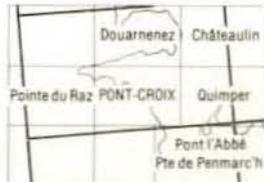




PONT-CROIX

La carte géologique à 1/50 000
PONT-CROIX est recouverte par la coupure
QUIMPER (N° 72)
de la carte géologique de la France à 1/80 000.



CARTE GÉOLOGIQUE DE LA FRANCE A 1/50 000

BUREAU DE
RECHERCHES
GÉOLOGIQUES
ET MINIÈRES

PONT-CROIX

IV-19

Baie d'Audierne



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



NOTICE EXPLICATIVE

SOMMAIRE

INTRODUCTION	2
<i>CONDITIONS D'ÉTABLISSEMENT DE LA CARTE</i>	2
<i>PRÉSENTATION DE LA CARTE</i>	2
DESCRIPTION DES TERRAINS	3
<i>TERRAINS CRISTALLINS ET CRISTALLOPHYLLIENS</i>	3
Formations cristallophylliennes et granitiques du Nord du Cap-Sizun	3
Formations cristallophylliennes et granitiques de la Zone broyée sud-armoricaine avec éléments du domaine de l'anticlinal de Cornouaille	5
Formations cristallines et cristallophylliennes de l'anticlinal de Cornouaille	11
<i>ROCHES SÉDIMENTAIRES</i>	22
Formations paléozoïques	22
Formations quaternaires	22
<i>ROCHES FILONIENNES</i>	24
<i>ROCHES CATACLASTIQUES ET MYLONITIQUES</i>	24
<i>GÉOLOGIE DU PLATEAU CONTINENTAL</i>	26
SYNTHÈSE GÉOLOGIQUE DU SOCLE	28
<i>FORMATIONS CRISTALLINES ET CRISTALLOPHYLLIENNES DU NORD DU CAP SIZUN</i>	28
<i>FORMATIONS CRISTALLINES ET CRISTALLOPHYLLIENNES DE LA ZONE BROYÉE SUD-ARMORICAINE AVEC ÉLÉMENTS DU DOMAINE DE L'ANTICLINAL DE CORNOUAILLE</i>	28
<i>SÉRIES DE LA BAIE D'AUDIERNE</i>	29
RESSOURCES DU SOUS-SOL ET EXPLOITATIONS	32
<i>HYDROGÉOLOGIE</i>	32
<i>RESSOURCES MINÉRALES ET CARRIÈRES</i>	34
DOCUMENTATION COMPLÉMENTAIRE	35
<i>ITINÉRAIRES GÉOLOGIQUES</i>	35
<i>DOCUMENTS ET COLLECTIONS CONSULTABLES</i>	35
<i>TOPONYMIE BRETONNE DES COMMUNES</i>	36
<i>LISTE BIBLIOGRAPHIQUE</i>	36
<i>TABLEAU D'ÉQUIVALENCE DES NOTATIONS</i>	40
AUTEURS	40
ANNEXE : ANALYSES CHIMIQUES (Tableaux 1 à 11)	41

INTRODUCTION

CONDITIONS D'ÉTABLISSEMENT DE LA CARTE

Pour la partie terrestre, les explorations et les tracés géologiques de cette première édition de la feuille Pont-Croix à l'échelle de 1/50 000 ont été effectués par des géologues de l'Institut de géologie de Rennes. La cartographie des schistes cristallins de la baie d'Audierne est due à J.-J. Peucat (thèse 3ème cycle, Rennes, 1973); pour les autres unités terrestres, les levés de P. Jégouzo (1974) ont été complétés au cours de l'année 1978 par ceux de J. Plaine et par ceux de M.-Th. Morzadec-Kerfourn pour les formations quaternaires. Le tracé géologique de la partie sous-marine a été réalisé à partir des cartes fournies par J.-P. Lefort et J.-J. Peucat (1974) pour le socle et par A. Saint-Requier et coll. (1969) pour les sédiments meubles.

La coordination scientifique et la synthèse cartographique ont été assurées par J. Plaine avec les conseils de P. Jégouzo, J.-J. Peucat et S.-K. Hanmer (Institut de géologie de Rennes).

PRÉSENTATION DE LA CARTE

Située à l'extrémité sud-ouest de la Bretagne à la fois en *Cap-Sizun* et en *Pays bigouden* (*), la feuille Pont-Croix s'étend sur trois ensembles géologiques largement ouverts sur l'Océan atlantique en un immense arc de cercle, la baie d'Audierne (Bae Gwaien) :

— au Nord-Ouest, le *complexe cristallophyllien et granitique du Nord du Cap-Sizun*, surtout représenté sur la feuille voisine Douarnenez, offre des reliefs monotones dont l'altitude moyenne est de 60 mètres. Constitué de micaschistes et de gneiss recoupés par une diorite quartzique, la trondhjémite de Douarnenez, qui correspond à un épisode de magmatisme d'âge paléozoïque inférieur, il est marqué par sa direction structurale N 70° E analogue à celle des structures majeures des séries briovériennes de la baie de Douarnenez;

— au centre de la feuille, la profonde dépression morphologique qui débute à l'Ouest dans la baie des Trépassés, entre les escarpements de la pointe du Raz et de la pointe du Van (feuille Pointe-du-Raz), et se suit remarquablement bien depuis Plogoff jusqu'au Nord d'Esquibien, puis au Nord-Est d'Audierne où elle est empruntée par le Goyen (Goayen) jusqu'au-delà de Pouldergat, correspond à la *Zone broyée sud-armoricaine* dont une partie des éléments appartient en fait au domaine de l'anticlinal de Cornouaille. Ce sont des schistes et micaschistes rapportés au Briovérien, des micaschistes et gneiss localement métatectiques, qui sont surmontés de sédiments paléozoïques (Stéphanien) dans la partie occidentale de la feuille. Cet ensemble est bordé au Nord par le granite à deux micas de Locronan et au Sud par le granite à deux micas de la pointe du Raz—Quimper dont le contact avec l'océan est marqué par des falaises hautes d'une cinquantaine de mètres qui offrent les sites les plus sauvages de la côte méridionale du Cap-Sizun. Sur le parcours du puissant accident cisailant qu'est la Zone broyée sud-armoricaine, l'ensemble de ces formations est mylonitisé sur une largeur de deux à trois kilomètres;

— au Sud, l'orthogneiss de Porz-Poulhan, les granites de la pointe du Raz—Quimper et de Pouldreuzic recourent les séries cristallines et cristallophyllien-

(*) La transition côtière entre ces deux pays de Cornouaille se situe à Porz-Poulhan et est matérialisée par la statue d'une femme bigoudène, oeuvre du sculpteur Quillivic; la frontière suit ensuite la limite nord des communes de Plözévet et Landudec.

nes de la baie d'Audierne qui appartiennent à l'*anticlinal de Cornouaille*. Il s'agit de deux groupes métamorphiques superposés discordants; dans le groupe inférieur micaschisteux polymétamorphique et polystructural (Groupe de Peumerit—Tréogat) est inclus un complexe basique et ultrabasique à caractères ophiolitiques tandis que le groupe supérieur monométamorphique et monostructural (Groupe de Languidou—Penhors) dérive essentiellement de sédiments *greywackeux*. Le contact de ce domaine avec l'océan se fait au niveau d'une côte basse au paysage apparemment uniforme qui contraste nettement avec le rivage rocheux qui prédomine au Nord de Poulhan. A partir de ce lieu, la côte change d'aspect et prend le nom d'Arvor Vili, la côte des galets; jusqu'à Penhors subsiste une petite falaise taillée dans les micaschistes et ce n'est qu'au Sud et sur une dizaine de kilomètres jusqu'à Tronoën (feuille Pont l'Abbé—Penmarc'h) qu'apparaît un immense cordon de galets, l'Ero Vili, en arrière duquel s'étendent des terres sablonneuses parsemées d'étangs littoraux au débouché de fleuves côtiers (étangs de Nérizélec, Kergalan, Trunvel); ce sont les *palues* dont la plus importante est celle de Tréguennec au Sud de l'étang de Kergalan.

DESCRIPTION DES TERRAINS

TERRAINS CRISTALLINS ET CRISTALLOPHYLLIENS

Formations cristallophylliennes et granitiques du Nord du Cap-Sizun

Formations cristallophylliennes

ξ - ζ ¹⁻². **Micaschistes et gneiss à muscovite, biotite avec localement sillimanite, staurotide, andalousite. Micaschistes à muscovite, biotite, albite — χ . Quartzites micacés.** Entre Cléden-Cap-Sizun et Goulien, les schistes cristallins du Nord du Cap-Sizun (micaschistes de Cléden—Ploaré, M. Barrière, 1970) forment une bande cartographique continue, large d'environ 1 500 mètres, qui se prolonge au Nord-Est en direction de Douarnenez et au Sud-Ouest en direction de la baie des Trépassés (feuille Pointe-du-Raz). On les observe également au Nord-Ouest d'Esquibien entre Trévarha et les Quatre-Vents et aux environs de Kerlévesq. Les affleurements, bien que relativement nombreux (Cléden—Cap-Sizun, Kerfeurguel, Brémel, Kervéguen, Goulien, Saint-Laurent-de-Lanourec, Kerguerrien, Kervéoc, Leïlzac'h, ...) livrent peu d'informations; la schistosité est toujours bien exprimée et, de façon constante, les micaschistes sont riches en quartz d'exsudation (Ouest de Goulien, en particulier). Du point de vue lithologique, il existe tous les intermédiaires entre des micaschistes ou des gneiss à muscovite et biotite (Kervéguen, Goulien, Brémel) (ξ - ζ ¹⁻²) et des quartzites micacés (Kerlaouen, Kerlévesq, le Cosquer, Est de Kermadian) (χ). Au Nord de Kervéoc (Sud-Est de Goulien) et au Sud de Leïlzac'h, les micaschistes et les gneiss sont surtout caractérisés par la présence de porphyroblastes feldspathiques bien visibles à l'oeil nu.

En règle générale, la texture des micaschistes et des gneiss est grano-lépidoblastique, la taille du grain variant considérablement d'un niveau à l'autre. La foliation métamorphique est soulignée par l'agencement planaire des micas (muscovite et biotite), l'allongement des grains de quartz, parfois du plagioclase. Ces minéraux sont souvent accompagnés de sillimanite (fibrolite en général) (Kervéoc, Kerfeurguel, Est de Kermadian), de staurotide en petits

cristaux plus ou moins poeciloblastiques (Nord de Mezmeur), de grenat et surtout d'andalousite (Clédén, Kerfeurguel, Brémel, Keredec), en porphyroblastes synfoliaux de grande taille (plusieurs millimètres) à inclusions de quartz et de biotite. Dans tous les cas, on observe des porphyroblastes résiduels de muscovite et biotite, recoupés par la foliation, et qui appartiennent vraisemblablement à une paragenèse primaire à quartz + muscovite + biotite (métamorphisme lié à la mise en place de la trondhjémite?).

La texture des micaschistes et gneiss à muscovite, biotite et albite est granoblastique. L'association quartz + muscovite + biotite souligne la foliation qui est recoupée par les porphyroblastes d'albite globuleuse peu maclée (Bréharadec, Kervéoc, Trévarha). L'affleurement le plus représentatif des quartzites est l'ancienne carrière située au Nord de Kerlévesq qui entame une roche claire, homogène, à l'aspect de quartz laiteux, filonien, avec lequel elle a parfois été confondue. Microscopiquement, la roche est très recristallisée, le minéral essentiel étant le quartz en grains aux contours dentelés fortement imbriqués et souvent très orientés. La muscovite et la biotite sont peu abondantes et de très petite taille. Des amas sériciteux entre les plages quartzzeuses témoignent de l'existence d'une ancienne matrice.

Ces schistes cristallins sont rattachés à la série briovérienne de la baie de Douarnenez (M. Barrière, 1970; S.-K. Hanmer, 1977).

Formations granitiques — Complexe trondhjémitique du Cap-Sizun

Les formations cristallophylliennes du Cap-Sizun sont recoupées par des granitoïdes variés (diorite et leucogranites associés) mis en place sous forme de longs feuilletts d'orientation générale W.SW—E.NE qui constituent l'armature de la côte sud de la baie de Douarnenez (feuille Douarnenez). L'âge radiométrique des divers termes de ce complexe intrusif est de 472 ± 23 M.A. (*) (isochrone de roche totale) (M. Barrière et coll., 1971). Ils sont eux-mêmes recoupés par le granite de Locronan.

$\zeta\eta^1$. **Trondhjémite orthogneissique de Douarnenez.** Les affleurements de trondhjémite de la feuille Pont-Croix prolongent ceux de la feuille Douarnenez sur laquelle cette diorite quartzique leucocrate a été reconnue (M. Barrière, 1970). Elle constitue deux feuilletts principaux séparés par la bande micaschisteuse de Clédén—Ploaré. Le feuillet nord apparaît peu (route de la plage de Théolen, Mescran) tandis que le feuillet sud est plus facile à identifier grâce aux affleurements que l'on trouve depuis Lézanquel jusqu'à l'Est des Quatre-Vents où il est recoupé par le granite de Locronan (Tal ar C'heff, Quillivic, Kerhala, ...). La trondhjémite de Douarnenez est une roche claire, à allure de granite gneissique à biotite lorsque la foliation est bien exprimée, à grain moyen (1 à 2 mm). Un pseudolitage fruste apparaît parfois, résultant d'une différence de taille des cristaux feldspathiques et accentué par l'agencement planaire de la biotite. La cassure est esquilleuse et le débit médiocre, ce qui explique qu'elle ait été peu exploitée (Nord de Kerguerrien, Bréharadec, Lannuet). Les constituants essentiels sont l'oligoclase calcique (An 20-30) en cristaux globuleux, arrondis, à macles polysynthétiques, fréquemment zonés et groupés en synneusis, le quartz en cristaux xénomorphes de petite taille (100 à 200 μ), la biotite, très souvent chloritisée, parfois en grands individus poeciloblastiques (jusqu'à 1 mm). La roche contient en outre un peu d'orthose et de microcline et les minéraux accessoires sont l'épidote, l'apatite, le zircon, le grenat et la muscovi-

(*) Age recalculé avec $\lambda^{87}\text{Rb} = 1,42 \cdot 10^{-11} \cdot \text{an}^{-1}$.

te. L'analyse modale moyenne fournie par M. Barrière (1970) est la suivante :

Plagioclase	Quartz	Biotite	Feldspath alcalin	Épidote
51,7	36,5	9,1	2,6	0,1

Les données chimiques (cf. tableau 1) de ce même auteur caractérisent une roche très siliceuse, très peu potassique par rapport à la teneur en soude. Leur traitement dans le cadre d'un diagramme AFM permet leur intégration dans une série calco-alcaline (P. Jégouzo, à paraître).

$\zeta\gamma^2$. **Leucogranites orthogneissiques associés à la trondhjémite.** Les leucogranites apparaissent géographiquement liés à la trondhjémite au sein de laquelle ils constituent les crêtes remarquables de Merdy, de Kervillé et des Quatre-Vents. Un pointement, au Nord de Kerfeurguel, prolonge la crête de Meil Kerharo (feuille Douarnenez). La carrière de Merdy, en particulier, est ouverte dans une roche claire, à grain millimétrique, pratiquement dépourvue de biotite; une foliation analogue à celle observée dans la trondhjémite est fréquente. Le plagioclase est de l'albite—oligoclase (An 5-15) automorphe, maclé albite ou albite—Carlsbad, pas ou peu zoné. Le feldspath alcalin est du microcline subautomorphe, généralement maclé Carlsbad, formant avec le plagioclase des transitions myrmékites; on le trouve également sous forme de gouttes ou de plages dans le plagioclase. La muscovite, souvent de grande taille (jusqu'à 2 mm) est plus ou moins poeciloblastique. La biotite, très peu abondante (moins de 1 %), est presque toujours décolorée ou chloritisée, un minéral opaque s'insinuant en traînées ou taches sombres dans ses clivages. Les minéraux accessoires sont l'apatite, la tourmaline et le zircon.

L'analyse modale (M. Barrière, 1970) dans laquelle quartz, plagioclase et feldspath alcalin sont en quantité sensiblement égale (30 % environ) permet de classer ces leucogranites parmi les granites monzonitiques. Les relations leucogranites—trondhjémite n'ont jamais été observées dans le cadre de la feuille Pont-Croix. Selon M. Barrière, le passage entre les deux peut être progressif ou bien nettement tranché, les leucogranites recoupant la trondhjémite tandis que pour S.-K. Hanmer, les leucogranites forment des enclaves dans la trondhjémite.

Formations cristallophylliennes et granitiques de la zone broyée sud-armoricaine avec éléments du domaine de l'anticlinal de Cornouaille

Formations cristallophylliennes

S- ξ^2 . **Schistes à muscovite, séricite, chlorite avec localement chloritoïde et andalousite; micaschistes à muscovite, biotite avec localement andalousite, staurotide, sillimanite; quartzites.** A partir de Kerscao (Nord d'Esquibien) et vers l'Est, l'étroite zone déprimée entre le granite et la pointe du Raz—Quimper et le granite de Locronan est occupée par des schistes et micaschistes plus ou moins riches en minéraux de métamorphisme et fréquemment imprégnés de feuilletés granitiques. Les structures mylonitiques et les recristallisations congénères engendrées lors du fonctionnement de la Zone broyée sud-armoricaine masquent généralement la nature originelle des sédiments. Cependant, à Suguensou (Ouest de Pont-Croix), la route D. 165 traverse, sur quelques centaines de mètres, des roches peu métamorphiques, dans lesquelles on peut reconnaître la série sédimentaire initiale : *siltstones* bleu-noir à lamines gréseuses alternant avec des bancs gréseux d'épaisseur

centimétrique, *siltstones* noirs très riches en matière carbonée, quartzites clairs en bancs décimétriques. Les *siltstones* à lamines gréseuses sont homogènes, parfois très micacés; les constituants principaux de la partie silteuse sont le quartz (50 à 100 μ), quelques grosses muscovites détritiques et la séricite de néoformation qui souligne la schistosité de flux; la matrice est essentiellement quartzo-chloriteuse. Les minéraux de métamorphisme sont le chloritoïde synchisteux en baguettes de petite taille (jusqu'à 100 \times 20 μ) ainsi que des « taches » sériciteuses globuleuses provenant vraisemblablement de la déstabilisation de cristaux d'andalousite. Les lamines gréseuses sont presque exclusivement formées de grains de quartz jointifs à contours dentelés ou séparés par de rares paillettes de chlorite néoformée et, éventuellement, par des plages d'oxydes de fer. Dans les faciès riches en matière carbonée qui évoquent les faciès ampéliteux bien connus dans le Paléozoïque, les minéraux essentiels sont la chlorite, la séricite et le quartz accompagnés de matière organique diffuse entre les grains.

Les bancs quartzitiques renferment des grains de quartz arrondis ou anguleux, mal classés, de taille variable (50 à 300 μ), des grains plagioclasiques (albite mâclée ou non), de rares fragments lithiques et quelques grains de feldspath potassique. La matrice, toujours abondante et recristallisée, est constituée de quartz, muscovite, chlorite et de petits grains feldspathiques. Ces quartzites proviennent du métamorphisme de *wackes* quartzieuses ou de *wackes* subfeldspathiques. Ces sédiments peu métamorphiques sont également visibles à Landuguentel (Ouest de Suguensou) où certains faciès riches en grains de quartz et en grains de plagioclase albitique de taille millimétrique sont assez proches de tuffites acides. Au Nord de la carrière de Moulin-Vert, à Pont-Croix, au Nord de Guizec, à Cazevoayen, les schistes sont peu transformés, ne montrant que de longues amandes ou des paquets flexueux de séricite et chlorite dans un fond quartzo-feldspathique. Lorsque le métamorphisme s'intensifie, les schistes s'enrichissent en chlorite et biotite de petite taille, en muscovite plus ou moins poeciloblastique, devenant de véritables micaschistes en même temps qu'apparaissent de grands porphyroblastes d'andalousite (route Meilars—Mahalon, Trébeuzec, Kernévez, ...) à inclusions de quartz et de biotite en grandes lattes fraîches; ceux-ci sont fréquemment déformés et étirés dans les plans de foliation. Ils voisinent très souvent avec de longs fuseaux de sillimanite (fibrolite) qui participent à la foliation (Lanviscar, Trébeuzec) parfois avec de la staurotide (Tromelin, Ty-Mab Yan).

Lorsqu'il est possible de reconnaître la lithologie originelle, la plupart des roches décrites ci-dessus correspondent à des sédiments de faible maturité de texture (*wackes*) et de ce point de vue évoquent plus les sédiments protérozoïques, comme ceux de la baie de Douarnenez, que les sédiments paléozoïques. C'est pourquoi notre tendance actuelle est de les rapporter, comme Ch. Barrois, au Briovérien (feuille Quimper à 1/80 000).

ξ-Mζ. Micaschistes et gneiss albitiques à muscovite, biotite, sillimanite, localement métatectiques. Ces roches apparaissent d'une part en une bande relativement large au flanc sud du fossé tectonique de la baie des Trépassés depuis cette dernière jusqu'aux environs de Lézurec (Nord-Ouest d'Esquibien), d'autre part, en une bande très étroite entre les granites mylonitiques et le Stéphanien depuis le Nord de la baie des Trépassés jusqu'au Sud de Lescléden en passant par Kerloc'h.

Les affleurements les plus représentatifs (route de Cléden au Nord de Plogoff, Nord de Loc'h, Kerodéven) sont de mauvaise qualité et leur reconnaissance est rendue difficile par l'abondance des filonnets leucogranitiques qui les accompagnent. Des faciès analogues s'observent entre Meilars et Pouldergat (Tromelin, Pellay, Kerourien, Kernévez) où leurs relations avec les micaschistes

à muscovite et biotite ne sont pas connues. Ils se présentent généralement à l'affleurement comme une alternance de lits micacés sombres, très biotitiques, parfois riches en fuseaux de sillimanite dont la longueur peut atteindre plusieurs centimètres (Plogoff, Kerourien) et de lits clairs quartzo-feldspathiques millimétriques à centimétriques. Dans les faciès les moins évolués, la texture est grano-lépidoblastique, la roche étant constituée de plagioclase albitique en cristaux xénomorphes millimétriques très damouritisés, de quartz, de biotite en lattes automorphes fréquemment chloritisées, de sillimanite (fibrolite); la muscovite en grands porphyroblastes apparaît tardive. La migmatisation s'exprime dans l'apparition de filets granitiques à quartz et feldspath plagioclasique ou à quartz et feldspath potassique sans qu'il y ait véritablement identification d'un leucosome et d'un mélanosome. A Pellay, l'évolution migmatitique est plus complète; on a affaire à des métatexites avec une partie gneissique à allure de gneiss plagioclasique à albite, biotite et sillimanite, cordiérite, secondairement muscovitisé et une partie grenue composée de quartz, feldspath potassique, quelques plagioclases et de rares muscovites.

Ces micaschistes et gneiss sont accompagnés de quartzites à biotite ou chlorite dont les plus remarquables ont été observés à Kerguivit au Nord de Primelin et à Tromelin à l'Est de Mahalon. Dans cette dernière localité, ils renferment de nombreux grenats millimétriques, de la sillimanite et des oxydes de fer.

ζ^5 . **Gneiss plagioclasiques à biotite.** Entre la plage du Cabestan au Sud-Ouest d'Audierne et l'Ouest de la cale de Bestrée (feuille Pointe-du-Raz), les leucogranites de la pointe du Raz—Quimper contiennent de nombreuses enclaves de roches cristalphylliennes et de granitoïdes variés dont la dimension peut atteindre plusieurs centaines de mètres, voire le kilomètre (anse du Cabestan, pointe du Castel—anse du Loc'h, Porz-Loubous). Dans ces enclaves, les gneiss plagioclasiques sont bien exposés sur le flanc est de l'anse du Loc'h, à la pointe de Plogoff et à Porz-Loubous. Ce sont des roches sombres (gris à noir), à grain fin, dans lesquelles le litage originel, bien que partiellement masqué par la foliation métamorphique, est souligné par l'alternance de lits clairs quartzo-feldspathiques peu épais (moins de 1 cm) et de lits sombres très biotitiques qui renferment parfois du grenat. On y observe parfois des intercalations micaschisteuses plus ou moins discontinues et quelques bancs quartzitiques. L'ensemble est très déformé, des phénomènes d'interférence entre des plis N 140° E synfoliaux et des plis plus amples qui déforment la foliation pouvant être notés, à la pointe de Plogoff en particulier. La texture de ces gneiss est granoblastique à grano-lépidoblastique, le grain moyen étant de l'ordre de 500 μ . Les constituants sont le plagioclase (albite—oligoclase), le quartz, la biotite. Les minéraux accessoires sont l'apatite, le zircon, le grenat et parfois la sillimanite en paquets fibrolitiques.

M^{1-2} . **Métatexites, diatexites, granite d'anatexie et orthogneiss de l'anse du Loc'h.** Outre les gneiss plagioclasiques (ζ^5), l'essentiel des enclaves cristalphylliennes du granite de la pointe du Raz—Quimper est constitué de roches migmatitiques dont le degré d'évolution est très varié, les faciès se succédant rapidement ou étant très imbriqués; leur diversité n'étant pas représentable à l'échelle de la carte, ils ont été regroupés sous le symbole M^{1-2} (migmatites au sens large). Sur un plan descriptif, il est possible de y reconnaître des *gneiss d'injection*, des *gneiss rubanés veinés* et des *gneiss granitoïdes* (*);

(*) *Gneiss d'injection* et *gneiss rubanés veinés* correspondent aux *métatexites* tandis que *gneiss granitoïdes* correspondent aux *diatexites*. Pour la définition de ces termes et la description des faciès qui s'y rattachent, le lecteur se reportera utilement à l'ouvrage de K.-R. Mehnert (1968) : *Migmatites and the origin granitic rocks*. Elsevier éd.

l'ensemble est recoupé par des granitoïdes orthogneissifiés avant la mise en place des leucogranites.

Les gneiss d'injection sont particulièrement abondants à la pointe de Plogoff et à la pointe du Castel; on reconnaît encore la trame gneissique originelle de ces roches dans lesquelles le mobilisat leucocrate quartzo-feldspathique est franchement injecté ou intrusif; ceci aboutit alors à un véritable gneiss lité dans lequel le mobilisat constitue de longues amandes de forme plane, parallèles à la foliation ou irrégulières et discontinues (cosses).

Les gneiss rubanés veinés ou stromatitiques sont abondants surtout à l'Est de Porz-Loubous. Ils sont lités à une échelle millimétrique à centimétrique par alternance de niveaux biotitiques foliés et de niveaux quartzo-feldspathiques de composition granitique. Le paléosome est un gneiss plagioclasique à grain fin; les néosomes sont planaires ou en cosses subparallèles au plan de foliation; les leucosomes sont soit biminéraux (quartz—oligoclase) soit triminéraux (quartz—oligoclase—orthose) tandis que le mélanosome est essentiellement biotitique avec parfois de la sillimanite (fibrolite).

En de nombreux endroits (anse de Loc'h, pointe de Plogoff), au sein des métatexites, se développent progressivement des roches granitoïdes nébulitiques et rubanées à enclaves gneissiques ou à *schlieren* biotitiques. Parfois, sur la face occidentale de l'anse de Loc'h en particulier, ces diatexites sont clairement intrusives dans les métatexites recoupant le rubanement migmatitique et la foliation.

Les gneiss granitoïdes nébulitiques sont relativement homogènes, d'aspect granuleux. Ils renferment de grands cristaux de feldspath automorphe, quadrangulaires (plagioclase et microcline), des amas localisés de biotite qui donnent à la roche un aspect marbré (côte ouest de l'anse du Loc'h).

Les gneiss granitoïdes rubanés (pointe de Plogoff) sont caractérisés à l'affleurement par un rubanement régulier marqué par des flammes de minéraux mafiques et par des lentilles de gneiss fins à structures stromatitiques ou de quartz au contact desquelles le rubanement forme des figures de contournement.

L'évolution extrême conduit au *granite d'anatexie* qui forme des masses décamétriques au sein des gneiss granitoïdes comme c'est le cas au flanc oriental de l'anse du Loc'h; la roche a une texture grenue fine, est riche en biotite et possède un flux très net. Les enclaves qu'il renferme correspondent pour la plupart à un granite clair.

Du point de vue minéralogique, le granite d'anatexie contient un plagioclase quadrangulaire automorphe et légèrement zoné (An 20-30), du microcline perthitique à inclusions de plagioclase, quartz et biotite, et des lattes automorphes de biotite qui forment cloisons autour des plagioclases.

Les faciès migmatitiques proprement dits et les gneiss plagioclasiques (ζ^5) sont recoupés par des orthogneiss (S.-K. Hanmer, 1977) non représentables sur la carte, que l'on sépare en deux types : des *orthogneiss homogènes à grain grossier* qui affleurent surtout dans le cadre de la feuille Pointe-du-Raz entre la pointe de Feunteun Aod et le Sud de Kerudavel, et des *orthogneiss à grain fin* qui affleurent sur la côte au Sud-Est de Penneac'h et au Sud de Primelin.

L'orthogneiss à grain grossier a une composition de granite à muscovite et biotite et une foliation bien développée. Les micas sont fréquemment poeciloblastiques, la biotite pouvant s'organiser en agrégats centimétriques allongés dans la foliation. Des cristaux feldspathiques subautomorphes de grande taille, plus ou moins arrondis, forment des yeux dans la foliation. La mésostase, à grain millimétrique, est cataclastique. Les enclaves de paragneiss (métatexites, diatexites) sont fréquentes. Par certains côtés, cet orthogneiss évoque l'orthogneiss oeilé de Porz-Poulhan ($0\zeta\gamma^3$).

L'orthogneiss à grain fin correspond également à un matériel granitique à

muscovite et biotite, à foliation cataclastique, les phénocristaux feldspathiques étant moins abondants que dans le type précédent. La composition minéralogique est la suivante : feldspath potassique en porphyroblastes de 2 à 3 mm de diamètre, très souvent perthitiques, plagioclase en cristaux xénomorphes de 1 à 2 mm dans la mésostase, biotite en lattes automorphes alignées dans la foliation, sillimanite associée à la biotite, quartz en agrégats polycristallins, muscovite en lamelles de petite taille très souvent dérivées de la sillimanite. Les minéraux accessoires sont la chlorite et l'apatite. Cet orthogneiss correspond vraisemblablement à du matériel leucogranitique de type leucogranite de la pointe du Raz—Quimper. Les âges radiométriques obtenus par J.-J. Peucat et S.-K. Hanmer (1979) sont les suivants : 329 ± 21 M.A. pour l'orthogneiss à grain grossier et 302 ± 11 M.A. pour l'orthogneiss à grain fin.

A la pointe de Plogoff, les migmatites sont accompagnées par une roche grenue, très sombre, qui forme une masse d'une vingtaine de mètres de diamètre plus ou moins boudinée dont les rapports avec l'encaissant sont mal établis et un filon métrique boudiné dans la foliation qui doit être rattaché à la masse précédente. Il s'agit d'un métagabbro totalement amphibolitisé, à texture nématoblastique, dans lequel le minéral principal est la hornblende verte à brun-vert accompagnée de biotite. En outre, de grandes hornblendes brunâtres riches en matière opaque (*cloudy hornblende*) pseudomorphosent d'anciens pyroxènes tandis que s'observent des plages uniquement plagioclasiques (andésine An 45). Les minéraux accessoires sont l'apatite et la muscovite.

Formations granitiques

γ^{1-2} . **Leucogranite à muscovite et biotite de la pointe du Raz—Quimper.** Le granite de la pointe du Raz—Quimper représente l'extrémité occidentale de la bande granitique de la pointe du Raz—Nantes (J. Cogné, 1957) ; il apparaît dès la pointe du Raz, constitue l'armature méridionale du Cap-Sizun (Plogoff, Primelin, Esquibien) avant de s'enfoncer dans l'intérieur des terres à partir de Plouhinec, en formant un vaste plateau qui occupe le centre de la feuille (Plouhinec, Plozévet, Landudec). En dehors des anciennes carrières au Nord-Ouest de Plouhinec et au voisinage de Plozévet, ce sont des affleurements en bordure de Goyen (Guiler, Mahalon, Audierne) et sur la côte entre l'anse du Cabestan et la plage de Guendrez qui sont les plus accessibles. Il s'agit d'un granite clair beaucoup plus riche en muscovite qu'en biotite et à grain millimétrique. Ces caractères sont assez constants, dans l'ensemble du massif bien qu'existent des faciès aplitiques et des faciès porphyriques (Est d'Audierne en particulier) dont les limites n'ont pu être précisées. Bien que parfois équante la structure est souvent plane, allant de la simple orientation des micas, visiblement syncristalline, à une foliation mylonitique (*cf.* roches cataclastiques et mylonitiques).

Les constituants essentiels sont le microcline en cristaux de taille millimétrique (4 à 5 mm) subautomorphes à automorphes, bien reconnaissables à leur aspect moiré ou au fin quadrillage des macles, le plagioclase (oligoclase An 8-10) presque toujours automorphe, la muscovite en grandes lamelles automorphes (jusqu'à 2 ou 3 mm de long), la biotite en paillettes de taille moyenne (500 μ environ). Les minéraux accessoires sont la chlorite, l'apatite et le zircon. On observe également du grenat et de l'andalousite à sa bordure méridionale (plage de Guendrez).

Les analyses chimiques fournies par J. Cogné (1957) et J.-J. Peucat (1973) (*cf.* tableau 2) sont assez proches l'une de l'autre caractérisant un granite très siliceux (73 à 75 % de SiO_2), peu calcique (moins de 1 % de CaO), la somme $\text{Na}_2\text{O} + \text{K}_2\text{O}$ étant voisine de 8 %. Les faibles teneurs en fer total soulignent le caractère leucocrate de la roche. Le leucogranite de la pointe du Raz—Quimper renferme deux types d'enclaves : les unes, homogènes, sont des enclaves

grenues de petite taille (quelques centimètres à quelques décimètres) observables à la pointe de Lervily; les autres, enallogènes, sont des enclaves de grande taille de roches cristallophylliennes, plus ou moins mobilisées, bien représentées à l'Ouest de la feuille à partir de l'anse du Cabestan [gneiss (ζ^5) et migmatites (M^{1-2})].

Les seules données radiométriques actuellement disponibles sur ce massif sont celles de J.-J. Peucat (1973), l'âge proposé étant de 290 M.A. (*).

Au Nord de la Zone broyée sud-armoricaine, depuis Lescléden jusqu'à Trévern et Kerguerrien (Tal ar C'heff, carrières de Kergonvan et Trévern), affleure un granite clair, à grain grossier, très cataclaté. Sa composition minéralogique est très voisine de celle du granite de la pointe du Raz—Quimper proprement dit bien qu'on note une muscovitisation plus intense ainsi que la chloritisation de la biotite. Bien que situé au Nord de la Zone broyée, ce granite particulier (*granite de Brézoulous*) a été rattaché au leucogranite de la pointe du Raz—Quimper.

γ^1 . **Leucogranite à biotite et muscovite de Locronan.** La partie septentrionale du territoire de la feuille est occupée par un granite clair à deux micas (biotite principalement) qui correspond au granite de Locronan dont les affleurements-types sont situés sur la feuille Châteaulin à 1/50 000. Ce massif, très allongé, se prolonge vers l'Ouest largement au-delà de Pont-Croix jusqu'à Trévarha où ses relations avec le granite de la pointe du Raz—Quimper (faciès grossier γ^{1-2}) ne sont pas explicites (contact par faille?). Dans sa partie nord, le granite est homogène, à grain grossier (2 à 5 mm), parfois porphyroïde, les phénocristaux feldspathiques atteignant le centimètre (Kerlivit au Nord de Pouldergat, Coat-Guiler). Comme sur la feuille Douarnenez, la proportion muscovite/biotite varie sensiblement et de façon désordonnée d'un affleurement à l'autre. Les constituants essentiels sont le microcline, le plagioclase albitique, la biotite et la muscovite.

Au Sud d'une ligne grossièrement tracée entre Kerviny et Keryanès, le granite de Locronan est plus hétérogène montrant de fréquents *schlieren* à biotite et sillimanite dont la longueur peut atteindre quelques dizaines de centimètres. Ce faciès particulier (**) (γ_3^1) affleure largement (Nord de Pouldergat, Lanfiacre, la Carrière, Lochrist, Kervenennec, Tromao, ...) et a fait l'objet de quelques exploitations (Trévoédal, Kerlévesq, Menez Tromillou au Nord de Confort, Nord de Kerc'hoanton); à sa bordure sud, il est largement cataclaté et mylonitisé au passage de la Zone broyée sud-armoricaine. Il est constitué de feldspath potassique en cristaux subautomorphes de grande taille, généralement maclés Carlsbad, largement perthitiques, d'oligoclase en cristaux beaucoup plus petits (500 μ environ) qui, avec le quartz, constitue l'essentiel de la mésostase, de biotite en lattes automorphes fréquemment associées à la sillimanite (fibrolite ou cristaux prismatiques) dans de longues amandes ou en nids entre les feldspaths. La muscovite est rare et apparaît comme un minéral secondaire (en relation avec la cataclase?). Les minéraux accessoires sont l'apatite, la tourmaline, l'andalousite (Kervenennec) et la chlorite en remplacement de la biotite.

Dans la partie orientale de la feuille, en particulier, le granite de Locronan contient diverses enclaves dont la taille va du centimètre à quelques mètres (Kergoff, Lanfiacre, Kerzivit); il s'agit de micaschistes à biotite et sillimanite, parfois riches en grenat, accompagnés de quelques bancs de quartzites peu épais.

(*) Age recalculé avec $\lambda^{87}\text{Rb} = 1,42 \cdot 10^{-11} \text{an}^{-1}$.

(**) S.-K. Hanmer (1977) sépare nettement ce faciès du granite de Locronan proprement dit et en fait un massif à part entière, le *granite de Guengat* (localité de la feuille Quimper); il le considère comme une diatexite plus vieille que le granite de Locronan.

M_γ. Granites d'affinité anatectique à biotite et muscovite, avec localement sillimanite. Ils s'observent à la bordure nord du leucogranite de la pointe du Raz—Quimper au Nord-Ouest de Primelin, en bordure du Goyen (Saint-Jean, Keridreuff, Tromelin) mais il est probable qu'ils sont plus répandus, les conditions d'affleurement limitant leur reconnaissance. Dans les affleurements suffisamment importants (Nord d'Audierne, Sud de Kermaléro), ils se présentent sous forme d'un matériel granitoïde assez sombre riche en phénocristaux feldspathiques dont la taille approche le centimètre, en biotite avec parfois des amas surbiotitiques montrant que l'anatexie n'a pas été totale. En bordure du Goyen, ils possèdent souvent une foliation bien marquée (carrière de Pellay) et présentent des phénomènes de muscovitisation. Au microscope, la texture est grenue à granoblastique; ils sont constitués de microcline ou d'orthose subautomorphe à automorphe, parfois perthitique, de plagioclase (albite—oligoclase) subautomorphe, non zoné, à macles polysynthétiques, de quartz xénomorphe, de biotite en très nombreuses lamelles automorphes mais de petite taille. La sillimanite en cristaux prismatiques est quelquefois abondante (Keridreuff, Kerandraon en Primelin). Les minéraux accessoires sont l'apatite, le zircon et la tourmaline.

Ces granites d'affinité anatectique sont à rapprocher des diatexites (gneiss granitoïdes) décrites dans les enclaves migmatitiques (M^{1-2}) du granite de la pointe du Raz—Quimper, leur formation résultant vraisemblablement du même processus anatectique.

γ⁴. Granodiorites. A Kerandraon, Kersall (Nord de Mahalon) et Kerourien affleurent des granodiorites dont les rapports avec les terrains encaissants ne sont pas connus et dont la carte ne fournit qu'un contour approximatif. Ce sont des roches assez sombres, à grain millimétrique à centimétrique, constituées de biotite et de feldspath dont l'altération forme un piquetis blanchâtre. A Kersall, elles sont fortement mylonitisées et offrent une nette ressemblance avec la trondhjémite orthogneissique de Douarnenez tandis qu'à Kerandraon et Kerourien, les faciès sont mieux préservés. La composition minéralogique est la suivante : plagioclase (oligoclase An 8-10) en individus à macles complexes, parfois légèrement zonés, quadrangulaires à arrondis, qui prédominent largement sur le microcline; le quartz est xénomorphe et la biotite largement chloritisée; les minéraux accessoires sont la muscovite, surtout développée dans les couloirs de cataclase, l'apatite et le zircon.

La reconnaissance de ces pointements granodioritiques est à rapprocher des observations de P. Jégouzo (1979) qui souligne l'importance des enclaves de matériel dioritique, granodioritique et gabbroïque reconnues dans les granites à deux micas de la Zone broyée sud-armoricaine; celles-ci sont tout à fait comparables aux roches du complexe trondhjémitique du Nord du Cap-Sizun suggérant l'extension de ce dernier vers le Sud-Est jusqu'au granite des landes de Lanvaux dont la partie occidentale est également du type diorite quartzique, granodiorite, avec même des enclaves gabbroïques. Cet auteur suggère également l'existence d'un « axe » Douarnenez—Lanvaux, partiellement oblitéré par les granites de la Zone broyée sud-armoricaine, constitué d'éléments d'une série calco-alcaline d'âge paléozoïque inférieur.

Formations cristallines et cristallophylliennes de l'anticlinal de Cornouaille

Séries de la baie d'Audierne

Les schistes cristallins de la baie d'Audierne, qui affleurent largement dans l'angle sud-est du territoire de la feuille, se divisent en deux ensembles

métamorphiques superposés discordants l'un sur l'autre. Dans le groupe inférieur polymétamorphique de Peumerit—Tréogat est inclus un complexe basique et ultrabasique à caractères ophiolitiques; le groupe supérieur monométamorphique de Languidou—Penhors est essentiellement micaschisteux. L'âge de ces formations est inconnu, les diverses hypothèses laissant supposer des âges allant du Briovérien inférieur au Paléozoïque; on sait seulement que le Groupe de Languidou—Penhors est recoupé au Nord par l'orthogneiss de Porz-Poulhan daté à 354 ± 8 M.A., et par les leucogranites varisques qui jalonnent la Zone broyée sud-armoricaine.

Groupe de Peumerit—Tréogat

Le groupe de Peumerit—Tréogat comprend quatre formations qui sont, du Sud au Nord : la Formation de la vallée de Trunvel, la Formation de Tréogat, la Formation de Peumerit et la Formation de Ty-Lan.

Formation de la vallée de Trunvel

Cette formation constitue une unité cartographique de deux kilomètres de large environ, orientée W.SW—E.NE, bordée au Sud par l'orthogneiss de Plonéour-Lanvern et au Nord par les prasinites et schistes verts de Tréogat. Il s'agit d'un ensemble micaschisteux relativement homogène qui se poursuit largement dans le cadre de la feuille Quimper et dans lequel on distingue quatre faciès principaux : des micaschistes à muscovite, biotite et chlorite accompagnés de micaschistes albitiques dans la zone de transition avec les prasinites, des gneiss albitiques, des micaschistes à grenat et chloritoïde et des chloritoschistes.

ξ¹. Micaschistes à muscovite, biotite, chlorite, micaschistes albitiques.

Bien qu'il s'agisse du faciès le plus courant dans cette formation, les micaschistes affleurent mal sauf aux environs de Tréguennec et dans la vallée du ruisseau de Trunvel. Les micaschistes à muscovite, biotite et chlorite sont surtout cantonnés à proximité de l'orthogneiss de Plonéour-Lanvern. Ce sont des roches verdâtres très riches en minéraux phylliteux, à texture lépidoblastique, dans lesquelles deux paragenèses métamorphiques sont identifiables; la première est constituée de muscovite 1, de biotite et de grenat; la deuxième voit le développement de chlorite, de muscovite 2 et de quartz. Les minéraux accessoires sont la tourmaline jaune-vert, l'apatite, l'albite, le rutile, le zircon et des minéraux opaques.

Au fur et à mesure que l'on progresse vers le Nord, les faciès précédents ne forment plus que des bancs d'épaisseur décimétrique à millimétrique au sein de micaschistes albitiques identifiables au piquetis blanchâtre créé par les nombreux cristaux feldspathiques globuleux (1 à 2 mm) sur une trame verdâtre. Leur texture est lépidoblastique et, comme dans les micaschistes à muscovite, biotite et chlorite, on note les deux paragenèses suivantes : muscovite 1 abondante dans les lits phylliteux, biotite 1 toujours chloritisée et, accessoirement, grenat 1; la deuxième voit la cristallisation de muscovite 2 dans les lits quartzo-feldspathiques, de chlorite, d'albite en cristaux subcirculaires rarement maclés et surtout abondants dans les lits biotitiques; ce dernier minéral, qui transperce les minéraux phylliteux 1, contient parfois de petits grenats frais et automorphes. L'épidote cristallise en baguettes non déformées dans les charnières de plis ou en inclusions dans l'albite; il est alors possible que l'association albite + épidote dérive d'anciens plagioclases plus basiques appartenant à la paragenèse primaire. Le quartz, peu abondant, se présente en cristaux isodiamétriques ou en exsudations dans les charnières de plis. La tourmaline verte automorphe est tardive par rapport aux minéraux 1 et 2. Les minéraux accessoires sont l'apatite, l'orthose et quelques débris graphitiques.

ξ_a . **Gneiss albitiques.** Localement, les micaschistes albitiques s'enrichissent en plagioclase pour donner des gneiss albitiques qui forment des niveaux de quelques mètres d'épaisseur dont la carte ne donne qu'une représentation incomplète : Tréguennec, Kergoz, vallée de Trunvel. On y observe les mêmes paragenèses que dans les micaschistes avec en plus du grenat 1 cataclaté par la muscovite 2.

$\xi_{g, ch}$. **Micaschistes à grenat et chloritoïde.** Ils constituent un niveau de quelques mètres d'épaisseur au Sud du village de Penhors (Sud-Ouest de Tréogat), qui se poursuit de manière continue vers l'Est jusqu'à Kerligou (feuille Quimper). La roche est de couleur gris-bleu et a un aspect satiné. Le grenat est visible à l'oeil nu et le quartz y forme d'abondantes lentilles isolées. Microscopiquement, on reconnaît deux paragenèses : la première est déterminée par le grenat en cristaux très cataclasés, le chloritoïde 1 et la muscovite 1 très déformés; la deuxième correspond à la muscovite 2, au chloritoïde 2, à la chlorite et au quartz qui dessinent des microplis sans être déformés.

ξ_{ch} . **Chloritoschistes.** On les observe dans la zone de passage aux prasinites et schistes verts où ils forment des lits de quelques dizaines de centimètres d'épaisseur qui alternent avec des lits de micaschistes albitiques (Sud de Kersoualen). Ce sont des roches schisteuses de couleur verte qui ressemblent à certains faciès prasinitiques. Des cristaux globuleux d'albite (5 mm environ) percent la trame chloriteuse. La chlorite est le minéral essentiel; on y reconnaît souvent d'anciennes biotites déstabilisées provenant d'une première paragenèse à biotite + sphène (+ plagioclase basique ?). Dans la seconde paragenèse, l'albite subcirculaire recoupe à l'emporte-pièce les cristaux de chlorite; l'épidote automorphe est parfois abondante; la muscovite forme des lits micacés alternant avec les lits chloriteux. On y rencontre également du leucoxène, du grenat, du quartz et des minéraux accessoires comme l'apatite, la tourmaline verte et des minéraux opaques.

Les données chimiques (cf. tableau 3) situent les chloritoschistes, comme les prasinites et les schistes verts de Tréogat, dans le domaine des roches ignées basiques (*); ils marquent la transition entre micaschistes albitiques et prasinites (+ schistes verts) montrant ainsi que ces deux groupes de roches sont associés. Par contre, les analyses des autres faciès micaschisteux révèlent clairement leur origine détritique de type *shale* bien qu'ils puissent en partie provenir de l'altération de matériaux basaltiques.

Formation de Tréogat

ρ, δ^{11} . **Prasinites et schistes verts.** Les prasinites et schistes verts font cartographiquement partie du complexe basique et ultrabasique situé entre les micaschistes de la Formation de la vallée de Trunvel et les micaschistes du Groupe de Languidou—Penhors. Ils affleurent largement au Sud-Ouest de Tréogat, entre les vallées de Trunvel et de Languidou en dessinant une bande parallèle à celle des micaschistes de la vallée de Trunvel. On y reconnaît trois principaux types qui peuvent voisiner au sein d'un même affleurement et entre lesquels existent tous les termes de passage : les *prasinites s.s.* qui sont grossièrement schistifiées, les *prasinites à albite microscopique* qui sont finement schistifiées et les *prasinites massives*.

Les *prasinites (s.s.)* apparaissent comme des schistes verts piquetés de granules millimétriques d'albite (Trunvel, Penhors, Lespoul, Kerscaven). Leur

(*) Ces roches ont d'ailleurs été décrites par J.-Y. Jeanneau (1966) sous le nom de prasinites tuffacées.

texture est nématoblastique, leur minéralogie correspondant à deux paragenèses : la première est soulignée par la hornblende 1 en cristaux de grande taille, vert clair au centre, foncés à la périphérie, la biotite, le grenat 1 en cristaux de 1 à 2 mm souvent entièrement chloritisés dans la trame amphibolique et par un plagioclase basique; la deuxième paragenèse voit le développement de hornblende 2 bleu-vert (limite trémolite—actinote) en cristaux aciculaires qui semblent « poinçonner » l'albite, de chlorite en petites lames fraîches sans orientation nette, d'albite en cristaux subcirculaires (4 à 5 mm) recoupant la chlorite, de grenat 2 en cristaux frais automorphes (taille moyenne 200 μ) inclus dans l'albite et d'épidote (clinozoïsite et pistachite) dont la cristallisation semble contemporaine de celle de la hornblende 2. Les minéraux accessoires sont le sphène en petits individus automorphes et la magnétite qui est souvent transpercée par l'albite.

Chimiquement (*cf.* tableau 4), ces prasinites sont moyennement siliceuses ($\cong 50\%$ de SiO_2), nettement plus sodiques que potassiques (3 % de Na_2O contre 0,25 % de K_2O); leur origine orthodérivée est probable, ces roches basaltiques correspondant à des tholéiites océaniques.

Par rapport aux précédentes, les *prasinites à albite microscopique* sont surtout remarquables par leur homogénéité à l'affleurement. Dans la carrière de l'étang de Trunvel, par exemple, on y distingue seulement de grandes lames de biotite chloritisée et du grenat 1 également chloritisé. Au village de Lahadic, la roche est particulière ne contenant pas d'albite mais une amphibole incolore, probablement magnésienne, contournée par la hornblende 2.

Les *prasinites massives* sont bien visibles dans la carrière de l'étang de Trunvel où elles se débitent en boules de 10 cm à 1 m de diamètre. Leur composition minéralogique est celle des prasinites; l'albite se présente en cristaux anguleux tandis que le grenat est déstabilisé en chlorite et épigénisé en épidote. Ces boules ont été interprétées comme d'anciens *pillow-lavas* (J.-Y. Jeanneau, 1966) bien qu'aucun argument n'étaye cette hypothèse sinon l'origine éruptive et océanique de ces roches.

ζ⁹. **Gneiss kératephyriques.** Ces niveaux gneissiques très particuliers et peu épais contrastent nettement par leur aspect homogène et leucocrate sur la masse des prasinites et des schistes verts au sein de laquelle on les reconnaît (bords de l'étang de Trunvel et Est de Lahadic). La paragenèse primaire est à grenat + biotite (+ plagioclase basique?) et la paragenèse secondaire à chlorite + muscovite + albite + zoïsite + quartz (grenat 1 et biotite 1 chloritisés). Les analyses chimiques (*cf.* tableau 4) indiquent que ces gneiss résultent du métamorphisme de volcanites acides très sodiques, vraisemblablement de tufs kératephyriques.

Formation de Peumerit

δ0. **Amphibolites (métagabbros).** Bien connues autour de Peumerit (feuille Quimper), les amphibolites dessinent une bande cartographique parallèle à celle des prasinites et qui vient « buter » à l'Ouest sur les micaschistes du Groupe de Languidou—Penhors. Elles constituent en outre quelques pointements au sein des serpentinites de la Formation de Ty-Lan (Ty-Nancien, moulin de Pontalan, ...). Selon leur aspect microscopique, elles ont été rangées en trois principaux groupes qui sont associés sur le terrain :

- les amphibolites à hornblende largement cristallisée;
- les amphibolites à hornblende finement cristallisée;
- les amphibolites litées.

Les amphibolites à hornblende largement cristallisée sont abondantes autour

de la ferme de Kergroaz (Nord-Ouest de Ty-Lan) où on les trouve en blocs dispersés à la surface des champs. Ce sont des roches grenues, sombres, dont l'aspect est très proche de celui d'un gabbro; leur texture est ophitique non orientée. Les minéraux constitutifs sont le labrador (An 50-65) en lattes millimétriques (jusqu'à 8 × 3 mm) en général très fraîches, à double macle Carlsbad—albite, qui enserrant des cristaux de pyroxène largement ouralitisés (présence d'un liséré de hornblende verte aciculaire). Les minéraux accessoires sont la chlorite, l'apatite, la zoïsite, le rutile, l'ilménite et le leucoxène. Les deux paragenèses observées sont d'origine différente: la première à labrador + pyroxène est une cristallisation magmatique tandis que la seconde, marquée par l'ouralitisation du pyroxène, parfois la saussuritisation du plagioclase et la cristallisation de zoïsite et de chlorite, est métamorphique. Ces amphiboles correspondent à d'anciens gabbros. Localement (Kergroaz, Ty-Nancien, Nord de Lanvréon, Lespurit-Coat), ceux-ci ont recristallisé sous des pressions orientées synmétamorphes et acquis un aspect schisteux; ils correspondent alors à des *flaser-gabbros*. Les paragenèses y sont identiques à celles des amphibolites précédemment décrites; les noyaux d'ouralite et de plagioclase (en général totalement recristallisé en fins granules d'oligoclase et d'épidote) forment des amandes qui déterminent une foliation fruste dans laquelle tend à s'aligner l'ouralite apparue en bordure des pyroxènes.

Associés aux *flaser-gabbros*, on trouve des niveaux rubanés à reliques de pyroxène (10 × 8 mm) qui constituent un intermédiaire entre les amphibolites à texture gabbroïque et les amphibolites litées (Ouest du village de Kerléoguy) et qui peuvent correspondre à des cumulats recristallisés.

Bien développées sur le territoire de la feuille Quimper (Roscrac), les *amphibolites à hornblende finement cristallisée* affleurent peu dans le cadre de cette feuille sauf au Sud de Lanvréon où elles sont associées aux *flaser-gabbros*. Ce sont des roches homogènes qui présentent un piquetis noir d'amphiboles sur un fond feldspathique blanc. Elles sont massives, sans litage apparent sauf lorsque la proportion des feldspaths augmente, ceux-ci se groupant en lits clairs qui alternent avec des lits amphiboliques sombres. Les cristaux de hornblende verte sont trapus, frais et en général non orientés (texture granoblastique). On reconnaît la trace d'un ancien plagioclase basique entièrement saussuritisé, du grenat frais en cristaux non jointifs, isolés par de petits cristaux d'oligoclase (An 20) et de l'épidote. Dans certains faciès très orientés, la hornblende détermine une linéation très nette et contourne franchement les cristaux de pyroxène plus anciens (paragenèse magmatique).

Les *amphibolites litées*, très proches de certaines variétés d'amphibolites largement cristallisées ou finement cristallisées sont relativement abondantes (Kerjean, Brémillec). Le litage correspond le plus souvent à l'alternance de lits feldspathiques et de lits amphibolitiques plus rarement à une variation de la taille des amphiboles. Les lits amphibolitiques sont constitués de hornblende verte en petits cristaux trapus non déformés, de quelques cristaux de plagioclase et de pyroxène à contours squelettiques. Le grenat, abondant, aux contours découpés, est très frais et entouré de hornblende verte en position radiale (structure de dékéliphytisation); l'épidote épigénise parfois le grenat, la couronne kéliphytique étant conservée. Les lits de plagioclase sont peu épais et constitués d'andésine (An 30-35) à structure « en pavé ». Les minéraux accessoires sont l'ilménite et le leucoxène.

Le tableau 5 fournit des analyses ou des moyennes d'analyses des divers types d'amphibolites.

δ_p^{11} . **Pyroxénites à grenat.** Ces roches basiques apparaissent sous forme de blocs de grande taille à la lisière d'un bois au Nord-Est de Méot (Nord-Est de Pouldreuzic), autour de Kergroaz et près de Keramoine (Sud-Ouest de Tréogat)

où elles ont été autrefois exploitées (carrière de Kerbirigou). Sur le terrain, elles sont constamment associées aux serpentinites de la Formation de Ty-Lan.

Dans le gisement de Keramoine, la roche est massive et très hétérogène; elle varie du faciès pyroxénique et grenatifère au faciès amphibolique à résidus minéraux. La texture est granoblastique; dans un fond constitué de clinopyroxène (diopside) vert pâle à incolore, plus ou moins ouralitisé, sont disposés de nombreux grenats isométriques de petite taille, chloritisés et fracturés. La hornblende verte en cristaux bien individualisés englobe pyroxène et grenat. Les minéraux accessoires sont la chlorite, la zoïsite, le sphène, l'ilménite et le leucoxène. Cette composition minéralogique résulte de la superposition d'une paragenèse de faciès granulite à clinopyroxène + grenat + rutile + plagioclase basique et d'une paragenèse à hornblende verte + plagioclase (An 30-40). A l'Est de Keramoine, certaines variétés sont déformées et affectées par des recristallisations orientées à la manière des *flaser-gabbros*. A Méot, la pyroxénite est remarquable par la présence de grenat brun-rouge en cristaux centimétriques entourés d'une couronne vert pâle qui contraste avec la patine d'altération claire de la roche; celle-ci est massive, sombre lorsqu'elle n'est pas altérée, grenue avec parfois un rubanement fruste. Aux minéraux décrits dans la pyroxénite de Keramoine s'ajoute de la hornblende brune en cristaux subautomorphes et le grenat est entouré de hornblende verte (structure de dékéliphytisation). Dans le gisement de Kergroaz a été reconnue de la jadéite (M.-S.-N. Carpenter, 1978) qui laisse penser que ces roches correspondent à des éclogites.

Le tableau 6 fournit un certain nombre d'analyses chimiques de ces pyroxénites qui caractérisent des roches très basiques; seul, le rapport MgO/FeO varie de façon significative, ce qui permet de les différencier des autres roches.

Formation de Ty-Lan

σ . **Serpentinites (métapéridotites)**. Sur cette feuille apparaît la partie occidentale du massif de serpentinites qui affleurent depuis Kerguelm (Nord de Peumerit, feuille Quimper) jusqu'à Ty-Lan où elles s'étendent largement. Par ailleurs, les affleurements sont réduits : Carazel au Nord de Pouldreuzic, le Sent, Kerléoguy; au Sud de l'étang de Kergalan, les serpentinites sont associées aux pyroxénites à grenat de Keramoine. Ce sont des roches compactes et sombres, parfois rubanées par la présence de lits centimétriques vert clair. Dans les faciès massifs, le minéral essentiel est l'antigorite à structure maillée accompagnée de restes de cristaux d'olivine, de pyroxène et d'amphibole incolore. La magnétite est abondante, le pyroxène est très altéré, la trémolite le recoupant nettement; le grenat est rare et chloritisé; de rares plages de séricite, zoïsite, calcite permettent de soupçonner la présence antérieure d'un plagioclase basique. Le rubanement de certains faciès est dû à la concentration de trémolite en lits de faible épaisseur.

ξ_{ch} . **Chloritite**. Cette roche affleure à 200 mètres à l'Est de Ty-Lan dans un vallon surmonté de blockhaus. De couleur verdâtre, au toucher talqueux, elle est constituée à 95 % de paillettes de clinocllore (chlorite magnésienne) fortement enchevêtrées les unes dans les autres et contient des grains de magnétite et de rares cristaux de pennine; on y observe également des recristallisations de quartz.

$\xi_{g,d}$. **Gneiss à grenat et disthène**. Les gneiss à grenat et disthène sont cartographiquement associés aux serpentinites; on les rencontre presque exclusivement à 500 m au Sud-Ouest de Ty-Lan et à 500 m au Nord de ce lieu-dit. La paragenèse primaire montre du grenat millimétrique en cristaux chloriti-

sés et fracturés, du disthène en cristaux très déformés, du quartz et un peu de feldspath potassique altéré. La paragenèse secondaire voit le développement de muscovite, biotite, chlorite et quartz.

δ_a^{11} . **Amphibolites.** Les amphibolites de la Formation de Ty-Lan sont de deux types : des amphibolites litées à grenat et des amphibolites grenues. Les premières sont visibles à 200 mètres à l'Ouest du carrefour de Ty-Lan, à proximité immédiate des amphibolites de la Formation de Peumerit mais en plein dans la masse des serpentinites. Elles sont constituées de l'alternance de lits à hornblende verte et grenat et de lits plagioclasiques. D'anciens pyroxènes, partiellement ouralitisés, sont reconnaissables; les grenats sont frais et entourés de hornblende verte qui provient sans doute d'une ancienne couronne de kéliphyte. Le plagioclase (oligoclase) en petits cristaux est associé à de l'épidote. On retrouve dans ces amphibolites les paragenèses des amphibolites de la Formation de Peumerit : paragenèse 1 : pyroxène + grenat (kéliphytisation); paragenèse 2 : hornblende verte + ouralite + oligoclase + épidote (dé-kéliphytisation).

Les amphibolites grenues affleurent en plein champ à 750 m à l'Est de Ty-Lan. Ce sont des roches sombres grenues, d'aspect analogue à celui d'un gabbro, dans lesquelles le minéral dominant est la hornblende brune. La texture est granoblastique fine. La première paragenèse, de type granulitique, est à hornblende brune + grenat + rutile; la deuxième, à hornblende verte + plagioclase + pistachite correspond à une rétro-morphose dans le faciès amphibolite.

Groupe de Languidou—Penhors

Cet ensemble, formé essentiellement de *métagreywackes*, recouvre en discordance au Sud et à l'Est les roches basiques et ultrabasiques du groupe de Peumerit—Tréogat; il est recoupé au Nord par le leucogranite de la pointe du Raz—Quimper. Cartographiquement, la disposition en bandes parallèles observée pour les formations du Groupe de Peumerit—Tréogat cesse pour laisser place à un « étalement » des micaschistes vers le Nord-Ouest. A sa base, on distingue les gneiss oeuillés (porphyroïdes) de Languidou surmontés de micaschistes dans lesquels on reconnaît des alternances rythmées de strates quartzofeldspathiques relativement micacées et de strates pauvres en minéraux phylliteux et à structures plus grossières; parfois s'y intercalent des leptynites et des gneiss oeuillés. Dans leur partie septentrionale, ces micaschistes à composition de *greywackes* renferment des niveaux interstratifiés d'amphibolites. Contrairement au Groupe de Peumerit—Tréogat, le Groupe de Languidou—Penhors n'a subi qu'un seul métamorphisme à caractère régional dans le faciès amphibolite contemporain du plissement en vastes antiformes et synformes.

δ_a^{12} . **Gneiss oeuillés de Languidou.** Ces gneiss affleurent le long de la vallée de Languidou au Sud-Est de Plovan entre Tréfranc et la chapelle de Languidou; ils sont bien visibles dans une ancienne carrière le long de la route joignant Tréogat à Plovan. Bien que dégradé, le front de taille laisse apparaître une roche claire riche en « yeux feldspathiques » dont la taille dépasse fréquemment 5 centimètres et qui sont étirés dans la foliation gneissique. Ils correspondent soit à des phénocristaux de microcline plus ou moins arrondis, intensément quadrillés par le jeu des macles, fracturés et cicatrisés par du quartz, soit à des ségrégations quartzofeldspathiques. La trame qui englobe ces cristaux est gneissique; les « lits » leucocrates sont composés de cristaux de quartz étirés et recristallisés, de débris d'oligoclase tordus et altérés auxquels s'ajoutent quelques cristaux de microcline frais. Dans les « lits » micacés, on reconnaît deux générations de minéraux phylliteux : des lamelles de biotite déstabilisée et des

lamelles de muscovite stable de grande taille et sans orientation privilégiée (paragenèse primaire), contournées par des lamelles de biotite et de muscovite de petite taille et orientées (paragenèse secondaire).

L'origine de ces gneiss n'est pas connue avec certitude; J. Cogné (1965), J.-J. Peucat (1973) puis Peucat et Cogné (1974) les considèrent comme un métapoudingue à la base du Groupe de Languidou—Penhors dont ils font l'homologue des gneiss oeilés de la Mauvoisinière dans la Nappe de Champ-toceaux (Loire-Atlantique) (cf. feuille Vallet à 1/50 000) que l'on trouve à la base d'une série métasédimentaire rythmique monométamorphique qui recouvre un complexe ophiolitique et polymétamorphique analogue à celui du Groupe de Peumerit-Tréogat. Cette hypothèse a récemment été mise en doute par S.-K. Hanmer (1977) qui considère les gneiss comme une lame granitique intrusive orthogneissifiée, hypothèse formulée à l'origine par J. Cogné (1957).

Dans le cadre de cette feuille, il n'a pas été tenu compte de la nature originelle de la roche (granite ou poudingue), la symbolique utilisée (σ_2) ne reflétant que son aspect lithologique actuel.

ξ¹⁻². **Micaschistes à muscovite, biotite, oligoclase (métagreywackes).** Les micaschistes du Groupe de Languidou—Penhors dessinent une vaste synforme dont l'axe, orienté SW—NE, passe par Labadan (synforme de Labadan). A la faveur des affleurements côtiers qui sont continus de Ménez-Gored à Penhors et des quelques affleurements à l'intérieur des terres (Quel-drec, moulin Goff, Perros, Kerleffry, ...) il est possible de distinguer trois zones de lithologie différente :

- flanc sud de la synforme (Penhors, Pouldreuzic, Plovan);
- coeur de la synforme (Haut-Pellan, Keristenvet, Labadan);
- flanc nord de la synforme (le Menhir, Poulbréhen, Porz-Poulhan, Ker-guel).

Le passage entre ces trois domaines est progressif et insensible, leur limite ne pouvant être précisée sur la carte.

● *Flanc sud de la synforme.* Les affleurements du plateau rocheux entre Palue-de-Grouinet et le Haut-Penhors montrent une série sédimentaire silto-greywackeuse monotone et rythmique à plongement régulier vers le Nord et dans laquelle on reconnaît aisément le litage originel; celui-ci est constitué de niveaux quartzo-feldspathiques fins et micacés et de niveaux plus grossiers pauvres en minéraux phylliteux. L'ensemble est schistifié et traversé de nombreux filons pegmatitiques fortement plissés. Dans les lits quartzo-feldspathiques micacés, la paragenèse primaire est soulignée par la muscovite en grandes lames non orientées mais tectonisées dont l'apparition semble liée à la mise en place des leucogranites (apports pneumatolytiques ou métamorphisme thermique?). La paragenèse secondaire voit le développement de muscovite 2 et de biotite en petits cristaux orientés finement enchevêtrés qui soulignent la foliation. La chlorite 2 paraît en voie de déstabilisation. L'albite (An 5-10) en grains monocristallins, maclés ou non, peut, avec le quartz, être abondante et souligner la stratification. On observe quelques cristaux de feldspath potassique damouritisé et les minéraux accessoires sont l'apatite, l'épidote, le zircon, la tourmaline verte et des minéraux opaques. Les lits quartzo-feldspathiques ont la même composition minéralogique; le plagioclase fracturé et séricitisé y est plus abondant et est emballé dans une fine mouture de quartz et de micas. Ils correspondent vraisemblablement à d'anciennes wackes feldspathiques.

● *Coeur de la synforme.* C'est la zone où les couches deviennent sub-horizontales; les niveaux sont plus variés et se répètent fréquemment. On y

rencontre les mêmes micaschistes qu'au flanc sud de la synforme mais ils sont ici accompagnés de gneiss ocellés et de leptynites feldspathiques. Les *gneiss* sont constitués d'oligoclase (An 20-25) en phénocristaux centimétriques arrondis, à macles non déformées, ce qui tend à indiquer leur recristallisation au cours du métamorphisme. La trame quartzo-feldspathique contient des agrégats polycristallins de grenat, biotite et quartz qui évoquent d'anciens fragments lithiques. Les *leptynites feldspathiques*, en bancs de 0,20 à 1 m d'épaisseur, montrent des lits micacés centimétriques. La texture de la roche est en général granoblastique; l'oligoclase (An 25) et le quartz s'associent parfois en structures micrographiques; le grenat est stable et semble appartenir, avec les minéraux précédents et de petites muscovites orientées dans la foliation, à la paragenèse métamorphique principale. Ces niveaux particuliers correspondent vraisemblablement à d'anciennes roches volcano-sédimentaires.

● *Flanc nord de la synforme.* Entre le Menhir et Ménez-Gored, le pendage des couches devient régulier avec un plongement moyen de 80° vers le Sud. Les bancs leptynitiques disparaissent tandis qu'on observe de nombreux filons pegmatitiques plissés et schistifiés. La composition minéralogique des micaschistes diffère peu de celle des micaschistes quartzo-feldspathiques rencontrés plus au Sud. On note seulement des cristallisations antéschisteuses d'andalou-site et de grenat à l'approche de l'orthogneiss de Porz-Poulhan.

δ_a^{11} . **Amphibolites.** A l'intérieur du Groupe de Languidou—Penhors, les roches basiques sont particulièrement abondantes au flanc nord de la synforme de Labadan, en son centre, tandis que sur son flanc sud, elles sont presque totalement inexistantes. Il s'agit de niveaux interstratifiés dans les micaschistes (sills?) qui, selon leur aspect externe, sont classés en trois groupes: les amphibolites à grain fin, les amphibolites à grain grossier et les amphibolites litées.

δ_a^{11} . **Amphibolites à grain fin.** Elles n'excèdent jamais 2 à 3 mètres d'épaisseur (le Menhir, Keristenvet, Keringuel, Queldrec, D. 2 au Nord de Pouldreuzic). Ce sont des roches très homogènes, fréquemment boudinées, dans lesquelles les amphiboles sont orientées; elles ne sont pas litées mais présentent parfois des hétérogénéités granulaires. Leur texture est nématoblastique; la paragenèse d'origine magmatique est constituée de labrador (An 50-55) en lattes subautomorphes partiellement recristallisées en zoisite dessinant une texture ophitique et de minéraux ferromagnésiens correspondant à d'anciens pyroxènes. La paragenèse métamorphique voit le développement d'andésine (An 30-35) en individus frais xénomorphes engrenés les uns dans les autres entre les lattes de hornblende verte; celle-ci possède une orientation privilégiée et se groupe fréquemment en amas pseudomorphosant les anciens minéraux ferro-magnésiens. Les minéraux accessoires sont la chlorite, la biotite, le zircon, le sphène, l'ilménite et le leucoxène.

δ_a^{11} . **Amphibolites à grain grossier.** On ne les trouve qu'au coeur et qu'au flanc nord de la synforme (Poulbréhen, Sud de Ménez-Gored) en niveaux pouvant atteindre 10 mètres d'épaisseur. Elles sont massives, porphyriques, les phénocristaux d'amphiboles étant englobés dans une pâte à grain fin. La paragenèse principale est à hornblende verte + andésine (An 35-40) accompagnées de chlorite, muscovite, biotite, zoisite, ilménite et leucoxène. Les phénocristaux de hornblende et les cristaux de plagioclase isométriques, globuleux ou amiboïdes, baignent dans une mésostase feldspathique riche en hornblende finement cristallisée.

δ_a^{11} . **Amphibolites litées.** Plus rares que les précédentes (Poulbréhen, Ménéz-Gored, Nord de Kerlabihan), ces amphibolites sont massives et montrent un litage formé de l'alternance de niveaux vert sombre à légèrement bleutés de 1 à 2 cm d'épaisseur et de niveaux vert clair à jaune, de quelques millimètres d'épaisseur. Les lits sombres sont constitués de hornblende en cristaux aciculaires qui pseudomorphosent parfois d'anciens cristaux de pyroxène et d'oligoclase (An 25-30) de petite taille engrenés les uns dans les autres. Des fantômes de plagioclase basique correspondent, avec le pyroxène, à la première paragenèse d'origine magmatique. Les lits clairs sont constitués d'épidote. Le litage peut également être lié à la variation de la taille des cristaux de hornblende ou à la présence de niveaux pyroxénitiques à diopside et calcite. Les analyses chimiques fournies dans le tableau 10 bien que proches de celles obtenues par les amphibolites de la Formation de Peumerit (*cf.* tableau 5) s'en différencient néanmoins par des teneurs en Al_2O_3 et Fer total plus faibles et des teneurs en K_2O plus fortes.

Roches intrusives

$\sigma_5\gamma^3$. **Orthogneiss oeilé de Porz-Poulhan.** L'orthogneiss oeilé de Porz-Poulhan affleure à la bordure méridionale du leucogranite de la pointe du Raz—Quimper qui le recoupe, au contact des micaschistes du Groupe de Languidou—Penhors. Confondu antérieurement avec les « granulites feuilletées de Bretagne méridionale » (Ch. Barrois, 1891), ce granite déformé doit être différencié des leucogranites tant par sa pétrographie, par ses contours autonomes que par sa structure. Sur le territoire de la feuille Pont-Croix, il constitue deux massifs homogènes orientés parallèlement aux structures cristallophylliennes de ce secteur. Le massif occidental affleure très largement entre la pointe de Souc'h et Ménéz-Gored où il est structuré de façon importante selon des plans orientés N 115° E qui plongent de 60° vers le Sud; la linéation par microplissement de filons de quartz plonge d'environ 10° vers l'Ouest. Les contours proposés pour le massif oriental sont moins bien définis, les affleurements de l'intérieur du pays étant plus rares (Lanvao, Keravec). Celui-ci se poursuit sur la feuille Quimper jusqu'à la faille de Plogastel-Saint-Germain. Ils constituent également la majeure partie du granite de Pouldreuzic (*cf.* schéma structural) les leucogranites étant cantonnés à sa partie occidentale.

Cet orthogneiss est constitué de nombreux phénocristaux feldspathiques (1 à 5 cm) aplatis et étirés dans une trame quartzo-feldspathique claire très schistifiée (phare de Porz-Poulhan, Ménéz-Drégan) parfois riche en biotite. Ces phénocristaux sont essentiellement du microcline perthitique, fréquemment zoné, parfois entouré de myrmékites, qui englobe des cristaux de microcline plus petits, plus rarement d'oligoclase (An 8-10). La mésostase qui les emballa est grenue, la muscovite et la biotite verte à brune (parfois chloritisée) soulignant la foliation. Certaines paillettes de muscovite évoquent les muscovites thermiques observées dans les micaschistes du Groupe de Languidou—Penhors. Les feldspaths sont de petits cristaux équi-granulaires de microcline et d'albite engrenés les uns dans les autres avec le quartz. Les minéraux accessoires sont l'apatite en cristaux automorphes contournés par les minéraux phylliteux, le grenat, le zircon et des minéraux opaques. Cette composition minéralogique correspond à celle d'un granite sub-alkalin monzonitique. La composition chimique (*cf.* tableau 11) indique bien le caractère leucocrate de ce granite, Fer total, MnO, TiO_2 ne représentant que 2 à 3 % de la somme des oxydes. CaO (1,5 % en moyenne) est nettement inférieur à Na_2O (3,5 %) et K_2O (4 % environ); les teneurs voisines de ces deux derniers oxydes traduisent le caractère acide du plagioclase et la présence de feldspath potassique en quantité appréciable. L'orthogneiss oeilé de Porz-Poulhan renferme

deux types d'enclaves grenues homogènes; les unes mélanocrates et très riches en biotite sont généralement arrondies tandis que les autres, leucocrates et à grain fin, sont aplaties dans la foliation. Son contact avec les micaschistes du Groupe de Languidou—Penhors, à Ménez-Gored, est brusque et en parfaite concordance avec la stratification; il y développe un métamorphisme de contact à andalousite et grenat auquel se surimpose le métamorphisme régional et la foliation qui affecte micaschistes et orthogneiss. Son contact avec le leucogranite de la pointe du Raz—Quimper est visible sur le platier de la plage de Guendrez au Nord de la pointe de Souc'h; ce dernier émet dans le flanc nord de l'orthogneiss un réseau serré de filons aplitiques et pegmatoïdiques déformés et plissés.

Sur le platier, sous le phare de Porz-Poulhan, l'orthogneiss est recoupé par un filon d'un mètre de large non structuré dont la texture est trachytique porphyrique; les constituants essentiels sont la chlorite, en paillettes dans la mésostase ou comme produit d'épigénisation de ferro-magnésiens, et un plagioclase albitique en phénocristaux ou en lattes dans la mésostase. Les minéraux accessoires sont le quartz, la biotite et des opaques. La paragenèse et la texture de ce filon répondent à celles des albitophyres. L'âge radiométrique de 345 ± 8 M.A. (*) obtenu sur l'orthogneiss de Porz-Poulhan (J. Cogné et J.-J. Peucat, 1973) (rapport initial : 0,705) situe sa mise en place dès le début du Dinantien.

$\zeta\gamma^{1-2}$. **Orthogneiss de Plonéour-Lanvern.** A l'extrême Sud-Est de la feuille apparaît l'orthogneiss de Plonéour-Lanvern, feuillet large de 1 à 2 kilomètres orienté SW—NE et qui affleure presque totalement sur le territoire de la feuille Quimper à 1/50 000 recoupant les micaschistes de la Formation de la vallée de Trunvel (cf. schéma structural). On y reconnaît un faciès leucocrate qui constitue une frange irrégulière de quelques centaines de mètres de large à sa bordure nord et un faciès grenu plus micacé qui seul existe dans le cadre de la feuille Pont-Croix. Il s'agit d'une roche claire à muscovite et biotite, riche en feldspath potassique (0,5 à 1 cm), à foliation parfois très développée. Ce feldspath est du microcline en cristaux subautomorphes arrondis ou en agrégats polycristallins, à myrmékites au contact avec l'albite qui est plus ou moins abondante. La muscovite, de petite taille, est subautomorphe et la biotite inégalement répartie. Le quartz, xénomorphe, est souvent granulé à sa périphérie. Les minéraux accessoires sont l'apatite, le grenat et des minéraux opaques.

L'intérêt de ce granite réside dans sa position structurale; sa nature orthogneissique liée au cisaillement senestre qui l'affecte et sa disposition en feuilletés parallèles à la foliation des micaschistes permettent de penser (J.-P. Lefort, 1975; J. Cogné, 1977) qu'il s'agit d'une ancienne zone tectonique équivalente à la Zone broyée sud-armoricaine.

$\zeta\gamma^{1-2}$. **Granite cataclasé de Pouldreuzic.** Intrusif dans les schistes cristallins de la baie d'Audierne, le granite de Pouldreuzic constitue un massif de quelques kilomètres carrés à l'Est de Pouldreuzic. Les affleurements sont assez nombreux à sa bordure (Saoudua, Lespurit-Ellen, ...) et il a été exploité en carrière au Sud de Méot. Les deux pointements de Pencluziou et Keryano appartiennent à ce massif. Il s'agit d'un granite clair, à grain grossier, parfois porphyroïde, qui possède une forte foliation cataclastique contournant les cristaux feldspathiques; ceux-ci sont parfois très étirés formant une linéation nette. Le feldspath potassique est du microcline en cristaux plus ou moins arrondis parfois imbriqués avec le quartz en textures micrographiques et

(*) Age recalculé avec $\lambda^{87}\text{Rb} = 1,42 \cdot 10^{-11} \text{ an}^{-1}$.

entourés de myrmékite; le plagioclase est de l'albite (An 0-5) en cristaux zonés de 3 à 4 mm de long. Dans la mésostase quartzo-feldspathique, on reconnaît deux générations de minéraux phylliteux : de grandes lames de muscovite et de biotite non orientées mais déformées et de petits cristaux de muscovite et de biotite orientés mais non déformés qui soulignent les plans de cataclase. La chlorite remplace partiellement la biotite. Les minéraux accessoires sont l'apatite, le zircon et des minéraux opaques.

ROCHES SÉDIMENTAIRES

Formation paléozoïque

h5. Formation de la baie des Trépassés. Stéphanien (puissance non évaluée). De la baie des Trépassés (feuille Pointe-du-Raz) aux environs de Kerscoulet (Nord de Primelin), les terrains carbonifères occupent la dépression qui marque le passage de la Zone broyée sud-armoricaine. Ce petit bassin, long d'environ 10 kilomètres mais large de moins de 500 mètres, jalon le plus occidental des bassins houillers du Finistère (Quimper, Kergogne, baie des Trépassés), n'est bien connu qu'à la faveur des recherches charbonnières dont il a fait l'objet aux XVIII et XIXe siècles. Les affleurements sont en effet pratiquement inexistantes sur le territoire de cette feuille sauf au Nord-Est de Plogoff (Kerham) et au Nord de Kerscoulet; d'autre part, le lambeau figuré à Lanviscar (Est de Pont-Croix) sur la feuille Quimper à 1/80 000 n'a pas été retrouvé. L'essentiel des informations recueillies sur cette formation résulte donc d'observations effectuées dans la baie des Trépassés (feuille Pointe-du-Raz) et ses environs immédiats (Kerloc'h, Trouzent, Saint-Tugdual).

Bien que ses constituants soient plus ou moins intensément mylonitisés, on admet que la formation débute par un conglomérat à clastes subanguleux à bien arrondis, de grande taille (jusqu'à 10 cm), de granitoïdes et de micaschistes variés prélevés aux ensembles cristallins et cristallophylliens proches; la matrice est silteuse. La sédimentation se poursuit par des grès feldspathiques plus ou moins grossiers et des *siltstones* noirs avec passées charbonneuses. Celles-ci ont livré quelques empreintes végétales étudiées par A. Picquenard (1924) : *Calamites suckowi*, *Neuropteris cordata*, *Dicranophyllum gallicum*, *Poacordaites microstachys*. Plus récemment S.-K. Hanmer (1977) cite *Mixoneura peyerimhoffi*, *Callipteridium cf. jongmansii*, *Pecopteris* sp., *Annularia cordata* recueillis dans la baie des Trépassés. Cette flore permet de placer la formation dans le Stéphanien sans qu'il soit possible de préciser le sous-étage (Stéphanien B ?).

Formations quaternaires

Le Quaternaire de la baie d'Audierne est dominé par le développement des formations littorales pléistocènes et par l'existence d'un cordon littoral actuel qui barre tous les ruisseaux et provoque la formation de marais littoraux.

Pléistocène

Mw. Cordons littoraux pléistocènes. Entre 20 et 25 m d'altitude N.G.F. affleurent à Tréguennec (Sud-Est de la feuille), à la surface des champs, des blocs polis patinés, ocre, des galets de quartz et souvent de silex. Au lieu-dit Quélornet les galets mêlés de sables rouges sont très fortement altérés. Cette formation est recouverte par un sol humifère et de la solifluxion; une très forte rubéfaction l'affecte. Ces affleurements sont les témoins les plus anciens

observés de transgression marine. Etant donné l'absence de repère stratigraphique il est impossible de leur attribuer un âge précis mais une date, Pliocène terminal/Pléistocène inférieur, peut être envisagée pour leur mise en place compte tenu de l'ensemble des données armoricaines.

Un important cordon littoral fossile formé de galets de nature variée (quartz, quartzite, granite, roches métamorphiques), beaucoup moins altéré que le témoin précédent se suit de Plovan à Plogoff.

Depuis le Sud de Plovan jusqu'à Plouzévet le cordon s'étend à l'intérieur des terres parallèlement à la ligne de rivage actuelle; il atteint la côte actuelle à Penhors en Pouldreuzic. Il est morcelé par l'érosion fluviale et il apparaît sous forme de buttes. Les galets sont visibles dans les champs sur une largeur de 150 m en moyenne, mais à Pellan en Plouzévet ils s'étalent sur 500 m sur le versant du vallon. Ils culminent actuellement à 15 m N.G.F. et on ne les rencontre pas au-dessous de 5 m N.G.F. dans ce secteur. Une coupe dans ce cordon est visible dans l'ancienne carrière de Crumuni en Plovan. Les galets sont disposés à plat sauf à la partie supérieure où ils sont fortement redressés (cryoturbation ou glissement?).

Au Nord de Plouzévet la morphologie du littoral change, les falaises sont plus élevées et trois surfaces d'abrasion apparaissent nettement. Une plate-forme vers 12-15 m (N.G.F.) constitue dans la partie sud de ce secteur le sommet des falaises. Mais vers le Nord-Ouest, à partir de l'anse de Loc'h, elle se rétrécit considérablement, puis disparaît et le haut de la falaise à Plogoff se situe entre 25 et 30 m (N.G.F.). Une plate-forme relativement étroite, une vingtaine de mètres de large au maximum, est visible vers 5-7 m (N.G.F.) à Ménez-Gored en Plouzévet ainsi qu'au Nord-Ouest du Goyen à Primelin où elle peut s'observer en contrebas de la précédente. Enfin une plate-forme dominant l'estran actuel de quelques mètres est particulièrement nette à Penhors, à Mesperleuc en Plouhinec et aussi près de la pointe de Plogoff. Ces trois surfaces, en particulier les deux plus basses, présentent des figures d'érosion marine caractéristiques. De nombreux vallons suspendus leur sont associés à Porz-Loubous en Plogoff (12-15 m) et à Castel en Primelin (6-7 m) notamment, de même que des grottes et des encoches marines (Porz-Loubous). Des galets reposent sur ces surfaces, sans que l'on puisse affirmer qu'ils soient contemporains de leur façonnement. Le plus souvent les galets sont conservés sur chacune de ces plates-formes indépendamment avec une puissance moyenne de 1 m à 1,50 mètre. On les trouve ainsi à 15 m près de la pointe de Plogoff, à 12 m au Nord de Castel et plus fréquemment vers 6-7 mètres. Mais il est possible d'observer des accumulations plus épaisses sur la plate-forme de 6-7 m : 5 m à Brignoc'h en Esquibien, 3 m au Sud de Castel. Au moins localement il y a donc continuité entre les affleurements de 6-7 m et ceux de 12-15 m; il semble que l'on puisse les mettre en parallèle avec ceux du cordon fossile de Plovan. Le façonnement de l'abrupt qui sépare la plate-forme de 6-7 m de celle de 12-15 m est donc antérieur à la mise en place des galets. Qu'en est-il de la plate-forme la plus basse? A Mesperleuc le même faciès de galets et de graviers consolidés repose directement sur la surface d'abrasion inférieure qui correspond environ au niveau des plus hautes mers actuelles. Cette accumulation peut représenter la base du cordon de galets fossile de Plovan rarement conservé par ailleurs. L'accumulation de galets de Mesperleuc est d'ailleurs séparée en deux par un sol rouge; sa partie supérieure est perturbée, les galets sont redressés. La partie basse du cordon littoral fossile a donc été remaniée et souvent érodée entre le niveau de l'estran actuel et 5-6 m d'altitude. La falaise de Guendrez en Plouhinec, où aboutit un vallon relativement important, présente deux niveaux marins. Ils sont différents, par leur granulométrie et l'abondance des blocs de granite, des niveaux plus élevés qu'ils ont sans doute remplacés. Ces niveaux marins sont attribués aux deux derniers interglaciaires :

Holsteinien et Eemien. La mise en place du grand cordon de Plovan se situerait donc vraisemblablement dans la longue période représentant le Cromérien s./.

H. Limon, head. Des placages de limon souvent peu épais subsistent sur le plateau, dans les vallons et en haut des falaises. Ils renferment, en particulier en bordure du littoral, dispersée à la surface, une importante industrie de silex allant du Paléolithique supérieur au Néolithique.

Holocène

D. Dunes. Les dunes sont relativement peu abondantes dans la partie nord de la baie d'Audierne. A Tréguennec, à Mesperleuc et à Custreïn en Esquibien elles sont plus développées. A Custreïn elles s'appuient sur les reliefs et atteignent 29 m N.G.F. A Tréguennec elles sont plus basses, avec une topographie douce et s'étendent sur 700 m de large environ.

Mz. Sables actuels des estrans. Les plages sableuses alternent avec les plates-formes rocheuses; elles sont souvent alimentées par les ensembles dunaires. L'estran de la plage de Plovan est particulièrement développé.

MzG. Cordon de galets. Un important cordon littoral, l'Ero Vili, régularise la côte dans le fond de la baie d'Audierne. Il peut atteindre 4 à 5 m de hauteur. Il est constitué de galets très variés : quartz, quartzite, granite, roches métamorphiques, silex; cette diversité avait déjà été soulignée par Ch. Barrois. Le cordon est présent en avant des zones basses, devant Plovan, et aussi, comme à Pellan, entre la plate-forme rocheuse et la falaise en situation peu courante. Il barre toutes les embouchures des rivières à l'exclusion du Goyen.

Localement le cordon a perdu de son efficacité à cause d'une exploitation intensive et l'équilibre de la côte est souvent menacé.

Fz. Alluvions holocènes des vallées : vases, tourbes. Le cordon littoral entrave la circulation des eaux fluviales et détermine la formation d'étangs de barrage. A l'embouchure de chaque ruisseau la succession est la suivante, de l'aval vers l'amont : étang, phragmitaie, prairie marécageuse et tourbeuse. Les tourbes se développent dans la vallée jusqu'à 2 et 3 km de la ligne de rivage actuelle et atteignent 6 m d'altitude N.G.F.

Les vallées au Nord de Pont-Croix et celles du Goyen sont très encaissées; les dépôts alluvionnaires sont peu étendus sauf dans la dépression correspondant à l'étang de Poulguidou.

ROCHES FILONIENNES

Q. Filons de quartz. Le quartz filonien est peu répandu sur cette feuille. Le principal filon, orienté N.NW—S.SE souligne la faille qui traverse les prasinites et les schistes verts à l'Ouest de Tréogat. De gros blocs de quartz blanc laiteux ont également été reconnus dans la vallée entre Bréharadec et Trévarha (Sud-Est de Goulien) au passage d'une faille orientée NE—SW.

ROCHES CATACLASTIQUES ET MYLONITIQUES

Au centre du territoire de la feuille, les granites de la pointe du Raz—Quimper et de Locronan, les roches anatectiques et, dans une moindre mesure,

les autres formations sont affectées de puissants mouvements cisailants qui conduisent, par développement progressif des surfaces cataclastiques et des recristallisations congénères, à la formation de véritables ultramytonites qui apparaissent çà et là entre Plogoff et Pouldergat. La foliation cataclastique, développée de façon constante sur 1 à 2 kilomètres de large (parfois plus au Sud de Pouldergat) au passage de la Zone broyée sud-armoricaine et de façon plus discontinue par couloirs de déformation au sein des massifs granitiques, est généralement subverticale et de direction N 90-100° E sauf entre Trévénœn et Pont-Croix où elle s'infléchit vers le Nord-Est.

Dans les granites où le passage progressif du stade cataclastique aux stades mylonitiques est souvent observable (Nord de Guiler-sur-Goyen, Tromelin—Lézivy), la foliation plus ou moins orthogneissique est soulignée par l'alignement des minéraux phylliteux qui sont intimement mêlés à des cristaux de quartz et de feldspath de très petite taille; cette pseudomatrice englobe des porphyroclastes feldspathiques et des agrégats polycristallins quartzo-feldspathiques dont la taille varie en fonction de la granulométrie de la roche mère. Microscopiquement, les stades précoces de la déformation voient l'apparition de plans flexueux de cataclase dans lesquels recristallisent de la biotite, de la muscovite, du quartz ainsi que de petits plagioclases qui moulent les porphyroclastes. Dans les stades ultérieurs, ceux-ci se déforment, des fractures apparaissent ressoudées par du quartz ou du feldspath; les cristaux de quartz encore intacts se granulent en sous-grains qui s'organisent en bandes allongées plus ou moins parallèles. La biotite a tendance à se déstabiliser en un mélange de chlorite et de minéraux opaques et se charge parfois de nombreuses aiguilles de rutile; elle s'effiloche plus ou moins entre les clastes tandis que de la muscovite poeciloblastique en grandes lames onduleuses apparaît localement. Ceci est particulièrement important dans le cas du granite de Locronan où à ce stade mylonitique seule la présence de sillimanite permet de le différencier aisément du granite de la pointe du Raz—Quimper. A un stade plus poussé, les feldspaths sont réduits à l'état de porphyroclastes noyés dans une pâte quartzo-feldspathique plus ou moins fine; la biotite a pratiquement disparu. Le terme ultime de l'évolution conduit à la formation d'ultramytonites dont les plus remarquables sont celles de la carrière de la vallée du Goyen au Sud de Pouldergat (route de Landudec), de Larrin à l'Ouest de Mahalon, de la carrière de Kervoal à l'Ouest de Meilars et de la carrière de Moulin-Vert à l'Ouest de Pont-Croix.

Ce sont en général des roches claires, blanchâtres à grisâtres, d'aspect corné, à grain extrêmement fin, homogènes ou à structure de flux analogue à une schistosité. Cet aspect particulier rappelle fortement celui de roches volcaniques aphanitiques avec lesquelles elles ont longtemps été confondues; elles correspondent en effet (J. Cogné, 1954) pour partie (l'autre partie n'étant que des mylonites ou des faciès cataclastiques) aux *hälléflints* de Ch. Barrois (feuille Quimper à 1/80 000, 1891-1949) que l'auteur assimilait à des rhyolites écrasées. Ces *hälléflints* correspondent également pour une large part aux ultramytonites de micaschistes et gneiss à muscovite, biotite et sillimanite (ξ -M ζ) et de micaschistes à muscovite et biotite (S- ξ^2) dont les plus significatives sont visibles au Manoir (Nord-Ouest de Plogoff), dans la carrière au Nord de Plogoff sur la route de Cléden et dans la carrière de Kerscoulet, et aux ultramytonites des granites d'affinité anatectiques (M γ) en bordure du Goyen entre Suguensou et Pont-Croix. Ce sont des roches sombres (bleu-noir en général) homogènes, sans caractère particulier, dont le débit en panneaux d'épaisseur décimétrique évoque une stratification.

Microscopiquement, la convergence de faciès entre toutes ces ultramytonites apparaît remarquable; la roche n'est plus qu'un très fin agrégat cataclastique de quartz, de feldspaths et de micas dont la taille n'excède pas 20 μ

30 microns. Ça et là, subsistent des résidus généralement feldspathiques de taille notable qui témoignent de l'origine de la roche. On y observe fréquemment (Plogoff, Kerscoulet) la superposition d'une déformation laminaire soulignée par de fins filets sériciteux sur le fond quartzo-feldspathique et d'une déformation bréchoïde tardive qui isole des « cellules » entre plusieurs plans de fracture conjugués.

GÉOLOGIE DU PLATEAU CONTINENTAL

La partie sous-marine de la carte correspond à la baie d'Audierne proprement dite. Sa morphologie, commandée par les structures hercyniennes, a été modelée au cours du Quaternaire par une érosion des formations cristallophylliennes plus intense que celle du granite qui en constitue la façade septentrionale.

Campagnes de reconnaissance

Cette région a fait l'objet de recherches sédimentologiques et morphologiques de 1964 à 1968 par A. Saint-Requier à bord du Gwalarn (navire CNRS), de la Thalassa et de la Pelagia (navires ISTPM) dont les résultats ont abouti à la publication de la feuille Pont-Croix à 1/100 000 et ont été consignés dans une thèse 3ème cycle (A. Saint-Requier, 1970, Paris). L'essentiel des carottages de socle a été effectué par J.-P. Lefort (1973) à partir du Job ha Zélian (navire CNEXO) dans le cadre de sa thèse de doctorat d'Etat (Rennes, 1975).

Socle

Sur de grandes surfaces, en particulier au Sud d'Audierne, dans le prolongement de la vallée du Goyen, affleure le socle au milieu des formations meubles récentes. En plus des affleurements granitiques qui prolongent ceux de la partie terrestre, on retrouve, à l'Est d'une faille de type Kerforne (NW—SE), les séries cristallophylliennes de la baie d'Audierne. Au Sud, un ensemble polymétamorphique se rattache au *Groupe de Peumerit—Tréogat*. Ont été reconnus des micaschistes, des gneiss albitiques, des chloritoschistes (Formation de la vallée de Trunvel), des serpentinites (Formation de Peumerit) dont le niveau de métamorphisme est identique à celui qu'on observe à terre : rétomorphose du faciès amphibolite au faciès schiste vert :

— les micaschistes et les gneiss albitiques montrent une paragenèse à chlorite, muscovite, grenat, albite, épidote, quartz et apatite qui se superpose à une association à biotite, muscovite et grenat;

— les chloritoschistes ont des paragenèses identiques; à celles-ci s'ajoutent du sphène qui apparaît au premier métamorphisme et du leucoxène qui caractérise le second; certains échantillons sont riches en débris graphitiques;

— les serpentinites sont analogues à celles de la Formation de Peumerit; sur un fond d'olivine et de pyroxène (grenat + magnétite), on observe une association à trémolite et chlorite. La serpentinitisation y a développé de l'antigorite.

Au Nord, on reconnaît le *Groupe de Languidou—Penhors* dans des *meta-greywackes* grossières (ξ) métamorphisées dans un climat variant du faciès schiste vert au faciès amphibolite (Kougou Ruz, Ar Palinier). Ces roches à muscovite, biotite, chlorite, albite, feldspath potassique, épidote et tourmaline verte sont intensément schistifiées.

A l'Ouest de la faille affleurent des sédiments *greywackeux* fins (S), riches en

pistachite et zoïsite, dont le métamorphisme atteint parfois le faciès schiste vert. Ces roches possèdent généralement une schistosité de flux soulignée par des minéraux phylliteux néoformés; elles possèdent une analogie de faciès avec des schistes noirs épimétamorphiques qui affleurent plus au large et dont un échantillon a livré les fragments d'un microplancton indéterminable d'affinité paléozoïque (J.-P. Lefort et J.-J. Peucat, 1974). Pour ces auteurs, existe une certaine affinité entre ces schistes noirs et les *greywackes* qu'ils considèrent comme paléozoïques.

Au centre de la baie existe un granite à muscovite et biotite, albite, grenat, zircon, sphène et rutile qui contient parfois des phénocristaux de quartz et de feldspath dans une mésostase quartzo-feldspathique fine. Ce granite, inconnu à terre, a été appelé *Granite de la baie d'Audierne*.

Couverture sédimentaire récente (*)

Les cailloutis, soit purs, soit en partie recouverts de sables et graviers, apparaissent au voisinage immédiat des fonds rocheux dont ils proviennent généralement, comme semble l'indiquer leur disposition en auréoles autour de ceux-ci. La présence fréquente d'organismes encroûtants sur les éléments de grande taille est la preuve que les cailloutis ne subissent pas d'usure importante dans les conditions hydrodynamiques actuelles.

Les sables et les graviers dominent en baie d'Audierne. Les graviers sont essentiellement constitués de fragments organiques divers et sont toujours plus ou moins mélangés aux sables. Les graviers minéraux sont rares sauf au Sud de Plouhinec où ils accompagnent des cailloutis de micaschistes. Les sables fins sont surtout abondants au Nord de Ravazenn Goz et dans le coin sud-ouest de la feuille; de ces sables coquilliers jaunes, il faut distinguer les sables fins minéraux grisâtres qui prolongent, jusqu'à la profondeur d'une quarantaine de mètres, la grande plage située en avant de l'Ero Vili.

Les pélites n'apparaissent qu'au Sud-Ouest de la feuille où elles ne représentent qu'un faible pourcentage du sédiment.

Les sédiments coquilliers, c'est-à-dire les dépôts comportant des coquilles entières, n'ont été observés qu'en un seul endroit au Sud-Ouest de la pointe de Lervily.

Dans cette rubrique, il faut mentionner l'existence d'affleurements d'un grès coquillier conglomératique, non figurés sur la feuille, mais reconnus par A. Saint-Requier et coll. (A. Saint-Requier et A. Guilcher, 1969) à 5 km au large de l'estuaire du Goyen. Il s'agit d'une lumachelle de coquilles brisées, à forte cimentation, passant en beaucoup de ses parties à un conglomérat. Ce faciès, élaboré en milieu assez peu agité, a des caractères typiquement littoraux, de haut d'estran pour les parties les plus caillouteuses. Une analyse du radiocarbone effectuée sur des fragments de coquilles a fourni un âge de $15\ 000 \pm 400$ B.P. (**).

Estuaire du Goyen. L'apport d'alluvions par le fleuve dont le débit est faible apparaît insignifiant. Dans la partie amont, entre Kermaléro et Pont-Croix, se déposent des particules terrigènes à fort pourcentage de pélites issues de l'érosion des berges. La majeure partie de l'estuaire est néanmoins soumise à une sédimentation d'origine marine, des sables fins organogènes calcaires progressant vers l'intérieur en déterminant un remblaiement actuel.

(*) Partie rédigée d'après la notice explicative de la carte sédimentologique sous-marine des côtes de France à 1/100 000, feuille Pont-Croix.

(**) B.P. : before present (avant l'Actuel, fixé conventionnellement à l'année 1950).

SYNTHÈSE GÉOLOGIQUE DU SOCLE

Les termes de séries, groupes et formations employés pour désigner les ensembles et sous-ensembles cristallophylliens ont une valeur essentiellement lithologique. Sont déterminés, les types pétrographiques généraux (ex. : gneiss) avec des précisions basées sur la composition minéralogique et, éventuellement, sur l'aspect ou la structure externe (ex. : gneiss ocellés). Il est évident que la comparaison entre des termes métamorphiques de degré d'évolution différent est délicat et, *a fortiori*, la comparaison de ceux-ci avec des successions lithologiques non métamorphiques datées ou non ; c'est pourquoi aucune attribution à valeur chronostratigraphique n'est proposée sur la carte.

FORMATIONS CRISTALLINES ET CRISTALLOPHYLLIENNES DU NORD DU CAP-SIZUN

Les formations cristallophylliennes du Nord du Cap-Sizun sont logiquement rapportées au Briovérien (M. Barrière, 1970; S.-K. Hanmer, 1977) prolongeant vers l'Ouest la série protérozoïque épimétamorphique de la baie de Douarnenez que J.-R. Darboux (1975) situe dans un Briovérien élevé, en tout cas postérieur au Briovérien à phanites. Les caractères du métamorphisme de ces formations ne sont pas bien connus d'autant qu'au métamorphisme de type régional se surimposent plusieurs métamorphismes thermiques liés à la mise en place des divers granitoïdes. Néanmoins, selon M. Barrière (1972), l'intrusion de la trondhjemite, au Paléozoïque inférieur, s'est produite alors que les micaschistes étaient encore dans le faciès amphibolite.

L'analyse des déformations résulte essentiellement d'observations effectuées en baie de Douarnenez (J.-R. Darboux et coll., 1975) et dont le lecteur trouvera le détail dans la notice de la feuille Douarnenez (1975).

FORMATIONS CRISTALLINES ET CRISTALLOPHYLLIENNES DE LA ZONE BROYÉE SUD-ARMORICAINE AVEC ÉLÉMENTS DU DOMAINE DE L'ANTICLINAL DE CORNOUAILLE

Pour les formations cristallophylliennes de la Zone broyée sud-armoricaine les moins métamorphiques, aucune succession lithologique ne peut être proposée. Ceci tient à l'isolement total des unités de ce complexe soit en panneaux au sein des granites à deux micas du flanc sud du Cap-Sizun soit en lanières dans les couloirs mylonitiques; il apparaît cependant difficile d'en faire autre chose que des formations d'âge briovérien ou paléozoïque inférieur.

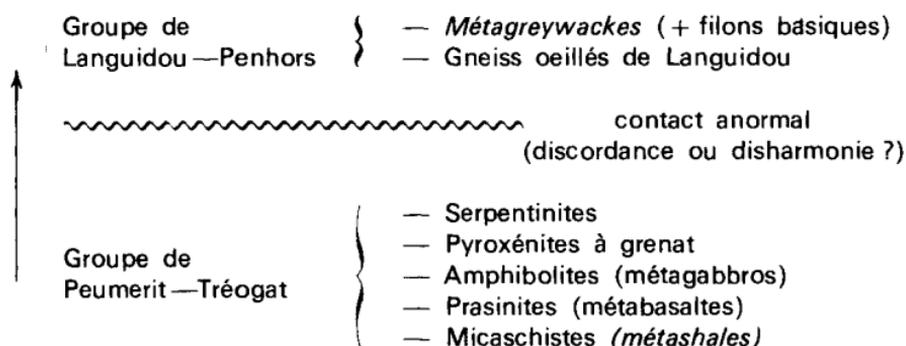
L'histoire tectono-métamorphique antérieure au développement de la Zone broyée sud-armoricaine se reconnaît essentiellement dans les schistes cristallins (ζ^5 , M^{1-2}) qui forment les panneaux du flanc sud du Cap-Sizun. Quelques plis isoclinaux de direction axiale N 140° E ont été reconnus admettant la foliation comme plan axial; cette surface structurale est déformée par des plis plus amples de direction N 100-110° E à plans axiaux subverticaux qui paraissent contemporains des phénomènes de migmatisation. Les granites anatectiques ($M\gamma$) mis en place durant cet épisode présentent eux-mêmes des phénomènes de flux magmatiques subverticaux et de direction N 100-110° E.

Ces événements s'inscrivent dans le cadre de l'évolution orogénique des régions sud-armoricaines au cours du Paléozoïque et dont la première période (orogène ligérien de J. Cogné, 1977) s'est déroulée au maximum depuis le Silurien jusqu'à la fin du Dévonien (J.-J. Peucat et coll., 1978). Cette phase orogénique est considérée comme une phase de convergence (subduction ?) (J.-J. Peucat et J. Cogné, 1977) au cours de laquelle se produisent des

mobilisations anatectiques dans les zones internes de la chaîne selon un schéma de double ceinture métamorphique (*cf.* golfe du Morbihan; Cl. Audren et J. Le Métour, 1976). Les migmatites de l'anse de Loc'h appartiennent à la ceinture la plus interne (« ceinture » de Haute Température/Basse à moyenne Pression) qui correspond schématiquement aux migmatites du Domaine de l'anticlinal de Cornouaille (J. Cogné, 1957). L'histoire postérieure est marquée, à la limite entre ce domaine méridional particulièrement mobile et un domaine septentrional largement cratonisé, par le développement de la Zone broyée sud-armoricaine dont la coalescence des deux branches principales est presque totalement réalisée au niveau de Quimper; il devient donc difficile sur cette feuille de différencier ce qui appartient en propre à chacune d'entre elles. Le fonctionnement de cette importante zone de suture débute par une première phase de coulissement précoce et de serrage, essentiellement senestre (J.-P. Lefort, 1975) surtout marquée par la formation de magmas leucogranitiques; ceux-ci se mettent en place sous forme de massifs, de lames ou de feuillets, divergeant vers le Nord et vers le Sud, d'âge fini-dinantien à namurien (320-330 M.A.). Les mouvements chevauchants, du Nord vers le Sud, mis en évidence par P. Jégouzo (1976) dans la région de Vannes ne sont pas exprimés sur cette feuille, les plans de foliation mylonitique étant le plus souvent verticaux et portant des linéations subhorizontales. La deuxième étape, en continuité avec la première, entraîne la mylonitisation de ces leucogranites et des schistes cristallins environnants par développement de coulissements à composante dextre (*cf.* roches cataclastiques et mylonitiques); elle s'accompagne également de magmas leucogranitiques datés à 300 M.A. (Ph. Vidal, 1973). Les témoins de ces événements se retrouvent en débris (leucogranites écrasés, micaschistes, ...) dans les galets de la formation stéphaniennne de la baie des Trépassés dont les éléments sont eux-mêmes cisailés lors d'une phase tardive de la tectogenèse hercynienne.

SÉRIES DE LA BAIE D'AUDIÈRE

Pour les séries de la baie d'Audierne, la « succession lithologique » actuellement observable s'établit ainsi :



Les relations entre ces deux groupes métamorphiques ont été interprétées en terme de discordance stratigraphique (J.-J. Peucat, 1974); il est en fait plus probable qu'on ait rapprochement tectonique de deux unités totalement différentes ce qui explique le contact anormal proposé dans le dessin de la carte. De plus, la succession observée dans le groupe inférieur prouve que la série est inversée.

Les interprétations que l'on peut proposer quant à l'âge de chacun de ces groupes et quant à leur position structurale dans l'édifice armoricain sont liées à

la connaissance que nous avons de la nature originelle des roches et des événements tectono-métamorphiques qui y sont observables.

Le complexe basique et ultrabasique situé au sein du Groupe de Peumerit—Tréogat est constitué de roches dont l'origine et le mode de mise en place sont variés :

— les *prasinites* et les *schistes verts* de la Formation de Tréogat sont de composition basaltique et représentent des volcanites dont la mise en place est probablement sous-marine;

— les *amphibolites* de la Formation de Peumerit dérivent de roches gabbroïques et sont donc d'origine plutonique;

— les *pyroxénites à grenat* de la Formation de Peumerit sont toujours associées aux serpentinites; elles possèdent un chimisme de gabbros et sont interprétées comme issues de la fusion anatectique partielle d'un matériel pyrolitique;

— les *serpentinites* de la Formation de Ty-Lan correspondent à des méta-péridotites provenant aussi d'un matériel pyrolitique.

La coexistence de roches plutoniques et de roches volcaniques basiques et ultrabasiques évoque (J.-Y. Jeanneau, 1966; J.-J. Peucat, 1973) *les associations de type ophiolitique* généralement considérées comme des fragments de croûte océanique. Par leurs caractères géochimiques, ces roches se rangent parmi les séries tholéiitiques, l'analyse des éléments traces (M.-S.-N. Carpenter et coll., 1978) confirmant leur origine océanique. De ce fait, elles se différencient assez bien des roches du Groupe de Languidou—Penhors à tendance alcaline à calco-alcaline.

Métamorphisme

Deux événements pétrogénétiques principaux sont décelables dans les terrains situés au Sud du granite de la pointe du Raz—Quimper.

Le premier épisode métamorphique M_1 est identifiable uniquement dans le Groupe de Peumerit—Tréogat. Il se traduit :

— dans les micaschistes de la Formation de la vallée de Trunvel par des associations à muscovite, biotite, grenat et chloritoïde qui peuvent correspondre à la paragenèse à muscovite + biotite (ou chloritoïde) + almandin + quartz \pm chlorite \pm épidote (fin du *greenschist facies*) ou à la paragenèse à quartz + muscovite + almandin \pm plagioclase \pm épidote (début de l'*amphibolite facies*);

— dans les prasinites de la Formation de Tréogat par des associations à biotite, grenat et hornblende verte correspondant à la paragenèse à hornblende + plagioclase + épidote \pm almandin \pm biotite \pm quartz (fin du *greenschist facies* ou début de l'*amphibolite facies*);

— dans les pyroxénites à grenat et les métagabbros de la Formation de Peumerit, après les cristallisations magmatiques, par une paragenèse du *granulite facies* qui n'est peut-être qu'un accident anhydre de l'*amphibolite facies*;

— dans les serpentinites de la Formation de Ty-Lan, M_1 ne peut être identifié avec précision.

Le second épisode de métamorphisme M_2 se traduit, dans le Groupe de Peumerit—Tréogat, par une rétomorphose dans le début du *greenschist facies* :

— dans les micaschistes, on observe des associations à albite + épidote + sphène + muscovite + chlorite (\pm chloritoïde) + quartz accompagnées d'une déstabilisation de la biotite; celle-ci se note également dans les prasinites

en même temps que le grenat se déstabilise et qu'apparaissent hornblende bleu-vert + albite + épidote + chlorite + sphène;

— dans les métagabbros et les pyroxénites à grenat, M_2 se situe dans l'*amphibolite facies* et a donc même intensité que M_1 . Les paragenèses respectives sont difficiles à différencier; l'état cristallin initial est souvent conservé, les minéraux étant seulement déformés et recristallisés;

— dans les serpentinites de Ty-Lan, la cristallisation de trémolite et de chlorite et la serpentinitisation (antigorite + chrysotile) peuvent représenter M_2 ;

— dans les gneiss à grenat et disthène, l'association à muscovite + biotite + chlorite + plagioclase + feldspath potassique + quartz correspond à M_2 .

Dans le *Groupe de Languidou—Penhors*, les cristallisations métamorphiques relèvent uniquement de M_2 qui se superpose à un métamorphisme thermique lié à la mise en place des granites (phase de muscovitisation). Dans les micaschistes, les associations à chlorite + quartz + oligoclase + épidote + muscovite correspondent à des paragenèses se situant à la limite *greenschist facies—amphibolite facies* (isograde chlorite + quartz « out »).

Dans les roches basiques interstratifiées, M_2 donne les assemblages suivants: hornblende verte + épidote (amphibolites litées); hornblende verte + épidote + andésine (amphibolites massives); diopside + calcite (lits pyroxéniques des amphibolites litées).

Déformations

Les formations du *Groupe de Peumerit—Tréogat* ont subi une histoire tectonique complexe qui peut être résumée en deux phases principales de plissement :

— **déformation D_1** : plis P_1 isoclinaux de direction E—W déformant un litage originel S_0 ; à l'origine, ils devaient être couchés. Dans les micaschistes de la Formation de la vallée de Trunvel et dans les prasinites de la Formation de Tréogat, ils ne sont reconnaissables qu'en microstructures, les plis étant presque toujours masqués par la foliation S_1 qui leur est associée. Celle-ci est homogène pour une direction voisine de $N 75^\circ E$, le pendage variant de 30 à 50° vers le Nord. Dans les métagabbros et les pyroxénites à grenat de la Formation de Peumerit, D_1 se manifeste surtout par des écaillages plutôt que par de réels plissements;

— **déformation D_2** : plis P_2 également E—W déformant les structures antérieures en larges synformes et antiformes à plan axial subvertical ou légèrement déversé vers le Sud et à axes s'ennoyant vers l'Ouest. Les plis d'entraînement associés à ces mégastructures sont isopaques dans les niveaux phylliteux et concentriques dans les niveaux quartzo-feldspathiques. Dans les micaschistes se développe une foliation S_2 soulignée par des minéraux planaires (muscovite, chlorite); les linéations L_2 sont déterminées par la crénulation de S_1 ou par le quartz qui forme des structures en rouleaux (rods). Dans les prasinites et les métagabbros, les plis P_2 sont isopaques ou semblables; les linéations L_2 sont dues à l'orientation des hornblendes 2. Dans les *faser-gabbros*, le plan S_2 est subvertical et parallèle au plan axial des plis P_2 .

La structuration des micaschistes du *Groupe de Languidou—Penhors* relève exclusivement de la phase de plissement D_2 . La stratification S_0 , bien visible, est déformée par des plis d'axe E—W dont le style varie en fonction de la compétence des bancs : plis droits à plan axial vertical, à charnière épaissie dans les bancs leptynitiques (de rares plis couchés sont interprétés comme une exagération du plissement en plis droits), plis isoclinaux droits très serrés dans

les micaschistes. Tous ces plis accompagnent de vastes antiformes et synformes, la plus importante étant celle dont l'axe passe par Lababan.

La schistosité S_2 détermine un feuillage grossier, subvertical, de plan axial pour les plis P_2 . Les linéations d'intersection de plans sont rares, S_2 étant souvent parallèles à S_0 . La plupart des linéations correspondent au microplissement des filons de quartz qui recoupent les micaschistes ou aux *rods* provenant de l'exsudation de quartz dans les charnières des plis; elles plongent de 0 à 40° vers l'Ouest. Les amphibolites interstratifiées sont fréquemment boudinées, la direction d'élongation étant proche de celle des axes de plis.

Age des séries de la baie d'Audierne

Aucune indication radiométrique ne permet de donner un âge précis à l'un des deux groupes; on sait seulement qu'ils sont antérieurs à 345 ± 8 M.A., âge de l'orthogneiss de Porz-Poulhan ($^{87}\text{Sr}^{86}$). Le groupe ophiolitique de Peumerit—Tréogat a été rapporté au Briovérien inférieur (J. Cogné, 1965; J.-J. Peucat, 1973) par comparaison avec les séries de la région nantaise de Champtoceaux; l'âge de ces dernières restant problématique (J.-L. Lagarde, 1978), il est actuellement possible de proposer une autre hypothèse reposant sur les connaissances nouvelles que l'on possède sur l'évolution orogénique de la Bretagne méridionale et sur le déroulement de l'orogène ligérien pendant le Paléozoïque moyen. Aucune structuration ni aucun métamorphisme d'âge cadomien n'a été mis en évidence dans ces régions ce qui ne plaide pas en faveur d'un âge briovérien ancien pour le Groupe de Peumerit—Tréogat. De la croûte océanique, impliquée dans un métamorphisme de Haute Pression—Basse Température, a été reconnue dans les séries de l'île de Groix (Morbihan) et sa mise en place datée entre 450 et 550 M.A.; l'analogie de ces séries avec les micaschistes et prasinites des séries de la baie d'Audierne est frappante. En fonction de ces résultats, l'interprétation la plus plausible quant à l'âge des ophiolites de la baie d'Audierne consiste à considérer qu'elles représentent un *fragment du plancher océanique de l'océan ligérien, d'âge briovérien terminal à paléozoïque inférieur*, obducté lors de la collision intercontinentale survenue à la fin du Dinantien et qui a donné naissance à la chaîne hercynienne proprement dite.

En ce qui concerne le Groupe de Languidou—Penhors, deux âges sont envisageables en fonction des comparaisons que l'on peut faire avec les régions voisines :

— *un âge paléozoïque* si l'on considère que les *metagreywackes* représentent l'équivalent métamorphique des *greywackes* et schistes noirs reconnus à l'Ouest de la faille de la baie d'Audierne et qui sont rapportés au Paléozoïque (cf. Géologie du plateau continental);

— *un âge protérozoïque* (Briovérien supérieur) par analogie avec la série briovérienne de la baie de Douarnenez qui renferme également des roches basiques interstratifiées très comparables.

RESSOURCES DU SOUS-SOL ET EXPLOITATIONS

HYDROGÉOLOGIE

Les roches éruptives et cristallophylliennes du territoire de la feuille Pont-Croix recèlent des ressources en eau de moyenne importance. Ce sont les horizons altérés ou fissurés, épais de plusieurs mètres à plusieurs dizaines de mètres, qui constituent les réservoirs aquifères. Pour être productifs les ouvrages de captage doivent atteindre les fractures ou les filons qui drainent ces

Captages pour l'alimentation en eau potable

N° archivage S.G.N.	Commune	Lieu-dit	Coordonnées Lambert		Nature géologique	Nature du captage
			X	Y		
345.3X.18	Plouhinec	Keradenec	93,90	358,25	Arène et granite fissuré	Drains
345.3X.20	Meilars	Kervoat	97,12	360,45	Arène et granite fissuré	Prise d'eau dans le Goyen Puits de 6,5 m de profondeur + drain
345.3X.25 345.4X.7	Mahalon Plozevet	St-Renan	92,76 99,75	359,74 353,54	Arène et granite fissuré	2 puits (profondeur : 4 à 5 m) + drains Captage de source par bassin
345.4X.8 345.4X.9	Landudec Pouldergat	Kergamot Keryanès	101,85 101,86	353,56 360,56	Granite feuilleté Arène et granite fissuré	Champ captant comprenant : une quinzaine de puits (2 m de profon- deur) + un forage (profondeur : 60 m)
345.4.X.10 à 12	Pouldergat et Poullan	Kergaoulédan	de 101,4 à 101,8	359,8	Arène et granite fissuré	

horizons. Les débits obtenus sont très variables. En général de quelques mètres cubes/heure, ils peuvent atteindre 10 à 30 m³/heure pour des ouvrages implantés avec un soin particulier.

RESSOURCES MINÉRALES ET CARRIÈRES

Gîtes minéraux

Chrome

A Ty-Lan (8-4002, commune de Plovan; X = 101,5; Y = 348,2), les serpentinites (σ), visibles dans d'anciennes carrières ouvertes à proximité de la route Tréogat—Pouldreuzic et en éboulis dans les champs voisins, contiennent de la chromite en grains de 1 à 5 mm à contours idiomorphes dans la serpentine interstitielle; elle est accompagnée d'un peu de goethite, d'ilménite, d'hématite et de magnétite.

La chromite massive en agrégats de grains demi-centimétriques à bords arrondis est également assez abondante à proximité des Moulins-Verts (8-4001, commune de Peumerit; X = 102,6; Y = 348,3) dans des éboulis de serpentine (chromite, ilménite, maucherite).

Un indice à chromite, ilménite et pentlandite est connu à Kerantrevez (8-4003), toujours en éboulis.

Zinc, plomb, cuivre, antimoine

Des indices filoniens sont connus, encaissés dans les formations cristallines et cristallophylliennes de la région côtière entre Plogoff et Primelin. Ce sont les gîtes de :

— Porz Loubous (1-4001 et 1-4002) : filons à blende, pyrite, galène, chalcopryrite, stibine. Direction N 20° E, pendage E;

— Pennéac'h (1-4003) : filon à blende, galène, chalcopryrite. Direction N 340°;

— Pointe du Castel (1-4004 et 1-4005) : filons à stibine et blende, pyrite, galène, chalcopryrite. Directions : N 20° E et N 340°;

— Porz Tars (1-4006 et 1-4007) : filons à blende, pyrite, galène, chalcopryrite et stibine. Directions N 20 à 30° E, pendage E.

Roches

grn, myl, pyt, dio. Moellons, granulats et matériaux d'empierrement. L'unique carrière actuellement en activité dans le cadre de la feuille Pont-Croix est celle située au Sud de Pouldergat en bordure de la route menant de cette localité à Landudec. Elle entame des ultramytonites de granite plus ou moins litées, à débit très variable et inconstant selon l'endroit du front de taille qui est attaqué ce qui rend délicate la conduite d'une exploitation rationnelle; seules les parties à matériau dur et compact sont susceptibles de fournir un granulats de bonne qualité.

Par ailleurs, les ultramytonites, les granites cataclastiques et blastomytonitiques ont longtemps été exploités pour l'empierrement des diverses voies de communication comme en témoignent les nombreuses carrières qui jalonnent la Zone broyée sud-armoricaine (Plogoff, Kerscoulet, Moulin-Vert, Kervoal, Sud de Pellay, Guiler-sur-Goyen, ...). Aujourd'hui, ces exploitations, jugées peu rentables, sont abandonnées et ne servent que très occasionnellement pour des besoins locaux. Ce sont surtout les massifs granitiques qui ont vu l'implantation du plus grand nombre de carrières. Le granite de la pointe du Raz—

Quimper ($\gamma^1 - 2$), en particulier, a fourni la part la plus importante des moellons qui ont servi à l'érection des maisons d'habitation et des monuments du canton de Pont-Croix (carrières de Plouhinec, Plozévet, Landudec, ...). Le granite de Locronan (γ^1, γ_s^1) est beaucoup moins homogène et son extraction contrariée par la cataclase (carrières du Ménez Tromillou en Confort, Trévoédal). La trondhjémite ($\zeta\eta^1$) a fait l'objet de quelques exploitations (Pen-Ar-Run, Lannuet, Keringar) partiellement ou totalement comblées; les leucogranites associés ($\zeta\gamma^2$) ont fourni des moellons de mauvaise qualité à Merdy.

gal. Galets. Les galets des cordons littoraux pléistocènes (Mw) ont été extraits comme matériau d'empierrement et surtout de construction dans la carrière de Crumuni à l'Ouest de Plovan. Les galets de l'Ero Vili (MzG) ont également été intensément prélevés, pendant la dernière guerre en particulier. Ce cordon protecteur des milieux dunaires et des milieux marécageux est très vulnérable; face à la présence humaine, le problème de sa conservation se pose dès à présent.

Autres substances utiles

Houille. La présence de houille dans la Formation de la baie des Trépassés semble avoir été découverte en 1759 époque à laquelle furent foncés plusieurs puits à Lamboban au Sud-Est de Cléden—Cap-Sizun; le plus profond atteint 130 mètres et fut exploité jusqu'en 1770. Dans la première moitié du 19ème siècle, de nouveaux puits furent ouverts à Kerham et Pont-Yan puis à l'aube du 20ème siècle au Sud de Kergaradec. Seul ce dernier puits a montré des couches de houille caractérisées; celles-ci sont nombreuses mais peu épaisses et toujours accompagnées de bancs de grès. Dans l'ensemble, le tonnage extrait du « lambeau houiller de la baie des Trépassés » est extrêmement faible et la preuve de l'exploitabilité du gîte reste à faire.

Tourbe. Les petits indices tourbeux signalés sur le granite de la pointe du Raz—Quimper à Keretret (commune de Mahalon) et à Kermenguy (commune de Plozévet), dans la cuvette de l'étang de Poulguidou n'offrent pas d'intérêt économique particulier.

DOCUMENTATION COMPLÉMENTAIRE

ITINÉRAIRES GÉOLOGIQUES

Le lecteur trouvera un itinéraire indiquant quelques localités géologiques de la feuille dans le fascicule **Bretagne** des *Guides géologiques régionaux*, par S. Durand (1977), édité chez Masson et Cie, Paris : *itinéraire 18* : la Cornouaille.

DOCUMENTS ET COLLECTIONS CONSULTABLES

Les documents cartographiques manuscrits (minutes de terrain, fiches d'affleurements, répertoires des carrières, ...), les échantillons pétrographiques et les lames minces correspondantes sont conservés dans les locaux de l'Institut de géologie de Rennes (université de Rennes—Beaulieu, 35042 Rennes Cedex).

La Banque des données du sous-sol du B.R.G.M. détient l'inventaire des sondages et autres travaux souterrains exécutés dans le périmètre de la feuille

et archive régulièrement les nouveaux travaux. Les documents peuvent être consultés soit au S.G.R. Pays de Loire, rue Henri-Picherit, 44000 Nantes, soit au B.R.G.M., 191, rue de Vaugirard, 75015 Paris.

TOPONYMIE BRETONNE DES COMMUNES

Audierne : <i>Gwaien</i>	Plouhinec : <i>Pleheneg</i>
Cléden-Cap-Sizun : <i>Kleden-ar-C'hap</i>	Plovan-sur-Mer : <i>Ploan</i>
Esquibien : <i>Eskibien</i>	Plozévet : <i>Plozeved</i>
Goulien : <i>Goulien</i>	Pont-Croix : <i>Pont-e-Kroaz</i>
Guiler-sur-Goyen : <i>Gwiler</i>	Pouldergat : <i>Pouldregad</i>
Landudec : <i>Landudeg</i>	Pouldreuzic : <i>Pouldruzic</i>
Mahalon : <i>Mac'halon</i>	Primelin : <i>Priveilh</i>
Meilars : <i>Meilharz</i>	Tréguennec : <i>Tregenneg</i>
Plogoff : <i>Plogo</i>	Tréogat : <i>Traegod</i> .

LISTE BIBLIOGRAPHIQUE

- AUDREN Cl. et LE MÉTOUR J. (1976) - Mobilisation anatectique et déformation. Un exemple : les migmatites du golfe du Morbihan (Bretagne méridionale). *Bull. Soc. géol. Fr.*, (7), XVIII, p. 1041-1049, Paris.
- AUDREN Cl. et LEFORT J.-P. (1977) - Géologie du plateau continental sud-armoricain entre les îles de Glénan et de Noirmoutier. Implications géodynamiques. *Bull. Soc. géol. Fr.*, (7), XIX, p. 395-404, Paris.
- BARRIÈRE M. (1970) - La trondhjémite de Douarnenez, Massif armoricain, France. Thèse 3ème cycle, 167 p., Brest.
- BARRIÈRE M. (1972) - Origine et mise en place de la trondhjémite gneissique de Douarnenez. *Bull. B.R.G.M.*, 1, 2, p. 15-38, Paris.
- BARRIÈRE M., COGNÉ J. et VIDAL Ph. (1971) - La trondhjémite de Douarnenez : une intrusion magmatique dans les schistes cristallins du Sud-Finistère. *C.R. Acad. Sc.*, 273, p. 1556-1559, Paris.
- BARROIS Ch. (1891) - Légende de la feuille Quimper. *Ann. Soc. géol. Nord*, XVIII, p. 187-200, Lille.
- BARROIS Ch. (1891) - Légende de la feuille Quimper. *Ann. Soc. géol. Nord*, XVIII, p. 210-226, Lille.
- BOULADON J. et CHAURIS L. (1965) - Contribution à l'étude des indices métallifères du Massif armoricain. 3. Minéralisation en chromite de Peumerit. *Bull. Soc. géol. minéral. Bretagne*, (1962-1963), p. 105-112, Rennes.
- CARPENTER M.-S.-N., PIVETTE B. et PEUCAT J.-J. (1978) - Apport de l'analyse discriminante sur l'étude géochimique de trois séries métabasiques du Sud du Massif armoricain. 6ème Réunion. *ann. Sc. Terre*, p. 90, Orsay.
- CHAURIS L. et GUIGUES J. (1969) - Gîtes minéraux de la France. Volume I : Massif armoricain. *Mém. B.R.G.M.*, n° 74, 96 p., 8 cartes h.-t.

- COGNÉ J. (1954) - Schistes cristallins et granites en Bretagne méridionale : à propos des *hälléflints*. *Bull. Soc. géol. Fr.*, (6), IV, p. 729-737, Paris.
- COGNÉ J. (1957) - Schistes cristallins et granites en Bretagne méridionale : le domaine de l'anticlinal de Cornouaille. *Mém. Serv. Carte géol. Fr.*, 1960, 382 p., Paris.
- COGNÉ J. (1965) - Le gneiss oeilé de Languidou (Sud-Finistère) : un jalon nouveau de la base du Briovérien supérieur dans les schistes cristallins de la Bretagne méridionale. *C.R. Acad. Sc.*, 261, p. 3849-3852, Paris.
- COGNÉ J. (1977) - La chaîne hercynienne ouest-européenne correspond-elle à un orogène par collision ? Propositions pour une interprétation géodynamique globale. Coll. intern. C.N.R.S., Ecologie et Géologie de l'Himalaya, 268, p. 111-129, Paris.
- COGNÉ J. et PEUCAT J.-J. (1973) - Une étape magmatique nouvelle dans l'évolution sud-armoricaine : le granite orthogneissique de Proz-Poulhan en baie d'Audierne (Finistère Sud). *C.R. Acad. Sc.*, 277, p. 2601-2604, Paris.
- DARBOUX J.-R., LE CORRE Cl. et COGNÉ J. (1975) - Tectoniques superposées cadomiennes et hercyniennes dans le Briovérien du Nord de la baie de Douarnenez (Finistère). *Bull. Soc. géol. Fr.*, (7), XVII, p. 680-685, Paris.
- GIOT P.-R. (1947) - Les schistes cristallins de la baie d'Audierne (Finistère).
1. Les roches normales. *C.R. somm. Soc. géol. Fr.*, p. 73-74, Paris.
2. Les roches basiques. *C.R. somm. Soc. géol. Fr.*, p. 113-114, Paris.
- GIOT P.-R. (1947) - Essai synthétique sur la géologie de la Cornouaille occidentale (Finistère). *Bull. Soc. géol. Fr.*, (5), XVIII, p. 3-14, Paris.
- GIOT P.-R. et COGNÉ J. (1948) - Le Cap-Sizun. *Bull. Serv. Carte géol. Fr.*, XLVII, 225, p. 57-60, Paris.
- GIOT P.-R., MONNIER J.-L. et PEUZIAT J. (1975) - Note sur une grotte marine ancienne du Cap-Sizun (Finistère). *Bull. Soc. géol. minéral. Bretagne*, (C), XVII, 1, p. 41-47, Rennes.
- GUILCHERA. (1948) - Le relief de la Bretagne méridionale, de la baie de Douarnenez à la Vilaine. Thèse, Lettres, 624 p., Paris.
- GUILCHERA. et GIOT P.-R. (1969) - Livret-guide de l'excursion C 16 : Bretagne - Anjou. VIIIe Congrès INQUA, 79 p., Paris.
- HANMER S.-K. (1977) - Pre-Cambrian basement in the variscan orogen of South-West Finistère, France. Ph. D. Thesis, University of London, 185 p.
- HANMER S.-K. (1977) - Age and tectonic implications of the Baie d'Audierne basic-ultrabasic complex. *Nature*, 270, p. 336-338.
- HANMER S.-K. (1977) - Age du métamorphisme et de la déformation dans la partie occidentale de la ceinture métamorphique de Bretagne occidentale (Finistère Sud). 5ème Réun. ann. Sc. Terre, p. 266.

- JEANNEAU J.-Y. (1966) - Etude géologique et métallogénique des roches vertes de la baie d'Audierne. Thèse 3ème cycle, 87 p., Paris.
- JÉGOUZO P. (1976) - La zone broyée sud-armoricaine : chevauchement et cisaillement. 4ème Réunion. ann. Sc. Terre, p. 234, Paris.
- JÉGOUZO P. (1979) - Les enclaves magmatiques de la zone broyée sud-armoricaine. Eléments d'une série calco-alcaline d'âge paléozoïque inférieur.
- LAGARDE J.-L. (1978) - La déformation des roches dans les domaines à schistosité subhorizontale. Application à la nappe du Canigou-Roc de France (Pyrénées-Orientales) et au complexe cristallophyllien de Champtoceaux (Massif armoricain). Thèse 3ème cycle, 164 p., Rennes.
- LEFORT J.-P. (1975) - Le socle péri-armoricain. Etude géologique et géophysique du socle submergé à l'Ouest de la France. Thèse, 250 p., Rennes.
- LEFORT J.-P. et PEUCAT J.-J. (1974) - Le socle antémésozoïque submergé à l'Ouest de la baie d'Audierne (Finistère). *C.R. Acad. Sc.*, 79, p. 635-637, Paris.
- LEFORT J.-P. et SÉGOUFIN J. (1978) - Etude géologique de quelques structures magnétiques reconnues dans le socle péri-armoricain submergé : implications géodynamiques concernant la fracturation proto-atlantique et l'orogénèse hercynienne. *Bull. Soc. géol. Fr.*, (7), XX, p. 185-192, Paris.
- LEFORT J.-P. et SÉGOUFIN J. (1978) - Etude comparée des structures profondes et anomalies magnétiques allongées reconnues en Manche occidentale et en baie d'Audierne : existence probable d'une suture cryptique au Nord-Ouest du Massif armoricain (France). *Tectonophysics*, 46, p. 65-76, Amsterdam.
- LE RHUN P. (1969) - La baie d'Audierne (étude géographique). *Penn ar bed*, 59, p. 163-166, Brest.
- LEVASSEUR J. (1970) - Recherches sur la végétation littorale xérosérique de la baie d'Audierne. Thèse 3ème cycle, 198 p., Rennes.
- MULOT B. (1975) - Les bassins houillers du Finistère. *Penn ar bed*, 82, p. 148-166, Brest.
- PÉRENNOU J.-P. et BODÉRE J.-C. (1975) - Les dépôts quaternaires de Guendrez (baie d'Audierne). *Bull. Soc. géol. minéral. Bretagne*, (C), VII, 1, p. 33-39, Rennes.
- PEUCAT J.-J. (1973) - Les schistes cristallins de la baie d'Audierne. Etude pétrographique et structurale. Thèse 3ème cycle, 108 p., Rennes.
- PEUCAT J.-J. (1974) - Confirmation de l'origine ophiolitique des metabasites mésozonales et catazonales de la baie d'Audierne. 2ème Réunion. ann. Sc. Terre, p. 313, Nancy.

- PEUCAT J.-J. et COGNÉ J. (1974) - Les schistes cristallins de la baie d'Audierne (Sud Finistère) : un jalon intermédiaire dans le socle antécambrien entre la Meseta ibérique et les régions sud-armoricaines. *C.R. Acad. Sc.*, 278, p. 1809-1812, Paris.
- PEUCAT J.-J., LE MÉTOUR J. et AUDREN Cl. (1978) - Arguments géochronologiques en faveur de l'existence d'une double ceinture métamorphique d'âge siluro-dévonien en Bretagne méridionale. *Bull. Soc. géol. Fr.*, (7), XX, p. 163-167, Paris.
- PICQUENARD A. (1922) - Sur le Carboniférien du Sud du département du Finistère. Cong. géol. intern., 13ème session, p. 635-638, Bruxelles.
- PICQUENARD A. (1924) - Contribution à l'étude de la flore fossile des bassins houillers du Finistère. *Bull. Soc. géol. minéral. Bretagne*, V, (1), p. 97-98, Rennes.
- PIERROT R., CHAURIS L. et LAFORÉT C. (1973) - Inventaire minéralogique de la France, Finistère (29), 117 p., B.R.G.M. éd., Orléans.
- SAINT-REQUIER A. (1970) - La baie d'Audierne. Etude de morphologie et de sédimentologie sous-marines. Thèse 3ème cycle, 223 p., Paris.
- SAINT-REQUIER A. et GUILCHER A. (1969) - Un grès coquillier de faciès littoral, immergé par — 34 m en baie d'Audierne, est daté de 15 000 ans avant l'actuel. *C.R. Acad. Sc.*, 268, p. 1915-1916, Paris.
- VELDE B. (1972) - The origin of some granulite facies rocks from the Baie d'Audierne, Finistère. *Bull. Soc. géol. minéral. Bretagne*, IV, 2, p. 91-95, Rennes.
- VIDAL Ph. (1973) - Premières données géochronologiques sur les granites hercyniens du Sud du Massif armoricain. *Bull. Soc. géol. Fr.*, (7), XV, p. 239-245, Paris.

Carte géologique du département du Finistère (1844), par E. de Fourcy.

Cartes géologiques de la France à 1/80 000

Feuille *Quimper* (n° 72) : 1ère édition (1891) par Ch. Barrois
2ème édition (1949) par Ch. Barrois.

Carte géologique de la marge continentale. Géologie et structure à 1/250 000

Feuille *Penmarc'h* (1970), coordination Ph. Bouysse et R. Horn.

Carte sédimentologique sous-marine à 1/100 000 (C.N.E.X.O. éd.)

Feuille *Pont-Croix* : 1ère édition (1969) par A. Saint-Requier, F. Hirschberger et J.-P. Pinot.

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

Feuille *Brest* (1960), coordination par F. Permingeat.

Carte des gîtes minéraux de la France à 1/50 000

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

TABLEAU D'ÉQUIVALENCE DES NOTATIONS
(pour les formations du Nord du Cap-Sizun)

Feuille Pont-Croix (1/50 000)		Feuille Douarnenez (1/50 000)	
Notation		Notation	
$\xi-\zeta^{1-2}$ χ	Micaschistes et gneiss à muscovite, biotite avec localement staurotide, andalousite Micaschistes à muscovite, biotite χ : quartzites micacés	ξ	Micaschistes à deux micas et quartzites micacés
$\zeta\eta^1$	Trondhjémite orthogneissique de Douarnenez	η^1	Trondhjémite de Douarnenez et tonalites subordonnées
$\zeta\gamma^2$	Leucogranites orthogneissiques associés à la trondhjémite	γ^2	Leucogranites associés à la trondhjémite

AUTEURS

La participation des différents collaborateurs à la rédaction de cette notice se définit comme suit :

— Introduction; Formations cristallophylliennes et granitiques du Nord du Cap-Sizun; Formations cristallophylliennes et granitiques de la Zone broyée sud-armoricaine avec éléments du Domaine de l'anticlinal de Cornouaille : J. PLAINE (Institut de géologie de Rennes).

— Formations cristallines et cristallophylliennes de l'anticlinal de Cornouaille (Séries de la baie d'Audierne) : J. PLAINE d'après les travaux de J.-J. PEUCAT (attaché de recherches au C.N.R.S., Institut de géologie de Rennes).

— Roches filoniennes; roches cataclastiques et mylonitiques : J. PLAINE.

— Formation paléozoïque : J. PLAINE.

— Formations quaternaires : M.-T. MORZADÉC-KERFOURN (maître-assistant, Institut de géologie de Rennes).

— Géologie du plateau continental : J. PLAINE d'après les travaux de J.-J. PEUCAT et J.-P. LEFORT pour le socle, et de A. SAINT-REQUIER, F. HINSCHBERGER et J.-P. PINOT pour les sédiments meubles.

— Synthèse géologique du socle : J. PLAINE, J.-J. PEUCAT (Séries de la baie d'Audierne).

— Hydrogéologie : S.G.R. Pays de la Loire.

— Ressources minérales et carrières : J. PLAINE, avec la collaboration de A. BAMBIER, ingénieur géologue au Bureau de recherches géologiques et minières.

ANALYSES CHIMIQUES

Tableau 1

Analyse chimique de la trondhémite orthogneissique de Douarnenez

	1
SiO ₂	71,59
Al ₂ O ₃	15,19
Fe ₂ O ₃	1,02
FeO	2,12
MnO	traces
MgO	1,07
CaO	2,46
Na ₂ O	3,87
K ₂ O	1,26
TiO ₂	0,35
P ₂ O ₅	0,23
Perte au feu	0,75
Total	99,91

1. Moyenne de trondhémite orthogneissique (7 analyses). M. Barrière, 1970 — Analystes : N. Vassard et M. Ducret.

Tableau 2

Analyses chimiques du leucogranite de la pointe du Raz—Quimper

(*)	2	3
	n° 50	P. 10-9
SiO ₂	73,15	75,00
Al ₂ O ₃	16,20	14,48
Fer total	1,60	0,77
MnO	traces	0,04
MgO	0,10	0,10
CaO	1,15	0,51
Na ₂ O	2,65	3,71
K ₂ O	4,30	4,29
TiO ₂	0,15	0,10
P ₂ O ₅	0,19	n.d.
Perte au feu	1,00	0,91
Total	100,49	99,91

(*) Ces numéros correspondent aux numéros d'analyses chimiques des auteurs cités.

n.d. = non dosé.

2. Pennéac'h en Plogoff. J. Cogné, 1957 — Analyste : J. Patureau.

3. Plage de Guendrez. J.-J. Peucat, 1973 — Analyste : F. Vidal.

Tableau 3

Analyses chimiques de micaschistes et de chloritoschistes de la Formation de Trunvel

	4	5	6	7	8	9
	P. 3-75-1	A. 66	A. 86	P. 3-75-2	Prasinites tuffacées	
SiO ₂	63,70	60,91	60,85	53,08	45,50	48,58
Al ₂ O ₃	17,70	18,88	19,26	17,64	17,84	19,03
Fer total	6,07	4,50	7,08	12,18	12,99	12,10
MnO	0,13	0,24	0,29	0,25	—	—
MgO	1,38	1,82	1,87	6,09	7,75	7,30
CaO	0,96	0,95	0,48	2,18	3,22	1,61
Na ₂ O	1,76	1,63	0,98	0,86	2,82	4,27
K ₂ O	4,99	5,12	3,61	0,16	1,18	0,66
TiO ₂	0,64	0,86	0,58	2,69	2,77	1,34
Perte au feu	3,09	3,57	3,37	4,76	5,51	4,55
Total	100,42	98,48	98,37	99,89	99,58	99,44

4. Micaschiste; Sud de Kersoualen
 5. Micaschiste albitique : 200 m au Nord de Kergenol
 6. Micaschiste à grenat et chloritoïde; Sud de Bas-Penhors
 7. Chloritoschiste : Sud de Kersoualen
 8. Chloritoschiste (« prasinite tuffacée »)
 9. Chloritoschiste (« prasinite tuffacée »)
- J.J.-Peucat, 1973
 Analyste : F. Vidal
- J.-Y. Jeanneau, 1966

Tableau 4

Analyses chimiques de prasinites et de gneiss de la Formation de Tréogat

	10	11	12	13	14
	P. 3-31	n° 9	Trunvel	A. 126	A. 155
SiO ₂	48,38	48,50	48,41	71,55	71,40
Al ₂ O ₃	16,50	15,50	13,99	13,04	13,54
Fer total	9,42	13,30	13,43	5,75	4,05
MnO	0,15	0,28	—	0,05	0,06
MgO	7,38	6,45	7,11	1,87	0,66
CaO	10,95	9,00	10,31	1,83	3,12
Na ₂ O	3,59	2,60	3,47	5,91	4,62
K ₂ O	0,33	0,30	0,18	0,03	0,52
TiO ₂	0,34	1,40	1,60	0,39	0,33
Perte au feu	2,43	2,10	1,67	0,76	0,92
Total	99,47	99,43	100,17	100,18	99,22

10. Prasinite; 150 m Sud-Est de la carrière de Languidou. J.-J. Peucat, 1973 — Analyste : F. Vidal.
 11. Prasinite (« amphibolite plagitisée »); Lesvagnol (Sud-Ouest Tréogat). J. Cogné, 1957 — Analyste : J. Patureau.
 12. Prasinite; Trunvel. J.-Y. Jeanneau, 1966.
 13. Gneiss; carrière à 100 m au Nord-Est de Lesvegen
 14. Gneiss; carrière de Trunvel
- J.-J. Peucat, 1973
 Analyste : F. Vidal

Tableau 5
Analyses chimiques d'amphibolites
de la Formation de Peumerit

	15	16	17	18	19	20
	P. 6-16	Q. 120-22	Q. 151-31	B. 35	B. 31-1	n° 2
SiO ₂	47,14	50,74	45,74	46,15	47,84	47,10
Al ₂ O ₃	14,14	17,72	16,16	13,60	13,94	14,30
Fer total	13,59	11,11	12,85	16,17	14,45	14,25
MnO	0,19	0,13	0,21	0,22	0,21	0,14
MgO	6,95	4,02	7,71	5,43	6,54	7,05
CaO	11,19	10,12	13,73	9,98	11,85	9,50
Na ₂ O	2,20	1,73	1,69	3,64	2,70	3,70
K ₂ O	0,48	0,53	0,08	0,31	0,22	0,65
TiO ₂	2,01	1,19	1,12	2,69	1,78	2,15
P ₂ O ₅	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.	0,30
Perte au feu	0,99	0,90	1,01	0,89	0,77	0,80
Total	98,88	98,19	100,30	99,13	100,30	99,90

- | | |
|--|--|
| 15. Amphibolite litée. Carazel (Nord Pouldreuzic) | } J.-J. Peucat, 1973
Analyste :
F. Vidal |
| 16. « Gabbro ». Nord des Moulins Verts | |
| 17. « Gabbro » (feuille Quimper) | |
| 18. Amphibolite laminée (<i>flaser-gabbro</i>) (feuille Quimper) | |
| 19. Amphibolite à hornblende finement cristallisée (feuille Quimper) | |
| 20. Amphibolite massive. J. Cogné, 1957 — Analyste : J. Patureau | |

Tableau 6. Analyses chimiques de pyroxénites à grenat (Formation de Peumerit)

	21	22	23	24	25	26	27	28	29	30	31	32
	A. 145-1	A. 145-2	A. 145-3	n° 6	n° 7	Ker 38	Ker 36	Ker 9	Ker 58	O. 153-792	O. 153-84	P. 6-7
SiO ₂	45,83	50,25	46,56	46,80	43,63	42,27	42,90	43,02	44,38	51,08	49,04	45,74
Al ₂ O ₃	17,31	14,96	16,34	15,90	18,00	17,97	17,76	17,67	18,16	14,54	17,50	14,76
Fe ₂ O ₃	15,38	13,12	15,32	3,80	2,15	9,65	8,04	6,62	2,94	10,24	9,50	13,53
FeO				9,15	5,90	7,30	8,33	7,84	6,73			
MnO	0,25	0,22	0,23	0,20	0,14	0,23	—	0,18	0,09	0,15	0,16	0,10
MgO	6,14	9,61	5,94	9,35	13,60	8,45	7,50	8,91	9,35	9,07	8,53	7,42
CaO	10,64	11,11	11,67	12,70	13,40	13,07	13,43	14,36	12,76	11,40	11,32	12,08
Na ₂ O	1,23	1,01	0,77	0,55	0,18	0,49	0,55	0,43	1,85	2,31	2,38	2,33
K ₂ O	0,06	0,05	0,08	0,10	0,10	0,05	0,06	0,04	0,21	0,06	0,04	0,19
TiO ₂	0,66	0,21	0,65	0,60	0,40	0,45	0,75	0,29	1,10	0,31	0,48	1,86
P ₂ O ₅	n.d.	n.d.	n.d.	0,12	0,05	n.d.	n.d.	0,16	0,28	n.d.	n.d.	n.d.
Perte au feu	1,65	0,34	0,72	1,17	2,55	0,72	1,11	1,12	2,13	0,08	1,09	0,58
Total	99,15	100,88	98,28	100,44	100,10	100,65	100,43	100,64	99,98	99,24	100,04	98,59

Gisement de Keramoine :

21-22-23 : in J.-J. Peucat, 1973 — Analyste : F. Vidal

24-25 : in J. Cogné, 1957 — Analyste : J. Patureau

26-27-28-29 : in B. Velde, 1972 — Analystes : A. Netillard et N. Vassard

Gisement de Kergraz :

30-31 : in J.-J. Peucat, 1973 — Analyste : F. Vidal

Gisement de Méot :

32 : in J.-J. Peucat, 1973 — Analyste : F. Vidal

Tableau 7

**Analyses chimiques de serpentinites et d'amphibolites
de la Formation de Ty-Lan**

	33	34	35	36	37
	B. 14	Ty-Lan	N. 32	n° 8	B ₁
SiO ₂	42,50	40,65	39,55	37,55	50,95
Al ₂ O ₃	1,66	2,10	1,35	1,20	13,57
Fe ₂ O ₃	4,45	7,66	8,11	5,20	12,19
FeO				2,15	
MnO	0,11	—	0,11	0,08	0,20
MgO	35,66	36,01	37,04	39,00	5,11
CaO	0,21	0,56	0,48	0,40	10,14
Na ₂ O	0,02	0,10	0,01	0,10	3,31
K ₂ O	—	0,10	0,03	0,20	0,29
TiO ₂	0,10	0,29	0,03	0,25	1,79
P ₂ O ₅	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.
Perte au feu	13,75	12,34	13,41	13,60	1,14
Total	98,46	99,81	100,12	99,73	98,69

33. Serpentinite; Ty-Lan. J.-J. Peucat, 1973 — Analyste : F. Vidal

34. Serpentinite; Ty-Lan. J.-Y. Jeanneau, 1966

35. Serpentinite; Kerguelmes (feuille Quimper). J.-J. Peucat, 1973 — Analyste : F. Vidal

36. Serpentinite; Kerguelmes (feuille Quimper). J. Cogné, 1957 — Analyste : J. Patureau

37. Amphibolite litée; 150 m à l'Ouest - Sud-Ouest de Ty-Lan. J.-J. Peucat, 1973 — Analyste : F. Vidal

Tableau 8

**Analyses chimiques de chloritites et de gneiss à disthène
de la Formation de Ty-Lan**

	38	39	40
	B. 18	Ty-Lan	B. 5
SiO ₂	28,91	30,10	67,48
Al ₂ O ₃	18,48	17,21	15,66
Fer total	11,69	9,12	6,85
MnO	0,13	—	0,09
MgO	27,28	29,50	2,15
CaO	0,86	0,50	0,85
Na ₂	0,01	0,20	1,76
K ₂ O	0,02	0,20	2,36
TiO ₂	0,48	0,60	0,70
Perte au feu	10,94	11,73	2,77
Total	98,80	99,16	100,67

38. Chloritite de Ty-Lan. J.-J. Peucat, 1973 — Analyste : F. Vidal

39. Chloritite de Ty-Lan. J.-Y. Jeanneau, 1966

40. Gneiss à disthène; Ty-Lan. J.-J. Peucat, 1973 — Analyste : F. Vidal

Tableau 9
Analyses chimiques de micaschistes
du Groupe de Languidou—Penhors

	41	42	43	44	45
	C 10	C 15	C 22a	C 25a	n° 1
SiO ₂	77,00	68,50	62,70	68,42	61,40
Al ₂ O ₃	11,06	12,64	15,06	15,22	17,50
Fer total	3,18	5,40	7,10	4,54	7,05
MnO	0,04	0,07	0,09	0,11	0,14
MgO	0,96	1,84	2,64	0,82	3,40
CaO	1,86	2,04	3,44	2,41	3,20
Na ₂ O	2,93	2,97	3,57	3,55	2,85
K ₂ O	1,43	2,39	2,69	2,83	2,10
TiO ₂	0,41	0,70	0,88	0,52	1,10
P ₂ O ₅	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.	0,10
Perte au feu	1,67	2,82	0,95	1,29	1,25
Total	100,54	99,37	99,12	99,71	100,09

41. Penhors)
 42. Penhors) J.-J. Peucat, 1973
 43. Penhors) Analyste : F. Vidal
 44. Penhors)
 45. Pouldreuzic. J. Cogné, 1957 — Analyste : J. Patureau

Analyses chimiques d'amphibolites du Groupe de Languidou — Penhors

	46	47	48	49	50	51	52	53	54	55
	C 25b	P. 7-4	P. 7-21	P. 7-40	P. 8-20	P. 8-29	P. 8-30	P. 8-32	P. 8-33	P. 8-31
SiO ₂	51,20	53,49	49,07	48,15	53,57	54,67	48,02	49,84	47,97	46,55
Al ₂ O ₃	15,06	14,58	14,82	14,88	15,02	14,66	18,37	15,33	15,66	16,44
Fer total	10,87	11,03	12,36	11,52	10,31	10,95	8,13	10,69	10,00	10,00
MnO	0,17	0,19	0,20	0,23	0,15	0,18	0,13	0,21	0,16	0,16
CaO	10,00	8,40	9,90	10,26	7,96	8,40	10,60	10,95	14,05	14,58
MgO	4,66	4,88	5,38	6,67	4,58	4,28	7,66	8,14	7,88	7,50
Na ₂ O	2,86	3,76	3,64	2,82	2,94	3,39	2,44	1,87	1,90	1,54
K ₂ O	0,93	1,23	0,58	0,65	0,79	0,60	0,98	0,61	0,12	0,38
TiO ₂	1,46	1,82	1,60	1,44	1,87	1,65	0,85	1,43	1,14	0,86
Perte au feu	1,10	0,81	3,03	1,15	1,03	0,86	1,76	1,14	1,03	1,64
Total	98,31	100,19	100,58	97,77	98,22	99,64	98,94	100,21	99,91	99,65

46. Platier au niveau du Haut Pellan
 47. 200 m au Nord de Pouldreuzic
 48. 500 m à l'Ouest de Kervorden } δ_a^{11}
 49. Carrière au Sud de Lesneut
 50. 150 m à l'Est de Lesneut
 51-52. Platier au niveau du Haut-Pellau : δ_a^{11}
 53. Platier au niveau de Poulbréhen : δ_a^{11}
 54. Platier au niveau de Poulbréhen : δ_a^{11}
 J.-J. Peucat, 1973 — Analyste : F. Vidal

Tableau 11
Analyses chimiques de l'orthogneiss
de Porz-Poulhan

	56	57	58
	P. 8-34	P. 10-7	P. 10-8
SiO ₂	73,80	70,17	71,85
Al ₂ O ₃	14,14	15,02	14,68
Fer total	1,09	2,52	1,49
MnO	0,07	0,05	0,03
MgO	0,67	0,93	0,32
CaO	1,17	2,40	0,94
Na ₂ O	3,61	3,60	3,39
K ₂ O	3,59	4,72	4,87
TiO ₂	0,12	0,37	0,18
Perte au feu	1,13	0,66	0,62
Total	99,39	100,44	98,37

56. Plage du Ménez-Gored }
 57. Phare de Porz-Poulhan } J.-J. Peucat, 1973
 58. Plage de Guendrez } Analyste : F. Vidal