parfois rougeâtre ou violacée. Les fissures sont nombreuses et, du fait de l'altération, l'ancien front de taille est assez instable. Le faciès principal est constitué d'une roche porphyrique à phénocristaux de plagioclase de taille millimétrique à plurimillimétrique dans une pâte homogène ou pouvant présenter des amygdales millimétriques (remplissage de quartz et chlorite) parfois très étirées. La composition de cette roche est celle d'une andésite ou d'un trachy-andésite. Sur la route de Sainte-Barbe (toute proche), la roche montre une texture porphyrique avec des phénocristaux de plagioclase d'assez grande taille. Le long de la falaise sur de l'anse de Beauport (affleurement suivant), la texture de la roche, microgrenue peut être porphyrique. Sa composition est plus basaltique.

Rejoindre Paimpol où il faut prendre (à droite en venant de Plouézec) la direction (indiquée) de la pointe de Guilben. Parking en bout de route. Descendre environ 200 m à pied (sentier).

Affleurement 12 (pointe de Guilben). Métabasaltes de la Formation de Paimpol (« spilites de Paimpol »). La pointe est entièrement constituée de métabasaltes correspondant aux « spilites de Paimpol » des auteurs. Les roches présentent des teintes vertes caractéristiques du métamorphisme spilitique, avec une texture volcanique largement préservée (très faible déformation). De très beaux pillow lavas sont bien visibles sur la grève et le talus attenant, à droite en arrivant. Des brèches volcaniques à éléments pluricentimétriques-décimétriques affleurent largement. Une schistosité discrète est localement visible dans des niveaux fins.

Itinéraire 2 (dans les terres)

À partir de Lanvollon, prendre la D 7 vers le Sud, traverser Tressigneaux puis, 1 km plus loin, tourner à droite par le chemin d'accès à la carrière (indiquée).

Affleurement 13 (carrière de Tressigneaux). Amphibolites de la Formation de Lanvollon (Membre du Roselier). Cette grande carrière

en activité met essentiellement à jour (roche très fraîche) le faciès sombre à grain fin caractéristique des « amphibolites de Lanvollon ». Quelques faciès plus grossiers (métagabbroïques) sont observés localement, ainsi que des passées plus acides. Des niveaux centimétriques à pluridécimétriques de pegmatites acides sont boudinés dans la foliation. Celle-ci est bien réglée (proche de N-S, pentée vers l'Est), la linéation, subhorizontale, est nette dans les amphibolites.

Dans le fond de la carrière, quelques filons (puissance décimétrique) de dolérite tardive recoupent la foliation. Cependant, bien que non foliés (et non métamorphiques), ces filons sont légèrement plissés (ondulés), la foliation des amphibolites étant plan axial des plis. Cette structuration implique un faible rejeu tectonique tardif avec raccourcissement perpendiculaire au plan de foliation.

Sur le territoire de carte, les amphibolites affleurent abondamment au Nord-Ouest de Lanvollon, le long de la D 6. Sur la carte Saint-Brieuc, le bord de mer fournit de très beaux affleurements (secteur de la pointe du Roselier).

Affleurement 14 (carrière de Coat-Men). Leptynites et gneiss à amphiboles de la Formation de Lanvollon (Membre de Lannion—Pléguen). La roche, très fraîche, est gris clair à gris moyen (fonction de la proportion d'amphiboles, généralement peu abondantes). Il s'agit de leptynites et de gneiss à amphibole. La biotite est absente. Le grain généralement de taille moyenne est localement grossier (initialement roche grenue). La recristallisation est franche et la déformation forte, mais l'anisotropie pas très développée du fait de la faible proportion de minéraux à habitus allongé. Ce sont ces roches qui ont fourni un âge de mise en place à 588 Ma. Quelques niveaux d'amphibolite (puissance centimétrique à décimétrique) sont orientés parallèlement à la foliation. Très localement, ils constituent un rubanement. Des filons dolérite-basaltiques recoupent la foliation. Certains sont déformés et métamorphisés et donc précoces, au contraire d'autres qui apparaissent franchement tardifs au même titre que les filons de la carrière de Tressigneaux.

Des sulfures (pyrite en cristaux alignés dans la foliation) sont localement abondants.

Rejoindre vers l'Ouest Trévérec, puis Saint-Gilles-les-Bois par la D 6 puis la D 77. Rejoindre ensuite au Sud-Ouest la D 787 puis prendre la direction de Squiffiec pour rejoindre le moulin de Pommerit en rive droite du Trieux.

Affleurement 15 (moulin de Pommerit). Métagabbros de Squiffiec. Les métagabbros présentent un grain moyen. Les minéraux orientés de plagioclase (blanc) et d'amphibole (sombre), aisément reconnaissables à l'œil nu, définissent une fabrique planaire relativement discrète. Ces métagabbros affleurent largement un peu plus au Sud au sein d'une carrière abandonnée (**affleurement 15'**) située en rive gauche du Trieux et que l'on peut rejoindre à partir de la D 787. La roche y

est fraîche mais une végétation basse abondante n'y autorise généralement qu'un accès difficile.

Poursuivre un peu vers le Sud le long de la D 787 avant d'obliquer à gauche en direction de Folgoat. Très largement à l'Ouest du hameau, une excavation (temporaire?) constitue l'affleurement 16.

Affleurement 16 (Folgoat). Métagabbros de Squiffiec et leucogranite de Pabu. Dans cette excavation, les métagabbros sont intrudés par des filons de pegmatite associés au leucogranite de Pabu. Il s'agit du seul affleurement où on voit les relations entre les deux formations.

Revenir vers la D 787 que l'on empruntera à nouveau vers le Sud pendant environ 1 km (direction de Pabu et Guingamp). L'affleurement 17 est situé dans le talus de la route.

Affleurement 17 (Nord de Pabu). Leucogranite de Pabu. Il s'agit d'une roche très claire, à grain de taille variable, peu déformée et injectée de filons pegmatitiques. Outre le quartz et le feldspath, on reconnaît aisément à l'œil nu la muscovite, de grande taille, et le grenat.

Rejoindre Squiffiec puis Kermoroc'h par la D 32. Se diriger ensuite vers Saint-Laurent. Après avoir passé le ruisseau du Poirier, à proximité du château du même nom, dans une courbe, les talus de la route offrent le meilleur affleurement de migmatites.

Affleurement 18 (château du Poirier). Migmatites de Guingamp. On note sur cet affleurement le faciès clairement migmatitique des roches, c'est-à-dire l'alternance de lentilles claires (leucosomes) à quartz et feldspaths, d'épaisseur centimétrique à décimétrique, et de niveaux sombres (mélanosomes) constitués essentiellement de biotite, millimétriques à centimétriques. Cette roche apparaît ainsi issue de la fusion partielle d'une roche parent générant un liquide correspondant aux leucosomes, les résidus de fusion (partie non fondue) correspondant aux mélanosomes. L'absence de faciès pouvant correspondre à la roche parent de ces migmatites suggère que le degré de fusion a été important. La foliation, marquée par l'alignement des minéraux et l'aplatissement des leucosomes, de direction N160-180, pend vers l'Est. Des filons apliques recoupent la foliation à l'emporte-pièce. De nombreux critères (bandes de cisaillement de type C) indiquent un mouvement en faille normale vers l'Est.

Revenir légèrement (200 m) en direction de Kermoroc'h jusqu'à l'affleurement 19 à l'entrée du sentier botanique.

Affleurement 19 (départ sentier botanique). Leucogranite de Piouisy. Le leucogranite, à deux micas (biotite et muscovite) est déformé, la foliation étant soulignée par l'alignement des micas. Par ailleurs, ce granite contient des enclaves métriques de migmatites.

Suivre le sentier botanique parallèlement à la rivière du Poirier.

Affleurement 20 (sentier botanique). Migmatites et leucogranites mylonitiques. En suivant le sentier, on peut observer le contact entre les migmatites et le granite. Dans le talus à l'aplomb du chemin, au-dessus d'une croix, affleurent des leucogranites et des migmatites extrêmement déformés (mylonites à ultramylonites) et à peine reconnaissables. Les migmatites présentent de petits « yeux » millimétriques de quartz et feldspaths disséminés dans une matrice sombre très fine. Les yeux correspondent aux leucosomes qui ont été étirés et boudinés. La dissymétrie de leur forme indique que la roche a été cisailée avec un mouvement en faille normale vers l'Est. Le suivi cartographique de cette zone mylonitique et l'intensité de la déformation indiquent qu'il s'agit d'une des zones de déformation majeure à l'échelle de la carte.

Rejoindre Pontrieux. Poursuivre au-delà de cette ville vers le Nord par la D 787, en direction de Pleudaniel et Lézardrieux, jusqu'à rejoindre sur la droite le château de la Roche-Jagu, en rive gauche du Trieux.

Affleurement 21 (château de la Roche-Jagu). Formation de la Roche-Jagu. Outre l'intérêt du château (à visiter), ce site permet de contempler un très beau panorama sur la vallée du Trieux. En face du château, sur la rive droite, à la base de la pointe de Coat-Ermit, les bancs de grès de la Formation de Port-Lazo sont visibles à marée basse. Au-dessus, la voie de chemin de fer est entaillée pour l'essentiel dans les grès de la formation de la Roche-Jagu surmontés vers le sommet de la falaise par les grès grossiers à microconglomératiques de la formation de Toul-Lan et dont l'extension peut être repérée grâce aux pins de la forêt de Penhoat-Lancerf.

Le château lui-même est implanté près du contact entre les formations de Port-Lazo et de la Roche-Jagu. Au niveau des remparts restaurés, du côté sud du château, on peut voir le contact entre les grès fins et argilites de la Formation de Port-Lazo intrudés par les volcanites ordoviciennes à texture porphyrique ou microgrenue. De l'autre côté du château, une petite carrière montre un affleurement caractéristique de la formation de la Roche-Jagu, constitué de bancs pluridécimétriques de grès rouge à grain fin micacé. Une belle surface de banc à rides de courant a été dégagée sur quelques mètres. Des traces de déformations synsédimentaires (bancs de grès plissés) sont également visibles. Le pendage des couches est relativement fort (56 °ENE), vraisemblablement du fait d'une tectonique de basculement de blocs.

BIBLIOGRAPHIE

- ADAMS C.J. (1976) — Geochronology of the Channel Islands and adjacent French mainland. *J. Geol. Soc. London*, vol. 132, p. 233-250.
- Anonyme (1987) — Carte des sols au 1/100000. Saint-Brieuc : DDAF Côtes-d'Armor édit.
- ARNAUD G. (1980) — L'intrusion gabbro-dioritique de Saint-Quay-Portrieux (Côtes-du-Nord). Thèse 3^e cycle, Paris VI, 141 p.
- ASHWORTH J.R. (1986) — Introduction. *In* J.R. Ashworth (éd.): « Migmatites ». New York : Blackie, Chapman and Hall, 302 p.
- AUVRAY B. (1979) — Genèse et évolution de la croûte continentale dans le Nord du Massif armoricain. Thèse État, Rennes, 681 p.
- AUVRAY B., CHARLOT R., VIDAL P. (1980a) — Données nouvelles sur le Protérozoïque inférieur du domaine nord-armoricain (France) : âge et signification. *Can. J. Earth Sci.*, vol. 17.
- AUVRAY B., LEFORT J.P., MONNIER J.L. (1976) — Notice explicative, Carte géol. France (1/50000), feuille Tréguier (171). Orléans : BRGM, 26 p. Carte géologique par B. Auvray, J.L. Monnier, J.P. Lefort (1976).
- AUVRAY B., MACE J., VIDAL P., VAN DER VOOR. (1980b) — Rb-Sr dating of the Plouézec volcanics, N Brittany : implications for the âge of red beds (« séries rouges ») in the northern Armorican Massif. *J. Geol. Soc. London*, vol. 137, p. 207-210.
- AUVRAY B., MAILLET P. (1977) — Volcanisme et subduction au Protérozoïque supérieur dans le Massif armoricain (France). *Bull. Soc. géol Fr.* (7), t. XIX, n° 5, p. 953-957.
- BALE P. (1988) — La tectonique cadomienne dans l'Est du Trégor (Massif armoricain). *Géologie de la France*, n° 1, p. 3-16.
- BALE P., BRUN J.P. (1983) — Les chevauchements cadomiens de la baie de Saint-Brieuc. *C.R. Acad. Sci.*, Paris, 297, p. 359-362.
- BALÉ P., BRUN J.P. (1989). — Late Precambrian thrust and wrench zones in northern Brittany (France). *J. Struct. Geol.*, vol. 11, n° 4, p. 391-405.
- BALLARD J.P. (1989) — Approche géologique et mécanique des décollements dans la croûte supérieure. Thèse doct. univ. Rennes I.
- BARDY P., LEFORT J.P. (1987) — Structure et stratigraphie des formations antémésozoïques du golfe normand-breton d'après l'interprétation de données sismiques. *C.R. Acad. Sci.*, Paris, t. 304, sér. II, p. 997-1000.
- BARKER A.J. (1990) — Introduction to metamorphic textures and microstructures. New York : Blackie, 162 p.
- BARRAT J.A. (1986) — Pétrologie du magmatisme tardi-cadomien du domaine nord-armoricain : géochimie de l'intrusion de Saint-Quay. *Hercynica*, II, (2), p. 125-133.
- BARROIS C. (1896) — Carte géol. France (1/80000), feuille Saint-Brieuc (1^{re} éd.).

- BARROIS C. (1897) — L'extension du limon quaternaire en Bretagne. *Ann. Soc. géol. Nord*, XXVI, p. 33-44.
- BARROIS C. (1899) — Brioverian System in sketch of the geology of central Brittany. *Proc. Geol. Ass.*, XVI, p. 101-132.
- BARROIS C. (1908) — Carte géol. France (1/80000), feuille Tréguier (1^{re} éd.).
- BASALTIC VOLCANISM STUDY PROJECT (1981) — Basaltic volcanism on the terrestrial planets. New-York : Pergamon, 1286 p.
- BAULIG H. (1933) — À propos du relief armoricain et de l'origine des loess bretons. *Bull. Ass. géogr. fr.*, 67, p. 51-55.
- BEBIEN J. (1980) — Magmatismes basiques dits « orogéniques » et « anorogéniques » et teneurs en TiO_2 : les associations « isotitanées » et « anisotitanées ». *J. Volc. Geotherm. Res.*, 8, p. 337-342.
- BERTHÉ D., CHOUKROUNE P., JÉGOUZO P. (1979) — Orthogneiss, mylonite and non coaxial déformation of granites : the example of the South Armorican Shear Zone. *J. Struct. Geol.*, 1,(1), p. 31-42.
- BIGOT B., MONNIER J.L. (1987) — Stratigraphie et sédimentologie des loess récents du Nord de la Bretagne. Données nouvelles d'après l'étude des coupes de Sable-d'Or-les-Pins et de Port-Lazo (Côtes-du-Nord, France). *Bull. Ass. fr. étude Quaternaire*, n.s., n° 29, p. 27-36.
- BONJOUR J.L., PEUCAT J.J., CHAUVEL J.J., PARIS F., CORNICHE J. (1988) — U/Pb zircon dating of the Early Paleozoic (Arenigian) transgression in western Brittany (France) : a new constraint for the Lower Paleozoic time-scale. *Chemical Geology*, 72, p. 329-336.
- BONNOT-COURTOIS C, LE VOT M. (1993) — Baie de Saint-Brieuc. Carte de répartition des sédiments superficiels en 1962. Lab. géomorph., E.P.H.E. Dinard, 1 carte + notice.
- BOUCHEZ J.L., PÊCHER A. (1981) — The Himalaya main central thrust pile and its quartz-rich tectonites in central Nepal. *Tectonophysics*, 78, 23-50.
- BROWN M. (1979) — The tectonic evolution of the Precambrian rocks of the St-Malo region, Armorican Massif, France. *Precambrian Research*, 6, p. 1-21.
- BRUN J.P. (1981) — Instabilités gravitaires et déformation de la croûte continentale. Application au développement des dômes et des plutons. Thèse, Rennes.
- BRUN J.P. (1992) — *In* : Discussion on the timing and kinematics of Cadomian déformation (northern Brittany). *J. Geol. Soc.*, 149, p. 151-155.
- BRUN J.P., BALÉ P. (1990) — Cadomian tectonics in northern Brittany. *In* R.S. D'Lemos, R.A. Strachan, C.G. Topley (eds) : « The Cadomian Orogeny ». *Geological Society*, Spec. Publ. 51, p. 95-114.
- CABANIS B. (1986) — Identification des séries magmatiques dans les socles métamorphiques sur la base de critères géologiques, pétrographiques et géochimiques. Mém. sci. Terre, univ. P.-et-M. Curie, 690 p. (thèse, Paris).

- CABANIS B., CHANTRAINE J., RABU D. (1986) — Étude géochimique du volcanisme briovérien (Protérozoïque supérieur) du domaine nord-armoricain ; implications géodynamiques. *C.R. Acad. Sci.*, Paris, t. 303, sér. II, n° 1.
- CABANIS B., THIEBLEMONT D. (1988). — La discrimination des tholéïtes continentales et des basaltes arrière-arc : proposition d'un nouveau diagramme discriminant : le triangle Th-3xTb-2xTa. *Bull. Soc. géol. Fr.*, sér. 8, t. IV, p. 927-935.
- CALVEZ J.Y., VIDAL P. (1978) — Two billions years old relicts in the Hercynian belt of western Europe. *Contrib. Mineral. Petrol.*, vol. 65, p. 395-399.
- CHANTRAINE J., CHAUVEL J.J., BALE P., DENIS E., RABU D. (1988) — Le Briovérien (Protérozoïque supérieur à terminal) et l'orogénèse cadomienne en Bretagne (France). *Bull. Soc. géol. Fr.* (8), t. IV, n° 5, p. 815-829.
- CHAURIS L. (1971) — Les recherches récentes sur le Grès armoricain (Skiddavien) dans le Nord-Ouest de la Bretagne. In: « Colloque Ordovicien-Silurien » (Brest, septembre 1971). *Mém. BRGM*, n° 73, p. 213-221.
- COGNE J. (1959) — Données nouvelles sur l'Antécambrien dans l'Ouest de la France : Pentevrien et Briovérien en baie de Saint-Brieuc (Côtes-du-Nord). *Bull. Soc. géol. Fr.* (7), t. I, p. 112-118.
- COGNE J. (1962) — Le Briovérien. Esquisse des caractères stratigraphiques, métamorphiques, structuraux et paléogéographiques de l'Antécambrien récent dans le Massif armoricain. *Bull. Soc. géol. Fr.* (7), t. IV, p. 413-430.
- COGNE J. (1972) — Le Briovérien et le cycle orogénique cadomien dans le cadre des orogènes fini-précambriens. Notes et mém. Serv. géol. Maroc, n° 236, p. 93-218, et coll. intern. CNRS, Paris, n° 192.
- COGNE J. (1976) — La chaîne hercynienne ouest-européenne correspond-elle à un orogène par collision? Propositions pour une interprétation géodynamique globale. Colloques intern. CNRS, n° 268 : « Écologie et géologie de l'Himalaya ».
- CORPEL J. (1990) — Traitement et réinterprétation des données gravimétriques et magnétiques disponibles sur la zone Bretagne nord (Saint-Brieuc). Note technique BRGM 90 GPH 010, 34 p., 1 fig., 20 pl.
- DALLMEYER R.D., STRACHAN R.A., D'LEMOIS R.S. (1991) — Chronology of Cadomian tectonothermal activity in the Baie de Saint-Brieuc (north Brittany, France): evidence from $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ mineral ages. *Can. J. Earth Sci.* (28), p. 762-773.
- DARLET P.A., DABARD M.P., CHAUVEL J.J. (1990) — Les métasédiments briovériens de la Rance (Bretagne du Nord) dans l'évolution cadomienne du Massif armoricain. *C.R. Acad. Sci.*, Paris, t. 310, sér. II, p. 779-786.

- DAUTEIL O., DURAND J., BRUN J.P. (1987) — Arguments en faveur de décrochements synchrones du dépôt des séries rouges d'Erquy—Fréhel. *C.R. Acad. Sci.*, Paris, t. 304, sér. II, p. 83-88.
- DELATTRE C, WATERLOT G. (1959). Les formations rouges et vertes de Bréhec et de Plourivo (feuille de Tréguier à 1/80000). *Bull. Serv. Carte géol. Fr.*, n° 257, t. LVI, p. 337-346.
- DENIS E. (1988) — Les sédiments briovériens (Protérozoïque supérieur) de Bretagne septentrionale et occidentale (thèse doct. univ. Rennes I, 1987). Mémoires et documents du Centre armoricain d'étude structurale des socles, Rennes, 18, 222 p.
- DE YOREO J.J., LUX D., GUIDOTTI C.V. (1991) — Thermal modelling in low-pressure/high-temperature metamorphic belts. *Tectonophysics*, 188, p. 209-238.
- DHEILLY A. (1980) — Essais par pompage dans les volcanites du Trégor (C.-d.-N.). DEA., univ. sci. tech. Languedoc.
- DHEILLY-CARN A. (1983). — Contribution à l'étude hydrogéologique des volcanites du Trégor. Thèse 3^{ème} cycle, univ. sci. tech. Languedoc.
- DISSLER E., DORE F., DUPRET L., GRESSSELIN F., LE GALL J. (1988) — L'évolution géodynamique cadomienne du Nord-Est du Massif armoricain. *Bull. Soc. géol. Fr.* (8), t. IV, n° 5, p. 801-814.
- DUPRET L., DISSLER E., DORE F., GRESSSELIN F., LE GALL J. (1990) — Cadomian geodynamic evolution of the northeastern Armorican Massif (Normandy and Maine). In R.S. D'Lemos, R.A. Strachan, C.G. Topley (eds) : « The Cadomian orogeny ». *Geological Society, Spec. Publ.* n° 51, p. 115-131.
- ERLANK A.J., MARSH J.S., DUNCAN A.R., MILLER R.M., KAWKESWORTH C.J., BETTON P.J., REX D.C. (1984) — Geochemistry and petrogenesis of the Etendeka volcanic rocks from Swa/Namibia. In A.J. Erlank (ed) : « Petrogenesis of the volcanic rocks of the Karoo Province ». *Geol. Soc. South Africa, Spec. Publ.* 13, p. 195-245.
- FABRIÈS J., CONQUÈRÉ F., ARNAUD G. (1984) — The mafic silicates in the Saint-Quay-Portrieux gabbro-diorite intrusion : crystallization conditions of a calc-alkaline pluton. *Bull. Mineral.*, 1107, p. 715-736.
- FABRIÈS J., ARNAUD G., CONQUÈRE F. (1985) — Paragenèses à biotite-cordiérite-anthophyllite dans l'aurole métamorphique au Sud du pluton gabbro-dioritique de Saint-Quay-Portrieux (Côtes-du-Nord). *Bull. Soc. géol. Fr.* (8), t. 1, n° 3, p. 435-440.
- FLINN D. (1975) — On the symmetry principle and the déformation ellipsoid. *Geol. Mag.*, 102, p. 36-45.
- FOURCY E. (de) (1844) — Carte géologique des Côtes-du-Nord. Paris : impr. de Fain et Thanot, 172 p., 4 feuilles.
- GAPAIS D. (1989) — Les orthogneiss : structures, mécanisme de déformation et analyse cinématique (thèse État, Rennes I). Mémoires et documents du Centre armoricain d'étude structurale des socles, Rennes, 28, 377 p.

- GAPAIS D., BALÉ P. (1990) — Shear zone pattern and granite emplacement within a Cadomian sinistral zone at St-Cast (N Brittany). In R.S. D'Lemos, R.A. Strachan, C.G. Topley, (eds) : « The Cadomian orogeny ». *Geological Society*, Spec. Publ. 51, p. 95-114.
- GENESTIER V. (1984) — Pétrologie d'une intrusion calco-alcaline et ses enclaves : le massif cadomien de « Fort-la-Latte » (Bretagne nord). Thèse, Rennes.
- GILL J.B. (1981) — Orogenic andesites and plate tectonics. Berlin: Springer-Verlag, 390 p.
- GIOT P.R. (1955). — Quelques bifaces du Paléolithique ancien du Finistère. *Bull. Soc. archéol. Finistère*, Brest, LXXXI, p. 70-78.
- GIOT P.R., MONNIER J.L. (1972) — Chronologie relative des plages anciennes, des industries des limons et des sols fossiles associés au Nord de la Bretagne septentrionale. *C.R. Acad. Sci.*, Paris, 274, p. 2288-2290.
- GIOT P.R., MONNIER J.L. (1973) — Dépôts du Riss et du Riss-Würm en Bretagne. In : « Le Quaternaire. Géodynamique, stratigraphie et environnement : travaux français récents », 9^e congr. INQUA (Christchurch). *Bull. Ass. fr. étude Quaternaire*, 36, p. 55-56.
- GIOT P.R., MONNIER J.L. (1976a) — Les civilisations du Paléolithique inférieur en Armorique. In H. de Lumley : « La préhistoire française ». IX^e UISPP (Nice), CNRS édit., t.1, p. 944-946.
- GIOT P.R., MONNIER J.L. (1976b) — Les civilisations du Paléolithique moyen en Armorique. In H. de Lumley : « La préhistoire française ». IX^e UISPP (Nice), CNRS édit. t.1, p 1094-1097.
- GIOT P.R., MONNIER J.L. (1976c) — Les civilisations du Paléolithique supérieur en Armorique. In H. de Lumley : « La préhistoire française ». IX^e UISPP (Nice), CNRS édit., t. 1, p. 1311-1314.
- GRAINDOR M.J. (1957) — Le Briovérien dans le Nord-Est du Massif armoricain. *Mém. Serv. Carte géol. Fr.*, 211.
- GRAVIOU P. (1984) — Pétrogenèse des magmas calco-alcalins : exemple des granitoïdes cadomiens de la région trégorroise (Massif armoricain). Thèse 3^e cycle, Rennes, 236 p.
- GRAVIOU P. (1992) — Reconnaissance d'une suture majeure au sein de la chaîne cadomienne. *C. R. Acad. Sci.*, Paris, t. 315, sér. II, p. 1799-1802.
- GRAVIOU P., AUVRAY B. (1985) — Caractérisation pétrographique et géochimique des granitoïdes cadomiens du domaine nord-armoricain : implications géodynamiques. *C.R. Acad. Sci.*, Paris, t. 301, sér II, n° 5.
- GRAVIOU P., PEUCAT J.J., AUVRAY B., VIDAL P. (1988) — The Cadomian orogeny in the northern Armorican Massif, petrological and geochronological constraints on a geodynamic model. *Hercynica*, IV, (1), p. 1-13.

- GUERROT C., CALVEZ J.Y., BONJOUR J.L., CHANTRAINE J., CHAUVEL J.J., DUPRET L., RABU D. (1992) — Le Briovérien de Bretagne centrale et occidentale : nouvelles données radiométriques. *C.R. Acad. Sci.*, Paris, t. 315, p. 1741-1746.
- GUERROT C., PEUCAT J.J. (1990) — U-Pb geochronology of the Upper Proterozoic Cadomian orogeny in the northern Armorican Massif, France. *In* R.S. D'Lemos, R.A. Strachan, C.G. Topley (eds) : « The Cadomian orogeny. *Geological Society, Spec. Publ.* 51, p. 95-114.
- GUERROT C., PEUCAT J.J., DUPRET L. (1989) — Données nouvelles sur l'âge du système briovérien (Protérozoïque supérieur) dans le Nord du Massif armoricain. *C.R. Acad. Sci.*, Paris, t. 308, sér. II, p. 89-92.
- GUILLET P. (1983) — Les granites de Guérande et de Plouaret (Massif armoricain). Aspects structuraux et cinématiques de leur mise en place. Thèse 3^e cycle, Nantes, 162 p.
- HALLEGOUËT B., MONNIER J.L., MORZADEC-KERFOURN M.T. (1980) — Stratigraphie du Pléistocène de Bretagne. *In* J. Chaline : « Problème de stratigraphie quaternaire en France et dans les pays limitrophes ». *Bull. Ass.fr. étude Quaternaire*, n.s., n° 1, p. 211-225.
- HALLEGOUËT B., MORZADEC-KERFOURN M.T. (1977) — Terrasses climatiques ou terrasses eustatiques pléistocènes le long des cours d'eau de Bretagne occidentale. *Bull. Ass. géogr. fr.*, 441, p. 81-89.
- HALLOT E. (1988) — Magmatisme cadomien nord-armoricain. Exemple du massif gabbro-dioritique de Plouvara—Squiffiec. D.E.A., Rennes, 66 p.
- HEBERT R. (1993) — Évolution tectonométamorphique d'un arc insulaire au Protérozoïque supérieur : le domaine de Saint-Brieuc (Massif armoricain). Thèse doct. univ. Rennes.
- HÉBERT R., BALLÈVRE M. (1993) — Petrology of staurolite-bearing metapelites from the Cadomian belt, northern Brittany (France) : constraints on low-pressure metamorphism. *Bull. Soc. géol. Fr.*, t 164, n° 2, p. 215-228.
- HÉBERT R., HALLOT E., GUERROT C., CHANTRAINE J. (1993) — New structural, petrological and radiometric constraints within the Cadomian belt : chronology of events in the Baie de Saint-Brieuc, northern Armorican Massif (France). *C.R. Acad. Sci.*, Paris, 316, 395-401.
- HIRBEC Y. (1979) — Le complexe basique de Belle-Isle-en-Terre (Côtes-du-Nord). Sa place dans l'évolution géodynamique du nord du Massif armoricain. Thèse 3^e cycle, Rennes.
- IRVINE T.W., BARAGAR W.R.A. (1971) — A guide to the chemical classification of the common volcanic rocks. *Can. J. Earth. Sci.*, 8, p. 523-548.
- JEANNETTE (1972) — Analyse tectonique de formations précambriennes. Étude du Nord-Est de la Bretagne (thèse État, Strasbourg). *Sci. géol.*, Strasbourg, mém. 36, 175 p.

- JEANNETTE D., COGNE J. (1968) — Une discordance majeure au sein du Briovérien au flanc ouest de la baie de Saint-Brieuc. *C.R. Acad. Sci.*, Paris, t. 266, sér. D, p. 2211-2214.
- JONIN M. (1981) — Un batholite fini-précambrien : le batholite mancellien (Massif armoricain, France). Thèse État, Brest, 319 p.
- KUNO H. (1970) — High-alumina basalts. *J. Petrol.*, 1, p. 121-145.
- LAIRD J. (1982) — Amphibodes in metamorphosed basaltic rocks : greenschist facies to amphibolite facies. *In* : « Amphiboles : petrology and experimental relations ». Mineralogical Society of America, Chelsea, p. 113-135.
- LAIRD J., ALBEE A.L. (1981) — Pressure, temperature and time indicators in mafic schists : their application to reconstructing the polymetamorphic history of Vermont. *Amer. J. Sci.*, 281, p. 127-175.
- LAUTRIDOU J.P. (1985) — Le cycle périglaciaire pléistocène en Europe du Nord-Ouest et plus particulièrement en Normandie. Thèse État (géogr.), Caen. Groupe Seine édit., 908 p.
- LEAKE B.E. (1978) — Nomenclatures of amphiboles. *Bull. Soc. fr. minéral.*, vol. 101, p. 453-467.
- LE CORRE C. (1977) — Le Briovérien de Bretagne centrale : essai de synthèse lithologique et structurale. *Bull BRGM*, 1-3, p. 219-254.
- LEFORT J.P. (1975) — Le socle péri-armoricain. Étude géologique et géophysique du socle submergé à l'Ouest de la France (thèse État, Rennes). *Mém. Soc. géol. Fr.*, 130 (1977), 68 p.
- LEFORT J.P., DEUNFF J. (1971) — Esquisse géologique de la partie méridionale du golfe normand-breton (Manche). *C.R. Acad. Sci.*, Paris, t. 272 D, p. 16-19.
- LE MAITRE R.W. (éd.) (1989) — A classification of igneous rocks and glossary of terms. Recommendations of the International Union of Geological Sciences, Subcommission on the systematics of igneous rocks. Oxford : Blackwell Scientific Publications, 193 p.
- LE MOUËL J.L. (1969) — Sur la distribution des éléments magnétiques en France. Thèse, Paris, 154 p.
- L'HELGOUACH J. (1976) — Les civilisations néolithiques en Armorique. *In* H. de Lumley : « La préhistoire française ». IX^e UISPP (Nice), CNRS édit., II, p. 365-374.
- MACDONALD G.A., KATSURA T. (1964) — Chemical composition of Hawaiian lavas. *J. Petrol.*, 5, p. 82-133.
- MCMILLAN N.J., DUNGAN M.A. (1986) — Magma mixing as a petrogenetic process in the development of the Taos plateau volcanic field, New Mexico. *J. Geophys. Res.*, B6, p. 6029-6045.
- MARTIN H. (1977) — Contribution à l'étude de l'anatexis : le massif de St-Malo (Massif armoricain). Mobilisation des éléments durant la fusion. Proposition d'un modèle. Thèse 3^e cycle, Rennes, 95 p.
- MIYASHIRO A. (1974) — Volcanic rock series in islands arc and continental margins. *Amer. J. Sci.*, 274, 321-355.

- MONNIER J.L. (1974) — Les dépôts pléistocènes de la région de Saint-Brieuc. Stratigraphie et préhistoire. *Bull. Soc. géol. minéral. Bretagne* (C) VI, pp. 43-62.
- MONNIER J.L. (1980) — Le Paléolithique de la Bretagne dans son cadre géologique. Travaux lab. anthrop. préhist. protohist. et Quat. armoricain, Rennes, 607 p.
- MONNIER J.L., VAN VLIET-LANOË B. (1986) — Les oscillations climatiques entre 125000 ans et le maximum glaciaire d'après l'étude des coupes du littoral de la baie de Saint-Brieuc. Apport de la lithologie, de la pédologie et de la malacologie. *Bull. Ass. fr. étude Quaternaire*, n.s., n° 26, p. 119-126.
- MORZADEC-KERFOURN M.T. (1974) — Variations de la ligne de rivage armoricaine au Quaternaire. Analyses polliniques de dépôts organiques littoraux. Mém. Soc. géol. minéral. Bretagne, n° 17, 208 p.
- MULOT B. (1971) — Atlas guide des gîtes et indices du département des Côtes-du-Nord, 6 fasc, inédit.
- PAILLARD J.M. (1993) — Impact géotechnique des engins de pêche. Rapport préliminaire. Campagne IGEP 01. Rapport IFREMER - DITI/GO/SOM 93-37, 172 p.
- PASTEELS P., DORÉ F. (1982) — Age of the Vire-Carolles granite. In G.S. Odin (éd.) : « Numerical dating in stratigraphy ». New York: John Wiley, p. 784-790.
- PECCERILLO A., TAYLOR S.R. (1976) — Geochemistry of Eocene calc-alkaline volcanic rocks from the Kastamonu area, Northern Turkey. *Contrib. Mineral. Petrol.*, 58, p. 63-81.
- PEUCAT J.J., HIRBEC Y., AUVRAY B., COGNÉ J., CORNICHE J. (1981) — Late Proterozoic age from a basic-ultrabasic volcanic complex : a possible Cadomian orogenic complex in the Hercynian belt of western Europe. *Geology*, 9, 169-173.
- PEUCAT J.J. (1986) — Behaviour of Rb-Sr whole-rock and U-Pb zircon Systems during partial melting as shown in migmatitic gneisses from the St-Malo massif, NE Brittany, France. *J. Geol. Soc.*, 143, p. 875-886.
- PICCIRILLO E.M., MELFI A.J., COMIN-CHIARAMONTI P., BELLINI G., ERNESTO M., MARQUES L.S., NARDY A.J.R., PACCA I.G., ROISENBERG A., STOLFA D. (1988) — Continental flood volcanism from the Parana Basin (Brazil). In J.D. Mac Dougall (ed.) : « Continental Flood Basalts ». Dordrecht : Kluwer Academic Publishers, p. 195-238.
- PIERROT R., CHAURIS L., LAFORET C. (1974) — Inventaire minéralogique de la France. N° 5 : Côtes-du-Nord. Orléans : BRGM, 220 p.
- PINEL A. (1957) — Sur le développement et l'intérêt du faciès conglomératique dans les gneiss supérieurs roses des formations de Plouézec (Côtes-du-Nord) (si de la carte géologique de Tréguier). *C.R. somm. Soc. géol. Fr.*, n° 14.

- PINEL A. (1959) — Contribution à l'étude de la formation rouge de Plouézec-Plourivo dans les falaises de la baie de Paimpol. *Bull. Soc. géol. minéral. Bretagne*, n.s., fasc. 1, p. 21-36.
- PINEL A. (1964) — Contribution à l'étude des formations rouges azoïques du nord de la Bretagne. *Mém. D.E.S.*, Rennes, 70 p.
- PLUSQUELLEC Y. (1968) — Découverte d'un *Cervus elaphus* Linné dans le Trieux (Côtes-du-Nord). *Penn Ar Bed*, Rennes, 54, p. 305-307.
- POWELL R., HOLLAND T. (1990). — Calculated equilibria in the System KFMASH. *Amer. Mineralogist*, 75, p. 367-380.
- RABU D., CHANTRAINE J., CHAUVEL J.J., DENIS E., BALÉ P., BARDY P. (1990) — The Brioverian (Upper Proterozoic) and the Cadomian orogeny in the Armorican Massif. *In* R.S. D'Lemos, R.A. Strachan, C.G. Topley (eds) : « The Cadomian orogeny ». *Geological Society*, Spec. Publ. 51, p. 81-94.
- RABU D., CHAUVEL J.J., CHANTRAINE J. (1982) — Le domaine interne de la chaîne cadomienne dans le Massif armoricain : étude lithostratigraphique, géochimique et structurale le long d'une transversale en baie de Saint-Brieuc. Documents BRGM, n° 66 (1983), 31p.
- RABU D., CHAUVEL J.J., CHANTRAINE J. (1983) — Nouvelles propositions pour la lithostratigraphie du Briovérien (Protérozoïque supérieur) et pour l'évolution géodynamique cadomienne en baie de Saint-Brieuc. *Bull. Soc. géol. Fr.* (7), t. XXV, n° 4, p. 615-621.
- REYNAUD J. (1848) — Mémoire sur les embouchures de la rivière de Pontrioux. *C.R. Acad. Sci.*, Paris, p. 218.
- ROACH R.A., LEES G.J., SHUFFLEBOTHAN M.M. (1990) — Brioverian volcanism and Cadomian tectonics, Baie de St-Brieuc, Brittany: stages in the evolution of a Late Precambrian ensialic basin. *In* R.S. D'Lemos, R.A. Strachan, C.G. Topley (eds) : « The Cadomian Orogeny ». *Geological Society*, Spec. Publ. 51, p. 41-68.
- RuË O. (1988) — Sédimentologie et morphogenèse des rivages et des fonds de la baie de Saint-Brieuc. Thèse doct. univ. Paris-Sud (Orsay), 254 p.
- RUELLAN F., BEIGBEDER Y., DAGORNE A. (1967) — Répartition des fonds sédimentaires détritiques dans la partie méridionale du golfe normand-breton. *C.R. Acad. Sci.*, Paris, t. 264 D, p. 1580-1583.
- RUFFET G., PERROUD H., FÈRAUD G. (1990) — $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ dating of a Late Proterozoic paleomagnetic pole for the Armorican Massif (France). *Geophys. J. Int.*, 102, p. 397-409.
- RYAN P.D., ROACH R.A. (1975) — The Brioverian-Pentevrian boundary at Palus plage (Armorican Massif, France). *Bull. Soc. géol. minéral. Bretagne* (C), VII, (1), p. 1-20.
- SPEAR F.S. (1981) — An experimental study of hornblende stability and compositional variability in amphibolite, *Amer. J. Sci.*, 281, 697-734.
- STRACHAN R.A., BROWN M., D'LEMOIS R.S., ROACH P.A., TRELOAR P.J. (1992) — Discussion on the timing and kinematics of Cadomian deformation (northern Brittany). *J. Geol. Soc.*, v. 149, p. 151-155.

- STRACHAN R.A., ROACH R.A. (1990) — Tectonic evolution of the Cadomian belt in north Brittany. *In* R.S. D'Lemos, R.A. Strachan, C.G. Topley (eds) : « The Cadomian Orogeny ». *Geological Society, Spec. Publ.* 51, p. 133-150.
- STREICKESSEN A. (1976) — To each plutonic rocks its proper name. *Earth Sci. Rev.*, 12, 1-33.
- SUIRE P. (1990) — Sédimentation des séries rouges ordoviciennes nord-armoricaines dans le bassin de Bréhec. Mém. D.E.A, univ. Rennes, 45 p., 4 ann.
- SUIRE P., DABARD M.P., CHAUVEL J.J. (1991) — Nouvelles données sur les séries rouges nord-armoricaines : étude du bassin ordovicien de Bréhec. *C.R. Acad. Sci.*, Paris, t. 312, II, p. 721-727.
- TALBO H. (1975) — Étude hydrogéologique des grès du Sud de Painpol. Réalisation de trois forages de reconnaissance. Rapport BRGM 75 SGN 49 BPL.
- TERS M. (1973) — Les variations du niveau marin depuis 10000 ans, le long du littoral atlantique français. *In* : « Le Quaternaire, géodynamique, stratigraphie et environnement : travaux français récents », IX^e congrès international INQUA (Christchurch). Comité national français de l'INQUA, Paris, p. 114-135.
- TERS M., PINOT J.P. et coll. (1960) — Littoral atlantique. Guide de l'excursion A10, VIII^e congrès INQUA (Paris), 110 p.
- VERDIER P. (1968) — Étude pétrographique et structurale du Trégor occidental (baie de Lannion). Thèse 3^e cycle, Strasbourg, 51p.
- VIDAL P. (1976) — L'évolution polyorogénique du Massif armoricain: apport de la géochronologie et de la géochimie isotopique du strontium (thèse État, Rennes). Mém. Soc. géol. minéral. Bretagne, 21, (1980), 162 p.
- VIDAL P., AUVRAY B., CHARLOT R., COGNÉ J. (1981) — Précambrian relicts in the Armorican Massif : their age and role in the evolution of the western and central European Cadomian-Hercynian belt. *Precambrian Research* (14), p. 1-20.
- VIDAL P., AUVRAY B., CHAUVET J.F., COGNE J. (1972) — L'âge radiométrique de la diorite de Saint-Quay-Portrieux (Côtes-du-Nord). *C.R. Acad. Sci.*, Paris, t. 275, sér. D, p. 1323-1326.
- VIDAL P., DEUTSCH S., MARTINEAU F., COGNE J. (1974) — Nouvelles données radiométriques en baie de Saint-Brieuc. Le problème d'un socle antécadomien nord-armoricain. *C.R. Acad. Sci.*, Paris, t. 279, sér. D, p. 631-634.

DOCUMENTS CONSULTABLES

La banque de données du sous-sol du BRGM détient l'inventaire des sondages et autres ouvrages souterrains exécutés dans le périmètre de la feuille et archive régulièrement les nouveaux travaux. Les documents peuvent être consultés soit au service géologique régional Bretagne, centre d'affaires Le Bignon, 4b, rue du Bignon, 35000 Rennes,

soit au BRGM, Maison de la Géologie, 77, rue Claude-Bernard,
75005 Paris.

AUTEURS

La part incombant aux différents auteurs dans la rédaction de la notice se répartit comme suit.

Introduction : E. ÉGAL et É. LE GOFF.

Descriptions des terrains : E. ÉGAL (formations de Lanvollon, Saint-Quay-Portrieux, Plouha, Binic et La Roche-Derrien), P. GUENNOC (bassin ordovicien de Plourivo), P. GUENNOC, É. HOULGATTE (géologie marine), P. LEBRET, B. HALLÉGOUËT (formations superficielles), É. LE GOFF (métagabbros de Squiffiec, granodiorite de Pontrieux, ensemble migmatitique et granitique), D. THIÉBLEMONT (Formation de Paimpol et géochimie de la Formation de Lanvollon).

Conditions de formation des entités géologiques : E. ÉGAL (plutonisme et sédimentation briovériens), P. GUENNOC (Paléozoïque), É. LE GOFF (migmatites et leucogranites), D. THIÉBLEMONT (volcanisme briovérien).

Évolution tectono-métamorphique : E. ÉGAL (évolution dans le domaine de Saint-Brieuc), É. Le GOFF (caractéristiques métamorphiques et évolution dans le domaine de Guingamp).

Synthèse géodynamique régionale : E. ÉGAL, É. LE GOFF, D. THIÉBLEMONT.

Géodynamique récente : P. LEBRET.

Géologie de l'environnement : L. CALLIER (gîtes et indices minéraux), A. CARN (ressources en eau), P. LEBRET (occupation du sol, géotechnique, substances utiles).

Documentation complémentaire : E. ÉGAL, P. GUENNOC, É. LE GOFF (itinéraires géologiques), P. LEBRET (préhistoire).

Présentation au CCGF : 10 décembre 1992.

Acceptation de la carte et de la notice : 25 novembre 1993.

Impression de la carte : 1996.

Impression de la notice : décembre 1995.

ANNEXES

ANALYSES CHIMIQUES ET GÉOCHRONOLOGIQUES

Éch. 182	Hornblende		Cummingtonite		Plagioclase				Ilm.	Ru.
					c	b	c	b		
SiO ₂	42.14	42.16	54.13	53.61	54.67	54.10	54.47	53.31	00.00	00.05
TiO ₂	00.79	00.50	00.00	00.10	00.00	00.00	00.00	00.00	49.77	99.67
Al ₂ O ₃	14.26	14.96	00.49	00.82	28.22	29.13	28.69	29.16	00.00	00.00
Cr ₂ O ₃	00.00	00.03	00.00	00.00	00.00	00.00	00.05	00.00	00.00	00.00
FeO	17.89	17.35	23.49	22.51	00.06	00.08	00.08	00.01	49.64	01.56
MnO	00.25	00.10	00.95	00.69	00.00	00.00	00.00	00.10	01.08	00.07
MgO	09.07	08.48	17.64	17.77	00.00	00.00	00.00	00.00	00.16	00.02
CaO	10.96	11.32	00.54	01.08	11.02	11.43	11.40	12.12	00.00	00.00
Na ₂ O	01.43	01.40	00.03	00.06	05.29	05.14	05.37	04.84	00.02	00.01
KO	00.61	00.28	00.01	00.00	00.00	00.02	00.04	00.06	00.00	00.00
Total	97.40	96.58	97.28	96.64	99.26	99.90	100.10	99.60	100.67	101.38
Norm.	23 ox				8 ox				6 ox	2 ox
Si	6.338	6.359	7.954	7.907	2.482	2.445	2.458	2.423	0.000	0.001
Aliv	1.662	1.641	0.046	0.093	1.510	1.552	1.527	1.563	0.000	0.000
Alvi	0.867	1.020	0.039	0.049	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000
Ti	0.090	0.057	0.000	0.011	0.000	0.000	0.002	0.000	0.955	0.990
Cr	0.000	0.003	0.001	0.000	0.000	0.000	0.002	0.000	0.000	0.000
Fe ²⁺	2.252	2.189	2.888	2.777	0.002	0.003	0.003	0.000	1.059	0.017
Mn	0.032	0.013	0.119	0.087	0.000	0.000	0.000	0.004	0.023	0.001
Mg	2.033	1.907	3.864	3.907	0.000	0.000	0.000	0.000	0.006	0.000
Ca	1.767	1.830	0.086	0.172	0.536	0.553	0.552	0.591	0.000	0.000
Na	0.417	0.411	0.009	0.017	0.466	0.450	0.470	0.427	0.001	0.000
K	0.117	0.054	0.002	0.000	0.000	0.001	0.002	0.003	0.000	0.000
Tot cat	15.575	15.484	15.008	15.020	4.996	5.004	5.016	5.011	2.044	1.009
				An	53.49	55.08	54.00	57.88		
				Ab	46.51	44.82	46.00	41.82		

I-1. Analyses représentatives des phases minérales des gabbros à Hbl + Pl + Cum de Squiffiec (échantillon 182)

Éch. 145	Orthopyroxène		Clinopyroxène		Hornblende		Plagioclase		Ilménite
					c	b	c	b	
SiO ₂	52.98	52.36	51.87	52.48	40.69	43.48	54.04	53.54	00.15
TiO ₂	00.10	00.13	00.32	00.29	02.51	01.68	00.05	00.05	47.18
Al ₂ O ₃	01.57	01.73	02.69	02.25	13.41	11.60	28.67	29.58	00.01
Cr ₂ O ₃	00.03	00.00	00.06	00.23	00.08	00.00	00.04	00.00	00.10
FeO	22.21	22.93	09.29	08.50	14.80	13.36	00.11	00.24	49.12
MnO	00.59	00.65	00.23	00.16	00.11	00.00	00.00	00.05	00.71
MgO	22.33	21.72	13.30	13.45	10.18	11.75	00.00	00.00	01.12
CaO	00.51	00.52	21.66	21.81	11.61	11.75	11.57	11.84	00.23
Na ₂ O	00.02	00.00	00.44	00.55	01.45	01.23	05.11	04.71	00.00
K ₂ O	00.00	00.02	00.00	00.01	01.51	01.26	00.12	00.17	00.03
Total	100.34	100.06	99.86	99.73	96.35	96.11	99.71	100.18	98.65
Norm.	6 ox				23 ox		8 ox		6 ox
Si	1.964	1.954	1.936	1.957	6.181	6.523	2.450	2.419	0.004
Alrv	0.036	0.046	0.064	0.043	1.819	1.477	1.533	1.576	0.000
Alvi	0.033	0.030	0.054	0.056		0.576	0.000	0.000	0.000
Ti	0.003	0.004	0.009	0.008	0.287	0.190	0.002	0.002	0.925
Cr	0.001	0.000	0.002	0.007	0.009	0.000	0.001	0.000	0.002
Fe ³⁺	0.000	0.009	0.022	0.004	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000
Fe ²⁺	0.689	0.706	0.268	0.261	1.880	1.677	0.004	0.009	1.072
Mn	0.019	0.021	0.007	0.005	0.014	0.000	0.000	0.002	0.016
Mg	1.234	1.208	0.740	0.748	2.306	2.629	0.000	0.000	0.043
Ca	0.020	0.021	0.866	0.872	1.890	1.889	0.562	0.573	0.006
Na	0.002	0.000	0.032	0.040	0.426	0.358	0.449	0.413	0.000
K	0.000	0.001	0.000	0.000	0.293	0.242	0.007	0.010	0.001
Tot cat	4.001	4.000	4.000	4.001	15.105	15.561	5.008	5.004	2.069
Wo	00.00	00.00	40.56	41.83			An 55.20	57.53	42.45
En	61.29	60.28	37.00	37.38			Ab 44.10	41.46	56.76
Fs	35.12	36.26	13.75	13.31			Or 00.70	01.01	00.79

I-2. Analyses représentatives des phases minérales des métagabbros de Squiffiec à Opx + Cpx + Hbl + Pl + Ilm + Qtz (échantillon 145). c = cœur ; b = bordure

Éch. 482	Hornblende			Plagioclase	
SiO ₂	46.98	47.65	47.08	54.33	53.98
TiO ₂	01.12	00.86	01.02	00.00	00.00
Al ₂ O ₃	08.67	08.79	08.65	29.22	29.59
Cr ₂ O ₃	00.03	00.00	00.03	00.00	00.00
FeO	15.89	16.48	15.54	00.14	00.04
MnO	00.20	00.47	00.19	00.00	00.00
MgO	11.05	11.04	11.14	00.00	00.00
CaO	11.99	12.07	12.30	11.34	11.66
Na ₂ O	01.15	00.97	01.06	05.44	04.99
K ₂ O	00.40	00.40	00.40	00.07	00.03
Total	97.48	98.73	97.41	100.54	100.29
Norm.	23 ox			8 ox	
Si	6.596	6.590	6.450	2.443	2.430
Al ^{IV}	1.404	1.410	1.550	1.548	1.570
Al ^{VI}	0.566	0.543	0.646	0.000	0.000
Ti	0.158	0.127	0.138	0.000	0.000
Cr	0.006	0.000	0.000	0.000	0.000
Fe ²⁺	1.922	1.838	2.118	0.005	0.001
Mn	0.037	0.054	0.031	0.000	0.000
Mg	2.526	2.702	2.231	0.000	0.000
Ca	1.791	1.798	1.871	0.546	0.562
Na	0.340	0.320	0.366	0.474	0.436
K	0.163	0.171	0.190	0.004	0.001
Tot cat	15.509	15.553	15.591	5.020	5.000
			An	53.32	56.26
			Ab	46.29	43.6
			Or	00.39	00.15

I-3. Analyses représentatives des phases minérales des métagabbros de Squiffiec (échantillon 482)

Éch. 140	Cumming- tonite*	Clino- pyroxène*	Hornblende	Plagioclase	Épidote	Sphène
SiO ₂	48.88	52.00	45.13	47.46	37.67	30.32
TiO ₂	00.32	00.12	00.56	00.00	00.15	38.31
Al ₂ O ₃	05.47	00.73	09.61	33.05	26.92	01.08
Cr ₂ O ₃	00.03	00.00	00.00	00.00	00.05	00.06
FeO	13.77	10.14	16.87	00.09	08.45	00.12
MnO	00.31	00.55	00.24	00.07	00.01	00.11
MgO	11.04	11.12	09.75	00.01	00.05	00.00
CaO	15.84	23.83	12.15	16.83	24.07	28.29
Na ₂ O	00.56	00.20	01.09	02.01	00.01	00.00
K ₂ O	00.33	00.01	00.55	00.02	00.01	00.00
Total	96.55	98.71	95.95	99.54	97.39	98.29
Norm.	23 ox	6 ox	23 ox	8 ox	12.5 ox	5 ox
Si	7.304	1.991	6.857	2.188	2.968	1.006
Al _{IV}	0.696	0.009	1.143	1.797	0.032	0.000
Al _{VI}	0.268	0.023	0.580	0.000	2.469	0.042
Ti	0.036	0.004	0.064	0.000	0.009	0.956
Cr	0.004	0.000	0.000	0.000	0.003	0.001
Fe ²⁺	1.721	0.325	2.144	0.003	Fe ³⁺ 0.501	0.003
Mn	0.039	0.018	0.031	0.003	0.001	0.003
Mg	2.459	0.635	2.209	0.001	0.005	0.000
Ca	2.537	0.978	1.978	0.832	2.032	1.006
Na	0.162	0.015	0.321	0.180	0.002	0.000
K	0.063	0.001	0.106	0.001	0.001	0.000
Tot cat	15.289	3.999	15.433	5.005	8.023	3.017
	Wo	48.53	An	82.13		
	En	31.81	Ab	17.77		
	Fs	17.17	Or	00.10		

I-4. Analyses représentatives des phases minérales des gabbros de Squiffic en enclave dans l'ensemble migmatique (échantillon 140) (*: phase minérale primaire)

Éch. 27	Hornblende				Plagioclase			
	c	b	c	b	c	b	c	b
SiO ₂	46.98	47.65	47.08	47.29	57.95	57.88	57.02	59.30
TiO ₂	01.12	00.86	01.02	00.70	00.00	00.04	00.06	00.04
Al ₂ O ₃	08.67	08.79	08.65	09.17	27.21	26.73	26.53	25.06
Cr ₂ O ₃	00.03	00.00	00.03	00.04	00.10	00.02	00.00	00.05
FeO	15.89	16.48	15.54	15.83	00.11	00.09	00.00	00.00
MnO	00.20	00.47	00.19	00.23	00.00	00.07	00.00	00.00
MgO	11.05	11.04	11.14	11.09	00.03	00.00	00.04	00.01
CaO	11.99	12.07	12.30	12.15	08.58	08.69	08.96	07.00
Na ₂ O	01.15	00.97	01.06	01.10	06.67	06.79	06.61	07.49
K ₂ O	00.40	00.40	00.40	00.38	00.04	00.05	00.14	00.06
Total	97.48	98.73	97.41	97.98	100.69	100.36	99.36	99.01
Norm.	23 ox				8 ox			
Si	6.964	6.983	6.974	6.963	2.576	2.585	2.574	2.667
Aliv	1.036	1.017	1.026	1.037	1.424	1.408	1.412	1.329
AlvI	0.479	0.502	0.485	0.556	0.002	0.000	0.000	0.000
Ti	0.125	0.097	0.113	0.078	0.000	0.001	0.002	0.001
Cr	0.003	0.000	0.004	0.004	0.004	0.001	0.000	0.002
Fe ²⁺	1.970	2.020	1.926	1.950	0.004	0.003	0.002	0.003
Mn	0.025	0.059	0.023	0.029	0.000	0.000	0.000	0.000
Mg	2.442	2.411	2.460	2.434	0.002	0.000	0.003	0.001
Ca	1.905	1.896	1.953	1.916	0.409	0.416	0.433	0.338
Na	0.330	0.277	0.304	0.315	0.575	0.588	0.579	0.653
K	0.076	0.076	0.076	0.072	0.002	0.003	0.008	0.003
Tot cat	15.355	15.338	15.344	15.354	4.998	5.005	5.013	4.997
				An	41.48	41.31	42.45	34.00
				Ab	58.31	58.38	56.76	65.69
				Or	00.01	00.01	00.79	00.31

I-5. Analyses représentatives des phases minérales des amphibolites à Hbl + Pl en enclaves dans l'ensemble migmatitique (échantillon 27). c = cœur ; b = bordure

Éch. 90	Talc		Serpentine		Chlorite		Antophyllite		Hornblende	
SiO ₂	62.18	62.25	41.35	42.13	30.40	32.03	57.21	57.04	47.58	46.53
TiO ₂	00.01	00.00	00.03	00.03	00.04	00.07	00.00	00.00	00.45	00.50
Al ₂ O ₃	00.05	00.03	03.46	02.27	17.86	16.36	00.02	00.00	07.91	09.32
Cr ₂ O ₃	00.00	00.00	00.45	00.00	00.45	00.19	00.10	00.00	00.57	00.53
FeO	02.19	01.88	05.87	06.86	06.07	05.88	12.25	11.67	06.63	07.00
MnO	00.00	00.05	00.08	00.25	00.00	00.00	00.68	00.65	00.05	00.08
MgO	29.04	29.42	35.22	34.79	30.57	31.28	26.26	26.05	18.55	17.73
CaO	00.00	00.00	00.00	00.00	00.02	00.00	00.44	00.63	12.16	12.12
Na ₂ O	00.00	00.02	00.05	00.00	00.02	00.00	00.01	00.01	01.44	01.81
K ₂ O	00.00	00.02	00.00	00.00	00.02	00.00	00.02	00.01	00.73	00.68
Total	93,47	93.67	86.51	86.35	85.45	85.80	96.99	96.07	96.06	96.30
Norm.	11 ox		7 ox		14 ox		23 ox		23 ox	
Si	4.031	4.026	1.970	2.018	5.925	6.191	7.973	8.003	6.898	6.754
Alrv			0.030	0.000	2.076	1.809	0.025	0.000	1.102	1.246
Alvi	0.004	0.002	0.164	0.128	2.027	1.917	0.000	0.000	0.250	0.349
Ti	0.000	0.000	0.001	0.001	0.006	0.010	0.000	0.004	0.049	0.055
Cr	0.004	0.001	0.017	0.000	0.070	0.029	0.010	0.000	0.065	0.061
Fe(tot)	0.119	0.102	0.234	0.275	0.989	0.950	1.428	1.369	0.804	0.849
Mn	0.000	0.003	0.003	0.010	0.000	0.000	0.080	0.077	0.006	0.010
Mg	2.806	2.837	2.501	2.484	8.879	9.012	5.455	5.448	4.010	3.835
Ca	0.000	0.000	0.000	0.000	0.004	0.000	0.066	0.095	1.890	1.885
Na	0.000	0.003	0.005	0.000	0.009	0.000	0.001	0.003	0.405	0.509
K	0.000	0.002	0.000	0.000	0.006	0.000	0.003	0.001	0.134	0.126
Tot cat	6.964	6.974	4.925	4.917	19.989	19.919	15.041	15.000	15.614	15.681

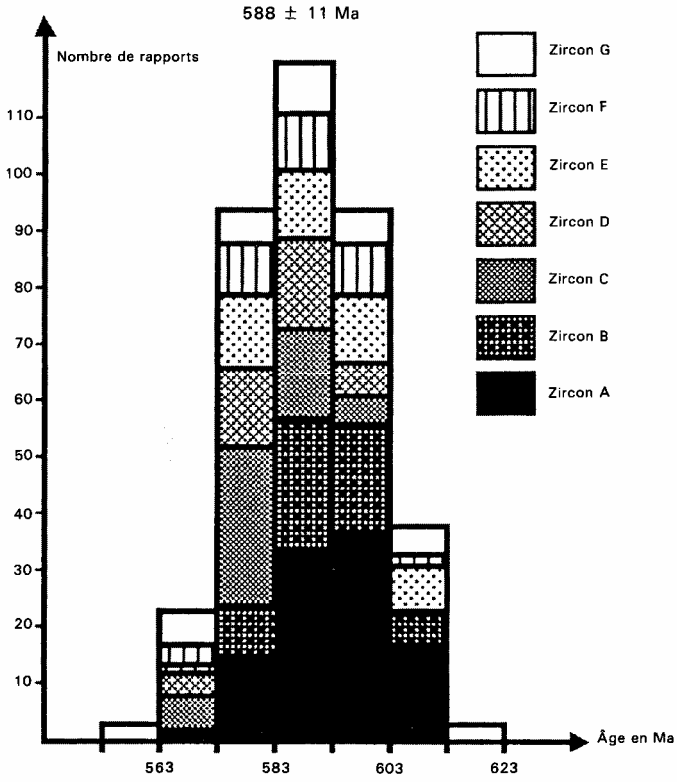
I-6. Analyses représentatives des phases minérales des ultrabasites en enclaves dans l'ensemble migmatitique (échantillon 90)

Éch. 117	Niveau sans clinopyroxène						Niveau à clinopyroxène					
	Hornblende		Plagioclase		Hornblende		Plagioclase		Pyroxène	Épidote	Ilménite	Sphène
	c	b	c	b	c	b	c	b				
SiO ₂	45.90	45.84	53.79	55.60	44.77	44.65	52.85	55.61	51.52	38.31	00.10	30.58
TiO ₂	01.23	01.16	00.00	00.00	01.17	01.13	00.02	00.01	00.00	00.34	55.09	39.91
Al ₂ O ₃	08.15	08.30	29.74	28.33	08.46	08.99	30.54	28.45	00.40	28.67	00.03	00.74
Cr ₂ O ₃	00.02	00.00	00.00	00.00	00.00	00.10	00.02	00.00	00.00	00.07	00.00	00.02
FeO	19.69	18.92	00.14	00.16	20.61	20.91	00.15	00.01	13.36	05.92	43.10	00.36
MnO	00.26	00.16	00.00	00.07	00.46	00.34	00.00	00.07	00.30	00.07	01.70	00.05
MgO	09.89	09.68	00.00	00.00	08.07	07.99	00.02	00.01	09.60	00.02	00.22	00.00
CaO	11.44	11.79	12.26	10.66	11.93	11.43	13.15	10.96	24.34	23.78	00.08	28.55
Na ₂ O	01.34	01.32	04.61	05.74	01.21	01.29	04.45	05.88	00.18	00.00	00.06	00.02
K ₂ O	00.13	00.18	00.02	00.01	00.16	00.19	00.00	00.03	00.00	00.00	00.00	00.00
Total	98.05	97.35	100.56	100.57	96.84	97.02	101.20	101.03	99.70	96.88	100.38	100.23
Norm.	23 ox		8 ox		23 ox		8 ox		6 ox	12.5 ox	6 ox	5 ox
Si	6.892	6.912	2.419	2.492	6.865	6.830	2.371	2.484	1.978	3.118	0.005	3.985
AlIV	1.108	1.088	1.577	1.497	1.135	1.170	1.615	1.498	0.018	0.000	0.000	0.015
AlVI	0.335	0.389	0.000	0.000	0.395	0.453	0.000	0.000	0.000	2.751	0.002	0.099
Ti	0.138	0.131	0.000	0.000	0.135	0.130	0.001	0.000	0.000	0.003	2.053	3.911
Cr	0.003	0.000	0.000	0.000	0.000	0.012	0.001	0.000	0.000	0.005	0.000	0.002
Fe ³⁺	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.039	0.363	0.000	0.000
Fe ²⁺	2.474	2.387	0.005	0.006	2.644	2.675	0.006	0.000	0.390	0.000	1.786	0.039
Mn	0.034	0.020	0.000	0.003	0.060	0.045	0.000	0.003	0.010	0.005	0.071	0.006
Mg	2.215	2.177	0.000	0.000	1.845	1.822	0.001	0.001	0.549	0.003	0.016	0.000
Ca	1.841	1.905	0.591	0.512	1.960	1.874	0.632	0.525	1.002	2.074	0.004	3.987
Na	0.390	0.386	0.402	0.499	0.360	0.383	0.387	0.509	0.014	0.000	0.006	0.006
K	0.025	0.035	0.001	0.000	0.032	0.037	0.000	0.002	0.000	0.000	0.000	0.000
Tot cat	15.455	15.430	4.995	5.009	15.431	15.431	5.014	5.022	4.000	8.322	3.943	12.050
		An 59.46	50.64		An 62.02	50.67	Wo 50.64					
		Ab 40.44	49.36		Ab 37.98	49.13	En 27.76					
		Or 00.00	00.00		Or 00.00	00.00	Fs 20.22					

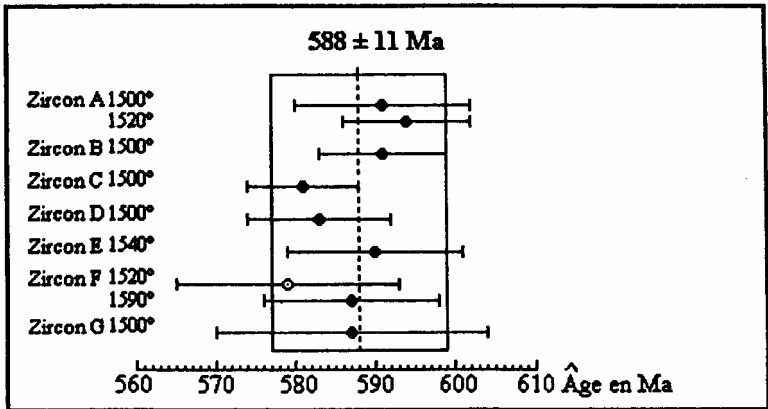
I-7. Analyses représentatives des phases minérales des amphibolites à Cpx en enclave dans l'ensemble migmatitique (échantillon 117). c = cœur ; b = bordure

Éch.	DBN7	317	112	274	6	213	242	1184	193	167
SiO ₂	44.69	45.71	45.63	46.91	45.05	47.15	41.20	40.37	41.50	40.84
TiO ₂	00.38	00.45	00.42	00.46	00.63	00.79	00.92	01.03	01.19	01.28
Al ₂ O ₃	10.61	09.04	10.21	08.90	10.63	08.01	12.34	11.87	13.31	12.20
Cr ₂ O ₃	00.06	00.13	00.23	00.01	00.00	00.00	00.00	00.00	00.03	00.00
FeO	17.04	16.63	15.60	13.85	14.58	15.92	20.66	23.89	20.51	22.72
MnO	00.40	00.28	00.34	00.32	00.24	00.17	00.34	00.33	00.28	00.42
MgO	10.15	11.05	11.30	12.39	12.11	12.21	07.59	06.21	07.98	05.93
CaO	11.39	11.44	12.22	12.00	11.63	10.90	11.63	11.22	10.94	10.16
Na ₂ O	01.26	01.36	01.30	01.04	01.49	01.61	01.35	01.58	01.67	01.61
K ₂ O	00.32	00.70	00.53	00.32	00.69	00.43	00.99	01.23	00.83	01.06
Total	96.30	96.79	97.78	96.20	97.05	97.19	97.02	97.73	98.24	96.22
Norm : 23 ox										
Si	6.755	6.875	6.758	6.976	6.700	7.004	6.364	6.311	6.299	6.411
AlIV	1.245	1.125	1.242	1.024	1.300	0.996	1.636	1.689	1.701	1.589
AlVI	0.646	0.479	0.542	0.537	0.564	0.407	0.611	0.499	0.680	0.670
Ti	0.044	0.051	0.047	0.051	0.070	0.088	0.107	0.121	0.136	0.151
Cr	0.008	0.015	0.027	0.001	0.000	0.000	0.000	0.000	0.004	0.000
Fe ²⁺	2.154	2.093	1.942	1.723	1.815	1.978	2.669	3.124	2.604	2.983
Mn	0.051	0.037	0.043	0.040	0.031	0.021	0.044	0.043	0.035	0.056
Mg	2.288	2.478	2.513	2.746	2.685	2.703	1.747	1.446	1.806	1.388
Ca	1.845	1.845	1.939	1.912	1.854	1.736	1.926	1.880	1.779	1.710
Na	0.371	0.396	0.373	0.299	0.429	0.464	0.405	0.478	0.492	0.490
K	0.062	0.135	0.101	0.061	0.132	0.081	0.195	0.246	0.161	0.212
Tot. cat	15.469	15.529	15.527	15.371	15.580	15.478	15.704	15.837	15.697	15.660

I-8. Analyses représentatives des amphiboles dans les amphibolites de la Formation de Lanvollon (Membre du Roselier)



Il-1 - Histogramme montrant la distribution des âges $^{207}\text{Pb}/^{206}\text{Pb}$ en fonction du nombre de rapports pour les sept zircons retenus pour la Formation de Lanvollon (Membre de Lannion-Pléguen)



II-2. Âges obtenus par palier de température pour les zircons du Membre de Lannion—Pléguien et âge moyen de la roche

Éch.	Zircon	T (°C)	Nombre de rapports	^{206}Pb / ^{204}Pb	^{208}Pb / ^{206}Pb	$^{207}\text{Pb}^*$ / $^{206}\text{Pb}^*$ ± 1σ	Âge par palier	Âge par zircon	Âge moyen	
DLA 18	Zr A	a/1500	53	27440	0.155	0.05965 ± 30	591 ± 11	588 ± 11 (sur 372 rapports)		
		b/1520	52	23130	0.158	0.05974 ± 22	594 ± 8			
	Zr B	a/1500	57	8160	0.182	0.05965 ± 21	591 ± 8			591 ± 8
	Zr C	a/1500	56	8120	0.170	0.05938 ± 19	581 ± 7			581 ± 7
	Zr D	a/1500	40	11050	0.146	0.05943 ± 24	583 ± 9			583 ± 9
	Zr E	a/1540	46	4540	0.194	0.05963 ± 29	590 ± 11			590 ± 11
	Zr F	a/1520	56	<i>10410</i>	<i>0.131</i>	<i>0.05932 ± 39</i>	<i>579 ± 14</i>			587 ± 11
b/1590		32	15030	0.143	0.05954 ± 30	587 ± 11				
Zr G	a/1500	36	5640	0.293	0.05954 ± 46	587 ± 17	587 ± 17			

II-3. Données isotopiques sur les zircons de la leptynite de la carrière de Coat-Men, Membre de Lannion—Pléguien. Les erreurs sont données à ± 1a. Les valeurs en italique n'ont pas été considérées dans le calcul de l'âge

Éch.	Localisation	Type
DLA04	Tressigneaux	Amphibolite foliée
DLA10	Tressigneaux	Amphibolite foliée
DLA01	Tressigneaux	Amphibolite foliée
DLA02	Tressigneaux	Amphibolite
DLA03	Tressigneaux	Amphibolite foliée
DYF1	Goudelin	Amphibolite
DYF2	Goudelin	Amphibolite
DYF3	Goudelin	Amphibolite

Localisation des échantillons

Éch.	SiO ₂	TiO ₂	Al ₂ O ₃	Fe ₂ O ₃ (t)	MnO	MgO	CaO	Na ₂ O	K ₂ O	P ₂ O ₅	PF
DLA04	49,8	0,94	15,47	9,89	0,14	8,04	10,33	2,92	1,16	0,09	0,99
DLA10	55,9	1,59	13,66	12,41	0,2	3,5	6,81	3,9	1,24	0,18	0,56
DLA01	58,5	1,88	13,38	12,61	0,13	2,34	5,7	4,54	0,72	0,26	0,9
DLA02	57,5	1,94	13,32	12,95	0,14	2,38	5,68	5,19	0,44	0,26	0,32
DLA03	57,1	1,96	13,38	13,09	0,17	2,58	6,18	4,32	0,71	0,27	0,3
DYF1	50,3	2,32	13,32	14,42	0,2	5,46	8,48	3,44	0,92	0,14	1,25
DYF2	53,8	2,32	13,67	11,98	0,17	3,96	8,1	4,47	0,61	0,24	0,63
DYF3	52,3	2,32	13,76	12,83	0,18	4,28	8,45	4,11	0,61	0,22	0,76

Éch.	Rb	Ba	Th	U	Ta	Nb	Sr	Hf	Zr	Co	Cr	Ni
DLA04	40	169	1	0,3	0,3	3,2	160	2	74	39	281	81
DLA10	33	342	4,1	1,1	0,9	7,9	213	5	160	32	23	27
DLA01	26	218	3,5	0,9	0,9	11,3	199	5,3	251	30	11	20
DLA02	7	133	3,6	1	0,9	10,9	179	5,6	239	29	11	27
DLA03	17	292	3,4	0,9	0,9	9,6	214	5,2	220	29	10	24
DYF1	24	223	1,8	0,6	0,7	5,5	114	4	145	45	21	39
DYF2	10	128	2,8	0,8	1,3	10,8	141	6,4	240	32	61	87
DYF3	13	162	2,9	0,9	1,3	10	139	6,3	224	32	66	52

Éch.	La	Ce	Nd	Sm	Eu	Gd	Tb	Dy	Er	Yb	Lu	Y
DLA04	5,7	13,2	8,4	2,6	0,8	3,2	0,6	3,9	2	1,9	0,3	21,3
DLA10	14,5	34,2	19,9	5,6	1,6	6,4	1,1	7,1	3,6	3,4	0,5	35,1
DLA01	17,6	41,4	23,9	6,9	1,8	7,5	1,3	8,4	4,9	3,9	0,6	53,7
DLA02	14,4	35,7	21,8	6,7	1,8	7,7	1,3	8,9	4,4	4,1	0,6	52,8
DLA03	17,6	40,5	23,2	6,8	1,8	7,5	1,3	8,8	4,4	4	0,6	48,7
DYF1	9,8	24,2	15,1	4,7	1,6	6,4	1	7,5	4,3	3,7	0,6	35
DYF2	17,5	41,8	25,4	7,4	2,5	9,9	1,5	10,5	5,9	4,9	0,8	47,2
DYF3	16,3	40,2	25	7,3	2,5	9,6	1,5	10,3	5,7	4,8	0,8	42,8

III-1. Analyses chimiques de roches de la Formation de Lanvollon (Membre du Roselier)

Éch.	Localisation	Type
DLA13	Coat-Men	Amphibolite foliée
DLA17	Coat-Men	Amphibolite foliée
DLA11	Coat-Men	Dyke amphibolitisé, folié
DLA12	Coat-Men	Dyke amphibolitisé, folié
DLA21	Coat-Men	Gneiss mésocrate
DLA18	Coat-Men	Gneiss amphibole
DLA19	Coat-Men	Amphibolite mésocrate
DLA14	Coat-Men	Gneiss
DLA15	Coat-Men	Gneiss
DLA16	Coat-Men	Gneiss amphibolique
DLA22	Coat-Men	Gneiss à amphibolique
DLAL10	Palus	Gneiss biotitique
DPAL25	Palus	Métabasalte
DPAL26	Palus	Amphibolite à biotite
DPAL15	Palus	Métalave sombre
DPAL1	Palus	Microgranodiorite
DPAL2	Palus	Métalave sombre
DPAL3	Palus	Métalave sombre
DPAL5	Palus	Métalave acide
DPAL6	Palus	Faciès microgrenu
DPAL7	Palus	Métalave acide
DPAL9	Palus	Métalave acide
DPAL11	Palus	Métarhyolite
DPAL12	Palus	Amphibolite à quartz
DPAL13	Palus	Métalave sombre
DPAL14	Palus	Métalave sombre
DPAL16	Palus	Métalave riche en épидote
DPAL23	Palus	Microgranite à épидote
DPAL24	Palus	Métapyroclastite acide
DPAL20	Pointe de Plouha	Amphibolite
DPAL18	Pointe de Plouha	Amphibolite
DPAL17	Pointe de Plouha	Gneiss sombre
DPAL19	Pointe de Plouha	Amphibolite
DPAL21	Pointe de Plouha	Dyke de Na-rhyolite
DPAL22	Pointe de Plouha	Amphibolite
DBN4	Bonaparte	Amphibolite schisteuse
DBN7	Bonaparte	Amphibolite schisteuse
DBN8	Bonaparte	Métabasalte/métadolérite
DBN1	Bonaparte	Métarhyolite
DBN2	Bonaparte	Métalave porphyrique
DBN3	Bonaparte	Métalave porphyrique
DBN5	Bonaparte	Métadacite porphyrique
DBN6	Bonaparte	Métadacite porphyrique
DVF1	Voie ferrée, N-Pontrieux	Métarhyolique
DVF2	Voie ferrée, N-Pontrieux	Métarhyolique

III-2. Analyses chimiques de roches de la Formation de Lannollon (Membre de Lannion—Pléguen). Localisation des échantillons

Éch.	SiO ₂	TiO ₂	Al ₂ O ₃	Fe ₂ O ₃ (t)	MnO	MgO	CaO	Na ₂ O	K ₂ O	P ₂ O ₅	PF
DLA13	48,2	0,67	18,65	9,61	0,15	5,62	9,71	4,47	0,67	0,15	1,62
DLA17	50,2	1,61	13,52	13,7	0,2	5,85	9,76	2,72	0,4	0,18	1
DLA11	51,7	1,69	13,57	13,37	0,19	5,4	9,34	3	0,48	0,17	1,23
DLA12	57,7	1,97	14,05	9,35	0,08	3,48	6,44	6,47	0,22	0,26	0,83
DLA21	60,4	1,47	13,26	11,35	0,14	1,45	4,68	5,97	0,34	0,41	0,26
DLA18	61	0,66	12,2	6,11	0,07	0,5	2,63	6,36	0,23	0,12	9,85
DLA19	61,3	1,31	13,57	10,93	0,11	1,26	4,72	5,46	0,34	0,35	0,28
DLA14	73,4	0,34	12,48	5,11	0,05	0,27	0,87	7,18	0,33	0	0,17
DLA15	72	0,4	12,69	4,54	0,03	0,23	1,9	7,05	0,06	0,05	0,11
DLA16	65,2	0,9	13,5	9,3	0,06	0,8	3,5	6,34	0,12	0,19	0,13
DLA22	68,6	0,63	13,11	7,51	0,04	0,41	1,69	7,73	0,07	0,1	0,02
DPAL20	52,5	0,59	19,39	9,04	0,14	4,38	0,54	3,55	7,22	0,07	1,73
DPAL25	55,7	2,23	12,94	13,59	0,18	3,37	4,88	3,94	2,03	0,35	0,8
DPAL26	54,7	2,43	13,16	13,71	0,2	4,02	4,49	3,53	2,51	0,3	0,66
DPAL15	56,6	1,99	13,47	12,54	0,15	3,68	3,88	4,03	1,99	0,33	0,45
DPAL1	67,6	0,55	15,09	4,93	0,07	1,02	1,58	5,86	1,12	0,08	1,38
DPAL2	62,3	1,3	15,05	8,45	0,19	2,2	3,05	5,9	1,4	0,29	0,36
DPAL3	74,1	0,48	12,41	3,99	0,06	1,03	0,87	5,5	0,38	0,08	0,89
DPAL5	78,8	0,56	10,77	2,69	0,06	0,46	1,07	4,69	1,3	0,1	0,27
DPAL6	72,5	0,4	13,34	3,88	0,08	1,16	1,63	3,12	2,33	0,05	1,08
DPAL7	74,2	0,37	12,79	4,46	0,08	0,72	0,87	5,26	1,21	0,05	0,84
DPAL9	80	0,3	9,79	2,02	0,05	0,46	0,47	4,35	1,74	0	0,42
DPAL11	74	0,57	11,71	4,74	0,09	0,79	0,82	5,51	1,37	0,08	0,35
DPAL12	63,9	1,78	12,91	8,36	0,1	3,3	2,26	4,34	1,57	0,25	0,69
DPAL13	70,7	0,9	12,99	5,16	0,08	1,29	1,53	5,67	1,24	0,14	0,47
DPAL14	68,5	0,79	13,09	4,73	0,07	2,39	1,4	2,91	4,93	0,15	0,54
DPAL16	70,2	0,65	13,64	4,4	0,07	0,3	4,74	3,23	1,78	0,12	1,18
DPAL23	75,6	0,67	10,66	4,16	0,08	0,49	4,56	3,16	0,28	0,11	0,41
DPAL24	70,6	0,82	13,5	4,23	0,06	1,07	1,67	4,9	2,66	0,14	0,5
DPAL20	49,9	1,48	14,49	12,64	0,28	6,43	8,15	3,56	1,05	0,17	1,07
DPAL18	49,8	3,21	12,18	16,38	0,24	4,3	7,65	1,97	1,48	0,81	1,34
DPAL17	73	0,87	12,68	4,18	0,06	0,94	0,85	4,8	1,93	0,13	0,93
DPAL19	57,8	2,07	14,1	12,17	0,18	2,5	3,86	5,49	1,21	0,31	0,7
DPAL21	75,9	0,14	12,48	1,76	0,08	0,44	1,94	6,11	0,47	0	0,44
DPAL22	57,9	1,93	13,34	11,07	0,21	3,62	4,38	4,95	1,11	0,4	0,65
DBN4	52,3	2,28	13,16	13,91	0,19	4,77	5,1	4,43	1,64	0,23	0,66
DEN7	48,8	1,74	12,95	13,34	0,22	8,17	9,01	2,46	0,84	0,24	1,52
DBN8	42	2,98	16,77	19,35	0,22	6,34	1,96	3,96	0,96	0,24	4,47
DBN1	68,3	0,62	14,39	5,81	0,08	1,49	0,56	7,49	0,15	0,1	0,76
DBN2	63	1,21	12,87	10,57	0,15	2,99	0,78	4,65	0,44	0,26	2,09
DEN3	65	1,14	12,59	9,88	0,21	2,36	0,9	4,92	0,45	0,25	1,64
DEN5	71	0,75	12,16	5,07	0,07	1,51	1,08	4,88	1,79	0,11	1,33
DEN6	74,8	0,2	12,47	3,1	0,06	0,48	0,45	4,83	2,59	0,05	0,54
DVFI	72,6	0,57	12,22	3,37	0,05	1,45	0,33	1,78	6,29	0,14	1,01
DVFI2	69,1	0,9	12,85	5,27	0,06	2,5	0,95	3,25	3,35	0,16	1,54

III-2. Analyses chimiques de roches de la Formation de Lanvollon (Membre de Lannion Pléguen) (suite)

Éch.	Rb	Ba	Th	U	Ta	Nb	Sr	Hf	Zr	Co	Cr	Ni
DLA13	15	297	3,5	1,9	0,3	2,7	457	1,9	59	29	66	64
DLA17	14	102	1,8	0,4	0,6	5,7	175	4	140	41	92	58
DLA11	9	141	2,2	0,6	0,7	6,6	145	4,3	132	40	62	57
DLA12	3	47	5,4	1,5	1,1	9,1	190	7	221	22	32	45
DPLA21	4	213	6,4	1,6	1,4	12,8	164	9,3	310	13	12	29
DPLA18	2	63	8,3	2	1,6	14,6	113	13,6	467	7	14	28
DPLA19	4	153	7	1,7	1,5	15	179	9,8	338	13	14	28
DPLA14	7	105	12,1	2,9	1,9	14,8	107	16,1	488	0	24	36
DPLA15	0	20	11,3	2,7	1,7	15,5	115	14,2	495	0	14	31
DPLA16	3	25	7,4	1,7	1,4	14,1	161	10,3	376	7	11	26
DPLA22	1	23	9,4	2,5	1,7	15,4	95	13,4	439	6	12	31
DPLA10	283	1603	7,1	2,7	1,6	32,2	58	14,4	591	5	11	28
DPLA25	66	401	2,6	0,9	0,6	8,8	124	6,1	196	28	10	20
DPLA26	82	412	2,8	0,9	0,7	7,8	100	5,7	173	28	0	20
DPLA15	59	454	5,5	1,8	0,9	11	168	6,8	220	22	10	22
DPLAL1	38	171	4,9	1,8	0,9	21,1	170	8,1	345	5	31	21
DPLAL2	67	305	5,9	2	0,9	13,7	95	7,6	270	8	26	24
DPLAL3	13	89	8,9	2,9	1,2	16,4	92	11	362	0	34	33
DPLAL5	21	847	3,5	1,3	0,7	14,9	99	6,1	252	7	39	35
DPLAL6	161	1229	11,5	3,8	1,6	20	108	14,6	448	0	22	28
DPLAL7	56	459	4,1	1,6	0,8	17,9	96	7	305	0	40	23
DPLAL9	37	379	3,2	1,3	0,7	15,3	42	6,5	264	0	47	19
DPLAL11	37	651	3,3	1,3	0,9	16,5	137	7,5	289	0	19	24
DPLAL12	65	331	4,1	1,8	0,8	10,9	79	5,5	194	25	18	18
DPLAL13	36	259	3,5	1,4	0,7	13,8	116	6,2	249	8	0	17
DPLAL14	139	2084	9	3,2	1,2	15,8	189	9,8	347	7	14	18
DPLAL16	76	186	3,6	1,5	0,7	13	533	5,8	232	5	41	18
DPLAL23	5	169	8,8	3,1	1,1	13,5	478	9,5	293	5	51	27
DPLAL24	67	567	5,5	2	0,9	13,9	103	9,1	335	8	33	31
DPLAL20	25	170	1,1	0,3	0,5	7,2	134	2,6	86	36	70	52
DPLAL18	54	411	1,3	0,4	1	21,8	224	4,6	195	30	32	27
DPLAL17	60	464	11,1	3,3	1,3	15,9	116	10,5	335	6	30	23
DPLAL19	36	437	2,4	0,8	0,6	12,6	61	4,9	196	21		20
DPLAL21	8	184	4,1	1,8	0,5	6,5	97	5,5	158	0	36	21
DPLAL22	29	233	4,7	1,6	0,9	12,1	97	6,9	239	18	21	24
DBN4	40	364	3	1	0,7	8,2	62	5,9	183	33	57	52
DBN7	15	153	1,6	0,5	0,8	9,6	145	3	93	40	116	83
DBN8	17	187	4,2	2,4	1	9,5	36	5,6	155	46	31	42
DBN1	3	32	10,2	3,7	1,4	15,1	48	9,8	328	9	44	29
DBN2	9	142	5,6	2	1	13,1	39	8,4	237	12	0	20
DBN3	10	201	5,9	2	1,1	14,5	40	9	263	11	17	23
DBN5	34	535	7,8	2,9	1,1	15,1	53	9,3	268	7	29	21
DBN6	37	804	5,3	2,5	0,5	5,9	44	5,9	154	0	40	28
DVF1	131	912	7,8	2,5	1,1	12,6	35	8,3	225	7	52	22
DVF2	75	493	6,4	2,2	0,9	10	57	8	229	12	55	34

III-2. Analyses chimiques de roches de la Formation de Lanvallon (Membre de Lannion-Pléguien) (suite)

Éch.	La	Ce	Nd	Sm	Eu	Gd	Tb	Dy	Er	Yb	Lu	Y
DLA13	13,2	28,4	15,1	3,8	1,1	3,7	0,6	3,7	1,8	1,7	0,3	15,5
DLA17	9,8	24,3	16,4	5	1,4	6,1	1	7,2	3,6	3,4	0,5	35,3
DLA11	10,7	26,5	17,3	5,3	1,6	6,4	1,1	7,6	4	3,7	0,6	37,2
DLA12	19,8	47,1	27,4	7,7	2	8,6	1,5	9,8	5,1	4,8	0,8	46,2
DLA21	29,7	69,8	40,3	11,3	2,8	12,9	2,2	14,6	7,3	7	1,1	70,8
DLA18	31,1	67,9	37,8	10,8	2,5	11,9	2	13,8	7,4	7,6	1,2	70,7
DLA19	29,7	68,5	41,3	11,8	3	13,4	2,3	15	7,8	7,3	1,1	76,2
DLA14	36,8	83,4	44,3	12,2	2,1	13,3	2,4	16,6	8,7	8,8	1,4	77,4
DLA15	32,3	73,3	39,3	10,9	2,4	12,8	2,3	16	8,6	8,8	1,3	82,8
DLA16	32	70	38,4	11,2	2,9	12,3	2,2	15	7,8	7,4	1,1	77,7
DLA22	37,3	82,8	43,4	12,1	3,1	13,2	2,3	16,1	8,5	8,7	1,3	77,3
DPAL10	41,7	91	50,8	12	2,2	13,3	2,3	15,6	10	10,8	1,6	95,7
DPAL25	19,3	45,1	28,7	7,3	2,3	8,1	1,4	9,1	5,3	4,7	0,6	38,7
DPAL26	18,5	41,7	25,9	6,6	2	7,3	1,3	8,4	5	4,4	0,6	35,2
DPAL15	24,7	58,2	31,9	7,9	2,2	8,5	1,4	9,1	5,6	5,5	0,8	54,6
DPAL1	32	70,9	34,4	8,1	1,7	8	1,3	8,6	5,5	6	0,8	51,2
DPAL2	30	64,4	31,1	7,5	1,4	7,7	1,3	8,5	5	5	0,7	54,4
DPAL3	40,6	89,8	41,3	9,1	1,7	8,8	1,5	9,9	6,2	6,4	1	61,1
DPAL5	32,2	60	26,3	6,4	1,6	6,5	1,1	6,9	4,2	4,5	0,7	40,8
DPAL6	49,2	112,2	51,2	11,3	1,9	11	1,8	12,4	7,8	8,3	1,3	69,6
DPAL7	27	61,2	31,9	7,5	1,6	8	1,3	8,2	5,3	5,6	0,9	54,5
DPAL9	25,1	54,2	26,7	6,5	1,2	7,1	1,2	7,9	5,3	5,5	0,8	48,8
DPAL11	21,6	49,8	26,2	6,4	1,8	7,3	1,2	8,3	5,4	5,9	0,9	50,5
DPAL12	26,8	58,1	29,5	6,5	1,9	6,7	1	6,7	4,1	4,2	0,7	42,1
DPAL13	25,9	61,8	29,7	6,8	1,5	6,5	1	6,8	4	4,3	0,6	37,3
DPAL14	35,1	74	37,9	8,2	1,3	8,2	1,3	8,7	5,2	5,4	0,8	54,8
DPAL16	25,7	58,4	28,9	6,4	1,3	6,6	1	6,5	3,9	4,1	0,6	38,8
DPAL23	28	81	37,7	7,9	1,5	7,3	1,2	8,2	4,9	4,5	0,8	45,3
DPAL24	27,6	59,9	31,3	6,8	1,5	6,6	1,1	7,4	4,5	4,5	0,6	32,9
DPAL20	10,9	23,8	14,3	3,9	1,4	4,6	0,8	5,2	3	3	0,4	27,1
DPAL18	38	76	42,6	9,7	3,1	9,9	1,5	9	4,9	4,7	0,7	48,8
DPAL17	36,3	76	39,8	8,8	1,7	8	1,4	9	5,5	5,7	0,9	48,3
DPAL19	18,8	43,4	27,4	6,9	2,1	7,7	1,2	7,9	4,6	4,7	0,7	47,4
DPAL21	28,1	65,4	34,6	8,1	1,4	8,3	1,4	9,3	6,2	6,5	1	50,7
DPAL22	29,3	68,6	38	8,9	2,7	9,1	1,5	9,4	5,4	5	0,8	54,8
DBN4	14,7	35,4	24,5	6,6	2	8,1	1,4	9	5,6	5,4	0,8	38,3
DBN7	14,3	32,7	20,6	5,1	1,8	5,2	0,8	5,5	3,1	2,9	0,4	23,8
DBN8	20	42,8	27,7	7,9	3,2	10,5	1,8	11,7	7,1	6,3	0,8	55,4
DBN1	35,7	78,9	38,8	8,2	1,5	8,1	1,4	9,4	6,1	6,3	0,9	42,4
DBN2	27	65,9	35,7	9	2,5	10,3	1,7	11,1	6,9	6,8	1	48,3
DBN3	32,6	81,2	41,6	10,4	2,9	11,6	1,9	13,1	7,8	7,6	1,1	59,5
DBN5	22,9	60,6	30,6	7,6	1,8	8,3	1,5	10	6,1	6,2	0,9	44,8
DBN6	20,2	52,7	27,5	6,9	1,7	7,6	1,3	9,2	6,2	6,3	1	43,3
DVF1	28,2	62	30,9	6,2	1,2	6,6	1,1	6,8	4,3	4,5	0,7	29,9
DVF2	28,1	58,8	32	6,9	1,6	6,8	1,1	7,7	4,7	4,6	0,7	30,2

III-2. Analyses chimiques de roches de la Formation de Lanvollon (Membre de Lannion-Pléguen) (suite)

Éch.	Membre	Localisation	Type
DPA03	Guilben	Guilben	Spilite
DPA02	Guilben	Guilben	Spilite
DYV1	Guilben	Yvias	Spilite
DYV2	Guilben	Yvias	Spilite
DYV3	Guilben	Yvias	Spilite
DRD1	Guilben	Trieux, Kermadec	Dolérite
DRD2	Guilben	Trieux, Kermadec	Dolérite
DPA04	Guilben	Guilben	Lave silicifiée
DPA05	Guilben	Guilben	Lave silicifiée
DPA10	Guilben	Jaudy, Kerhir	Lave calcitisée
DJ2	Gilben	Jaudy, Kerhir	Lave calcitisée
EE1045	Minihy-Tréguier	N-Pontrieux	Lave acide
DPA01	Dykes high-K	Guilben	Dyke acide
DJ1	Dykes high-K	Pont sur Trieux	Filon rhyolitique
DPA20	Dykes high-K	Guilben	Dyke bréchique
DPA22	Dykes high-K	Guilben	Dyke intermédiaire
DLEZ16	Dykes high-K	Keralain/EMA	Filon dans gabbro
DLEZ18	Dykes high-K	Keralain/EMA	Filon dans brèche
DLEZ19	Dykes high-K	Keralain/EMA	Filon dans spilites
DLEZ21	Dykes high-K	Keralain/EMA	Filon dans mylonite
DLEZ22	Dykes high-K	Keralain/EMA	Filon dans mylonite

Localisation des échantillons

Éch.	SiO ₂	TiO ₂	Al ₂ O ₃	Fe ₂ O ₃ (t)	MnO	MgO	CaO	Na ₂ O	K ₂ O	P ₂ O ₅	PF
DPA03	51,8	0,67	18,69	9,03	0,17	2,83	6,49	4,68	1,35	0,56	0,79
DPA02	48,5	1,46	17,38	11,5	0,16	5,9	6,77	4,81	0,34	0,16	0,95
DYV1	44,3	0,65	17	11,6	0,16	6,35	8	2,7	1,65	0,08	6,8
DYV2	46,5	0,7	15,7	10,8	0,2	10,6	5,5	3,4	0,54	0,09	5,5
DYV3	43,2	0,51	14,9	8,3	0,13	3,15	14,3	3,4	0,78	0,08	10,4
DRD1	50,3	0,78	16,18	9,8	0,17	8,69	5,19	3,75	0,87	0,13	3,84
DRD2	51,4	1,1	17,03	10,95	0,19	3,81	7,31	3,6	0,55	0,2	3,87
DPA04	74,3	0,61	12,23	2,37	0,05	1,42	1,98	6,08	0,24	0,2	0,97
DPA05	67,7	0,58	14,64	3,04	0,05	1,78	2,73	6,53	0,25	0,13	1,6
DPA10	29,4	0,44	10,01	5,24	0,12	2,07	28,09	1,6	0,61	0,08	22,16
DJ2	37,8	0,59	12,23	4,58	0,11	1,94	23,2	2	0,39	0,12	16,71
EE1045	79,6	0,2	9,92	1,93	0,04	2,5	0,28	1,03	1,32	0	2,76
DPA01	62,1	0,42	18,12	4,67	0,07	1,39	1,38	5,53	4,24	0,22	1,92
DJ1	74	0,13	12,97	1,93	0,07	0,23	0,42	4,65	4,03	0	0,5
DPA20	55,1	0,61	18,1	7,09	0,18	2,61	3,75	4,44	3,51	0,45	3,76
DPA22	58	0,65	17,92	7,16	0,14	2,26	2,91	4,5	2,9	0,32	3,18
DLEZ16	62,6	0,47	19,89	3,69	0,02	0,75	0,67	4,17	4,29	0,18	2,76
DLEZ18	76,5	0,11	13,71	1,02	0,02	0,24	0,32	5,51	1,61	0	1
DLEZ19	60,4	0,47	18,89	5,12	0,09	1,95	3,3	5,84	1,21	0,23	2,26
DLEZ21	47,2	1,13	12,98	10,06	0,15	10,24	9,94	2,15	1,18	0,27	4,55
DLEZ22	50,1	0,78	16,6	8,9	0,26	4,2	10,4	4,15	0,59	0,78	2,36

III-3. Analyses chimiques de roches de la Formation de Paimpol

Éch.	Rb	Ba	Th	U	Ta	Nb	Sr	Hf	Zr	Co	Cr	Ni
DPA03	3	818	1,1	2	0,1	1,1	991	1,4	63	17	16	13
DPA02	4	165	2,2	0,7	0,2	1,6	445	2,7	126	32	134	64
DYV1	58	300	1,8	1	0,3	1,5	148	2,3	48	55	331	108
DYV2	8	610	2	0,9	0,3	1,9	147	2,6	56	52	417	158
DYV3	27	137	1,1	0,9	0,1	0,9	234	1,2	36	31	294	82
DRD1	20	450	2	1	0,2	4,2	322	1,4	80	37	232	104
DRD2	8	262	2,1	0,9	0,2	3,4	273	1,6	76	24	13	10
DPA04	3	146	1,1	0,6	0,1	1,1	225	1,4	67	23	256	96
DPA05	4	130	1,1	0,6	0,1	1	294	1,4	67	19	246	81
DPA10	13	346	0,9	3	0,1	2	335	0,8	42	11	63	15
DJ2	10	168	1,1	2,2	0,1	1,8	428	1,3	67	14	257	56
EE1045	30	532	4,2	1,8	0,3	4,3	50	2,4	102	5	0	0
DPA01	83	2022	24,8	7,1	3,8	44	517	7,3	408	10	18	22
DJ1	154	1040	9,4	2,7	1	16,5	92	4,5	201	0	30	18
DPA20	71	2236	26,6	9	2,5	56	916	5,5	345	15	0	0
DPA22	63	1038	10,8	3,9	1,1	22,5	372	3,2	178	16	0	0
DLEZ16	133	2169	14,4	5,7	1,6	32,5	218	5	279	10	0	0
DLEZ18	49	380	15,1	5,4	2	33,5	260	2,6	89	0	0	0
DLEZ19	30	560	16,2	5,3	1,6	31,5	1005	4,1	235	30	0	0
DLEZ21	22	1342	4,9	1,7	0,8	15,6	530	2,4	114	44	410	138
DLEZ22	12	727	21,4	8,2	1,9	42,3	2172	5	283	18	39	21

Éch.	La	Ce	Nd	Sm	Eu	Gd	Tb	Dy	Er	Yb	Lu	Y
DPA03	10,3	21,8	12,2	3,1	1	3,5	0,5	3,4	2	1,6	0,2	18,3
DPA02	13,3	29,6	17,9	4,9	1,7	5,8	0,9	5,9	3,3	2,7	0,4	30,1
DYV1	9,8	21	12,3	3	1,1	2,9	0,5	3,1	2	2,1	0,3	13,9
DYV2	11,3	25	14,9	3,8	1,2	3,7	0,6	3,9	2,3	2,4	0,4	17,1
DYV3	7,9	16,3	9,7	2,5	0,8	2,4	0,4	2,5	1,5	1,5	0,2	14,1
DRD1	14,9	35	19,5	4,7	1,5	3,5	0,6	3,2	2	1,8	0,3	21,7
DRD2	14,9	36,3	19,5	4,4	1,5	3,8	0,6	3,7	2,2	2,1	0,3	20,7
DPA04	11,4	23,2	11,4	2,8	1	3	0,4	2,8	1,6	1,3	0,2	15,6
DPA05	11,6	23,4	11,7	2,8	1	3	0,4	2,8	1,6	1,3	0,2	15,8
DPA10	10	20,3	9,4	2,1	0,7	2	0,3	2	1,3	1,1	0,2	11,1
DJ2	8,1	19,3	11,5	2,7	0,9	2,6	0,4	2,7	1,7	1,5	0,2	14,9
EE1045	25	50,7	22,2	4,1	0,9	3	0,5	3,1	2,2	2,4	0,4	20
DPA01	74,8	159,7	53,4	9,4	2,6	7,4	0,9	5	2,5	2,3	0,4	24,9
DJ1	35,6	75,2	30,1	5,5	0,9	4,1	0,6	3,8	2,3	2,3	0,3	21
DPA20	134,4	256,9	91,1	13,8	3,5	8,6	1,2	6,1	3,1	2,9	0,4	31,5
DPA22	72,4	130,6	51,2	7,9	2	5,3	0,7	4,1	2,3	2	0,3	22,4
DLEZ16	46,8	100,9	39,2	6,4	1,6	4,3	0,6	3,8	2,5	2,5	0,4	21,8
DLEZ18	9,1	20,6	7,9	1,6	0,3	1,2	0,2	1,3	1,2	1,3	0,2	10,2
DLEZ19	64,1	133,3	47,8	7,4	2	4,4	0,6	3,4	1,9	1,8	0,3	17,9
DLEZ21	35,8	79,5	39,6	7,7	2	5,6	0,8	4,1	2,2	1,7	0,2	20,2
DLEZ22	118,7	244,8	98,4	15,6	4,1	9,7	1,4	6,7	3,4	2,9	0,4	33,3

III-3. Analyses chimiques de roches de la Formation de Paimpol (suite)

Éch.	Localisation	Type
DLA07	Tressigneaux	Dolérite
DLA08	Tressigneaux	Dolérite
DLA09	Tressigneaux	Dolérite basaltique

Localisation des échantillons

Éch.	SiO ₂	TiO ₂	Al ₂ O ₃	Fe ₂ O ₃ (t)	MnO	MgO	CaO	Na ₂ O	K ₂ O	P ₂ O ₅	PF
DLA07	46,5	3,1	13,66	15,97	0,25	6,2	9,8	2,42	0,53	0,3	1,17
DLA08	46,7	3,17	13,21	16,21	0,24	5,99	10,1	2,46	0,6	0,32	1,49
DLA09	50,7	1,69	15,35	8,43	0,17	7,24	5,38	3,23	4,29	0,53	2,89

Éch.	Rb	Ba	Th	U	Ta	Nb	Sr	Hf	Zr	Co	Cr	Ni
DLA07	28	123	0,8	0,2	0,8	8,9	138	4,7	199	45	140	81
DLA08	28	181	1,1	0,3	0,9	9	136	5	201	47	118	48
DLA09	129	1196	14,7	3,1	2,2	22,3	692	7,5	317	34	252	92

Éch.	La	Ce	Nd	Sm	Eu	Gd	Tb	Dy	Er	Yb	Lu	Y
DLA07	12	30	29,6	6,7	2	8	1,4	9,3	4,3	4	0,6	49,8
DLA08	12	31	21,3	7	2,2	8,4	1,4	9,9	4,7	4,3	0,6	50,5
DLA09	67,6	129,1	51,2	8,6	2,1	6,5	0,9	4,9	2,1	1,8	0,3	22,7

III-4. Analyses chimiques de dolérites

Éch.	A8	A7	20.2	25.2	26.1	28.1	33.1	85-39
SiO ₂	66,85	65,56	67,69	62,43	62,91	69,73	70,47	7,31
Al ₂ O ₃	14,66	15,83	14,71	14,06	15,57	13,89	13,14	12,96
Fe ₂ O ₃	5,42	5,21	5,18	6,91	6,63	4,77	5,05	4,1
MnO	0,07	0,09	0,08	1,78	0,12	0,05	0,12	0,04
MgO	2,27	2,23	1,91	1,92	2,78	1,54	0,53	0,26
CaO	0,73	0,26	1,37	2,66	1,93	0,6	1,18	0,06
Na ₂ O	3,44	4,2	3,3	3,74	2,76	4,02	2,72	3,33
K ₂ O	2,9	2,55	2,42	1,29	2,53	2,34	2,27	2,1
TiO ₂	0,82	0,65	0,62	0,78	0,78	0,6	0,61	0,65
P ₂ O ₅	tr	tr	0,17	0,2	0,17	0,15	0,16	0,16
P.F.	2,04	2,38	1,63	3,48	3,14	2,25	3,21	2,25
Total	99,2	98,96	99,08	99,25	99,32	99,94	99,47	99,01

IV-1. Analyses chimiques de roches (« wackes ») de la Formation de Binic (Denis, 1988)

Éch.	A3	A2	A1	ED 12	85-36	84-73	A6	A5	A4	84-68	83-16
SiO ₂	70,79	70,56	71,42	71,34	73,52	68,16	68,02	71,29	71,42	74,4	67,85
Al ₂ O ₃	13,49	15,13	13,7	13,47	12,98	4,48	13,98	13,06	13,34	12,33	13,9
Fe ₂ O ₃	3,94	3,55	4,56	3,4	3,8	5	5,17	4,26	4,81	3,22	5,51
MnO	0,06	0,04	0,07	0,06	0,06	0,08	0,08	0,07	0,07	0,05	0,09
MgO	1,39	1,33	1,79	1,27	tr	2,28	1,94	1,76	1,65	1,58	2,3
CaO	0,1	0,12	0,07	0,4	0,18	0,44	0,1	0,56	0,06	0,03	0,93
Na ₂ O	4,01	4,09	4,04	4,28	4,09	3,87	3,55	3,86	3,86	3,61	4,15
K ₂ O	2,29	2,91	1,69	2,41	2,02	2,53	2,38	2,14	1,95	2,29	2,29
TiO ₂	0,59	0,42	0,67	0,55	0,47	0,62	0,79	0,71	0,79	0,5	0,75
P ₂ O ₅	0,28	tr	0,13	0,15	0,1	0,21	tr	0,18	tr	0,16	0,47
P.F.	1,8	1,94	2,3	1,52	1,88	2,1	2,41	2,17	2,01	1,66	1,8
Total	98,74	100,09	100,44	98,85	99,1	99,7	99,42	100,06	99,96	99,83	100,04

IV-2. Analyses chimiques de roches (« wackes ») de la Formation de La Roche-Derriard et du Minard (Denis, 1988)